МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им.М.В.ЛОМОНОСОВА

БРУШКОВ Анатолий Викторович

ЗАСОЛЕННЫЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СВОЙСТВА

Москва, 1998 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....6

ГЛАВА 1. ЗАСОЛЕННЫЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ.....11

ЧАСТЬ 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....20

ГЛАВА 2. ФОРМИРОВАНИЕ ЗАСОЛЕННОСТИ В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ И КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЗАСОЛЕНИЯ.....20
2.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ.....20
2.2. КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЗАСОЛЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....33

ГЛАВА 3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ.....44
3.1. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....44
3.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....51
3.2.1. ПОБЕРЕЖЬЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ЮГОРСКИЙ ПОЛУОСТРОВ.....51
3.2.2. ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ И ТАЗОВСКИЙ.....55
3.2.3. АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЧУКОТКА.....58
3.2.4. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РАЙОНЫ АЗИИ.....61
3.2.5. АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ.....62
3.3. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ.....66

ЧАСТЬ 2. СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, СОСТОЯНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД И ПРОЦЕССЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ.....73

ГЛАВА 4. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД.....73
4.1. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....73
4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД.....74
4.3. МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....78

4.3.1. МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....78
4.3.2. МЕТОДИКА ИСПЫТАНИЙ СВАЙ.....87

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....88
5.1. ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....88
5.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВОГО РАСТВОРА.....91
5.3. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ.....97
5.4. КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ.....99

ГЛАВА 6. ПРОЦЕССЫ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД ПРИ ПРОМЕРЗАНИИ.....104
6.1. ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРОВОМ РАСТВОРЕ ПРИ ОХЛАЖДЕНИИ.....104
6.2. ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД.....109
6.3. ФОРМИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПРОМЕРЗАЮЩИХ ПОРОД.....113

ГЛАВА 7. ПРОЦЕССЫ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ГРАДИЕНТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ, ЗАСОЛЕННОСТИ И МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ...120
7.1. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ.....120
7.2. ПЕРЕДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ И СОЛЕЙ В МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ ПРИ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ.....123
7.3. ХИМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД.....141

ЧАСТЬ 3. СВОЙСТВА ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И ФАКТОРЫ, ИХ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ.....146

ГЛАВА 8. СВОЕОБРАЗИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ.....146
8.1. ПЛОТНОСТЬ ГРУНТОВ И ПЛОТНОСТЬ ЧАСТИЦ ГРУНТА.....146
8.2. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА.....150
8.3. ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВЛАГИ.....154
8.4. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА.....163
8.4.1. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА.....163

8.4.2. АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА.....165
8.5. ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА.....168
8.6. ПЛАСТИЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ.....171
8.7. ПУЧИНИСТЫЕ СВОЙСТВА.....172
8.8. КОРРОЗИОННЫЕ СВОЙСТВА.....176

ГЛАВА 9. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ И РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ.....179
9.1. ДЕФОРМИРОВАНИЕ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ.....179
9.2. КОМПРЕССИОННАЯ СЖИМАЕМОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ.....184
9.3. ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ПРИ ВДАВЛИВАНИИ ШАРИКОВОГО ШТАМПА.....193
9.4. ОСАДКА ПРИ ОТТАИВАНИИ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ....204
9.5. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ.....210

ЧАСТЬ 4. НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ.....221

ГЛАВА 10. ДЛИТЕЛЬНАЯ (МНОГОЛЕТНЯЯ) ПОЛЗУЧЕСТЬ.....221

ГЛАВА 11. НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ.....231
11.1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗРУШЕНИИ.....231
11.2. ПРОЧНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ.....241
11.2.1. ХАРАКТЕР РАЗРУШЕНИЯ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ.....241
11.2.2. ДЛИТЕЛЬНАЯ ПРОЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ..246
11.2.3. ПРОЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ.....252
11.3. СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ ПО ПОВЕРХНОСТИ СМЕРЗАНИЯ ФУНДАМЕНТОВ С ЗАСОЛЕННЫМИ МЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ.....257
11.4. ПРОЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ НА СДВИГ.....266

ГЛАВА 12. ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ ПРОЕКТИРОВАНИЯ И СТРОИТЕЛЬСТВА ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ.....274

ВЫВОДЫ.....300

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....307

ВВЕДЕНИЕ

В современной инженерной геологии и геокриологии существует ряд проблем, связанных с особыми грунтами, слабо изученными ранее из-за ограниченного распространения или находившимися вне зоны освоения. Среди таких грунтов выделяются засоленные мерзлые дисперсные породы. 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.

Развитие экономики России связано во многом с освоением новых месторождений нефти и газа на Арктическом побережье Северного Ледовитого океана. Там расположены жилые поселки и находятся крупные транспортные и другие объекты. Распространение в этом регионе засоленных мерзлых пород осложняет его освоение. Несмотря на имеющиеся результаты, проблема образования засоленных мерзлых пород и их свойств далека от разрешения и продолжает оставаться актуальной.

Автор благодарен товарищам по работе на Амдерминской мерзлотной станции: А.А. Николаеву, Ю.С.Петрухину, А.Л.Данилову, Л.В.Чистотинову, А.Н.Хименкову, Н.Ф.Цыбиной, Г.А.Томиной и другим; профессору С.С.Вялову, директору ПНИИИСа В.В.Баулину и его со¬трудникам Ю.Т.Уваркину, В.И.Аксенову, Г.И.Дубикову, М.М.Корейше, О.П.Павловой, И.В.Шейкину, Н.В.Ивановой и другим; главному геологу ЮЖНИИГИПРОГаза Г.И.Махонину; заместителю начальника Департамента научно-технической политики Госстроя Ю.Г.Востроknутову, профессорам и сотрудникам МГУ Э.Д.Ершову, И.Д.Данилову, Л.С.Гарагуле, В.Н.Зайцеву, Л.Н.Максимовой, К.А.Кондратьевой, О.М.Лисицыной, Л.Т.Роман, Е.М.Чувилину и другим; сотруднику Мосгипротранса В.С.Юхимчук; профессору Г.Э.Одишария и заведующему отделением ВНИИГаза А.М.Сиротину; заместителю директора Фундаментпроекта А.А.Колесову; руководителям подразделений Арктикстроя Г.В.Замлелову и Ю.А.Костину, заведующему отделом Арктики ЛенЗНИИЭПа Ю.Я.Велли и А.Н.Яркину за содействие в проведении работ, советы, замечания и поддержку. Автор также признателен сотрудникам МГУ, ПНИИИСа, ВСЕГИНГЕО, ВНИИОСПа, Фундаментпроекта, МИСИ, ЮЖНИИГИПРОГАЗа, ВНИИГаза,

Надымгазпрома, Ленгипротранса и ряда других организаций за помощь в постановке и проведении исследований.

ГЛАВА 1. ЗАСОЛЕННЫЕ МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ

В 60-х годах Ю.Я.Велли и П.А.Гришиным было обнаружено, что деформации зданий в поселках на Арктическом побережье связаны с низкой несущей способностью мерзлых грунтов, содержащих легкорастворимые соли. Экспериментальные исследования, проведенные затем А.А.Карпуниной, П.А.Гришиным, В.И.Аксеновым, Ю.Я.Велли, В.М.Карповым, Ю.М.Маковым, Б.И.Далматовым, В.В.Докучаевым, В.Н.Ивановым, Я.А.Кроником, Н.К.Пекарской, Л.Т.Роман, И.В.Шейкиным, А.Н.Яркиным и другими, подтвердили особые физические и механические свойства засоленных грунтов.

Одновременно В.Т.Трофимовым, И.Д.Даниловым, Г.И.Дубиковым, Н.П.Анисимовой и другими было описано залегание засоленных мерзлых грунтов в Западной Сибири, Якутии, на Арктическом побережье.

За рубежом вопрос о них встал в 70-х годах при проектировании искусственных песчаных островов в море Бофорта, где возникла проблема несущей способности засоленного песка. В Канаде исследования засоленных грунтов проводились D.Sego (1982), G.Pharr и P.Godavarti (1985). Необходимость таких исследований выявилась в связи со строительством фундаментов на Арктическом побережье, в частности фундаментов на Клайд Ривер, Северо-Западные Территории Канады (Nixon, 1988). J.Nixon and G.Lem (1984) установили, что деформации засоленных мерзлых пород увеличиваются от 10 до 100 раз при засолении порового раствора породы от 0 до 30 промилле (ppt).

Важной задачей является изучение замерзания грунтов, содержащих легкорастворимые соли. Это имеет отношение к противопучинной мелиорации грунтов, например, в гидротехническом строительстве (Кроник, 1970), к теплофизическим расчетам плотин (Кроник, Лосева, 1978), к строительству хранилищ жидкого газа. В Японии проектировались хранилища жидкого газа на морском побережье и там специально изучался процесс замерзания засоленного грунта (Ogata et al., 1983). В Норвегии в связи со строительством туннеля замерзание и прочность морских засоленных осадков исследовал G.Aas (1980).

Предполагаемое освоение газоконденсатных месторождений в России на п-ове Ямал поставило задачу обеспечения устойчивости проектируемых добывающих и транспортных сооружений в условиях широкого распространения засоленных мерзлых грунтов. В течение 1988-97 гг. ПНИИИС, МГУ, ВСЕГИНГЕО, АНИМС и другими организациями выполнялась научная программа Газпрома, в которой в том числе предусматривались исследования распространения и свойств засоленных мерзлых грунтов для разработки методов прогноза их поведения при строительстве объектов на Ямале.

Ряд вопросов, касающихся засоленных мерзлых грунтов, остается нерешенным. Трудностью, с которой столкнулись при изучении засоленных грунтов и которая препятствует развитию исследований, оказалась необходимость применения особых методов исследования. В частности, определение засоленности проводится из водной вытяжки или по отжатому поровому раствору как методом сухого остатка, так и титро-

метрией, а также по измерению электропроводности. Эти методы дают разные результаты и до последнего времени не было достаточного количества данных, чтобы можно было выбрать из них наиболее пригодный с точки зрения производительности и надежности определений. Особого подхода требуют определения механических характеристик засоленных грунтов, начиная со способов подготовки образцов и кончая режимами нагружения. Некоторые методы испытаний, например, динамометрические испытания и ступенчатое нагружение, оказываются малопригодными или требующими доработки.

Районы и границы распространения мерзлых засоленных пород, закономерности содержания в них солей, состав и распространение по глубине остаются недостаточно изученными (Дубиков, Иванова, 1990). Г.И.Дубиковым и Н.В.Ивановой составлены карты распространения засоленных пород на территории севера Западной Сибири и Арктического побережья России. Они выделяют два основных типа засоления - морской и континентальный, различающихся по химическому составу. Морской тип засоления характерен для северных территорий - вдоль Арктического побережья России и на островах; континентальный тип распространен в Центральной Якутии и в Забайкалье. Последний встречается в мерзлых отложениях высокогорных озерных котловин Тибетского плато (Kezao and Bowler, 1986) и межгорных впадин Монголии. В Канаде имеются данные по Северо-Западным Территориям, прилегающим к Арктическому побережью (Hivon, 1991). Кроме природного засоления, на территории крупных городов (Норильск, Якутск, Воркута) происходит техногенное засоление пород в таликах и слое сезонного оттаивания (Дубиков и Иванова, 1990). Классификация засоленных мерзлых грунтов отсутствует.

Изучены некоторые общие закономерности образования мерзлых засоленных пород, а также их состава, строения и свойств. Их формированию посвящены работы Г.И.Дубикова и Н.В.Ивановой (1987), А.Г.Еловской и др. (1966), Л.А.Жигарева (1981), М.Г.Кривоногова (1982), Я.В.Неизвестнова (1981), В.А.Соловьева и др. (1987), Н.П.Анисимовой (1970 и др.), В.И.Соломатина и О.Н.Фишкина (1981), Н.Ф.Григорьева (1981), В.П.Мельникова и В.И Спесивцева (1995) и других. Значительный полевой материал содержится в книгах В.Т.Трофимова, Ю.Б.Баду, Г.И.Дубикова (1980), И.Д.Данилова (1978), В.М.Пономарева (1960), Н.Ф.Григорьева (1966 и 1981), диссертациях Г.И.Дубикова, М.А.Минкина и И.Д.Стрелецкой. Процесс образования морских засоленных отложений, в том числе засоленных поровых вод и их криогенное концентрирование описаны в работе Н.Ф.Григорьева (1981). Г.И.Дубиков (1984 и др.) выделил мерзлые толщи Западной Сибири различных генетических типов и показал, что сингенетические мерзлые породы формировались с верхнего плейстоцена до голоцена и широко развиты на Арктическом побережье. Им впервые показано, что в северных районах Западной Сибири широко распространены засоленные мерзлые породы, и высказано предположение о засолении четвертичных мерзлых отложений Таймырской и Хатангской низменностей, а также крайнего северо-востока Европейской территории России, которое

впоследствии подтвердилось. Г.И.Дубиков описал первичный, седиментационный тип засоления четвертичных отложений и показал, что сульфатный состав растворов в палеогеновых глинистых породах имеет вторичный характер и генетически связан с окислением пирита и образованием сульфатов. И.Д.Стрелецкой разработана методика картирования засоленных мерзлых пород и криопэгов в районах северо-западного Ямала, легенды к специальным картам среднего масштаба, а также созданы карты "Распространение засоленных мерзлых грунтов Бованенковского ГКМ" 1:100 000 и 1:25 000 масштабов.

Данных, касающихся образования засоленных мерзлых пород как морского, так и континентального генезиса недостаточно; отсутствуют теоретические обобщения, касающиеся условий и закономерностей образования засоленных мерзлых пород и поровых растворов.

Физические свойства засоленных мерзлых пород изучены в общих чертах. Основные их физические характеристики описаны в работе Б.И.Далматова (1966). В 1966г. появилась работа В.И.Пускова, посвященная влиянию искусственного засоления на теплофизические свойства грунтов. Автор отмечает неоднозначное влияние засоления на теплопроводность грунтов. С одной стороны, ввиду меньшей теплопроводности более концентрированных растворов засоление приводит к уменьшению теплопроводности грунтов; с другой стороны, ввиду подавления диффузного слоя и дезориентации молекул рыхлосвязанной воды на поверхности грунтовых частиц вводимым в грунт раствором, теплопроводность грунтов увеличивается.

Опробование образцов засоленных мерзлых пород естественного сложения проведено Е.Н.Молочушкиным и Р.И. Гаврильевым (1970). Ими для донных осадков прибрежной зоны моря Лаптевых определялся фазовый состав влаги калориметрическим методом, температура начала замерзания, а также коэффициент теплопроводности и температуропроводности. Некоторые данные по физическим свойствам засоленных мерзлых пород приводят также Г.И.Дубиков и Н.В.Иванова (1987). Ю.Д.Зыковым, Е.Я.Мозгановой и др. (1990) получены результаты, касающиеся электрических и акустических свойств засоленных мерзлых грунтов различных типов. С.Г.Лосевой и др. (1990) выполнена работа по изучению влияния засоления на водно-физические и теплофизические свойства грунтов. Содержанию незамерзшей воды в засоленных мерзлых грунтах и их теплофизическим свойствам посвящены работы Э.Д.Ершова и др. (1979), И.В.Шейкина (1990), Л.Е.Бронфенбренера (1990), Я.А.Кроника (1968) и др. Обобщение экспериментальных данных выполнено Н.А.Цытовичем и др. (1973). Было изучено влияние засоленности на водно-физические, теплофизические, электрические и акустические свойства мерзлых грунтов. В частности, Р.Г.Мотенко (1997) изучены теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых засоленных дисперсных пород, выявлены зависимости фазового состава влаги и температуры замерзания (оттаивания) от температуры, концентрации раствора, вида соли и состава мерзлых пород. Показано, что

влияние засоления на теплофизические свойства мерзлых засоленных пород неоднозначно. Это обусловлено совместным влиянием соотношения льда и незамерзшей воды, изменением теплопроводности порового раствора в зависимости от температуры, концентрации и других факторов. Проведенные И.В.Шейкиным исследования показали, что температура начала замерзания и содержание незамерзшей воды определяются в основном свойствами порового раствора. Результаты экспериментов свидетельствуют, что температура замерзания подчиняется практически линейной зависимости от концентрации солей в растворе. Ю.Д.Зыковым (1992) изучены основные закономерности формирования акустических и электрических свойств мерзлых засоленных пород. Им установлено, что засоление мерзлых пород приводит к заметному снижению скоростей упругих волн; еще больше изменяется электрическое сопротивление.

В то же время работы, в которых производилось бы обобщение результатов исследований физических и физико-химических свойств засоленных мерзлых грунтов и анализ закономерностей их изменения, отсутствуют.

Некоторые физические и химические процессы в засоленных мерзлых породах близки к процессам, происходящим в подземных и поверхностных водах. Часть из них изучена. Например, изменения химического состава морской воды при замерзании изучались W.Ringer, Н.Н.Зубовым, К.Э.Гиттерманом, В.Л.Цуриковым, Б.А.Савельевым и другими. Геохимии и замерзанию вод суши посвящены работы В.Н.Макарова, В.П.Пентегова, А.Н.Дзенс-Литовского, Н.А.Власова, К.Б.Жаггар, М.Н.Холодова, Г.А.Максимович, К.К.Вотинцева, И.М.Кореновской, В.П.Волковой, Н.Н.Романовского, Н.П.Анисимовой и других. Этот вопрос рассматривается в работах Н.И.Толстихина и О.Н.Толстихина, Н.А.Вельминой, А.И.Ефимова, В.М.Пономарева, А.Я.Стремякова, С.М.Фотиева, П.Ф.Швецова, В.Г.Ясько, Л.И.Павловой и других. Проблеме химических реакций в многолетнемерзлых породах посвящены работы И.А.Тютюнова (1961 и др.). Он развивал представления о большой роли незамерзшей воды в физико-химическом и химическом преобразовании минерального скелета мерзлых пород, показал возможности миграции растворенных веществ, реакций обмена.

С 30-50 гг. применяется искусственное засоление грунтов при строительстве в зимнее время. В работах С.Б.Ухова, П.А.Гришина, Б.И.Далматова, В.С.Ласточкина, Б.П.Тяжелова, Е.В.Шнитко и других рассматривается искусственное засоление как способ борьбы с морозным пучением и замерзанием пород. В них описаны закономерности понижения температуры замерзания грунтов с увеличением засоленности.

Наибольший интерес с практической точки зрения представляют механические свойства засоленных мерзлых грунтов. Начало их исследований как оснований сооружений относится к 1958 г., когда при анализе причин деформаций зданий в пос. Амдерма Ю.Я.Велли обратил внимание на то, ”что грунты оснований при температуре -3.0÷ -4.5°С, внешне мерзлые с наличием кристаллов льда, легко мялись руками...” (Велли, 1990). Разработка гипотезы о том, что одной из важнейших причин деформаций зданий

являются легкорастворимые соли в вечномерзлых грунтах, началось в России на Амдерминской мерзлотной станции в 1959 г. Эти работы выполнялись Ю.Я.Велли, П.А.Гришиным, В.М.Карповым, К.Ф.Маркиным, Ю.М.Маковым, В.Н.Ивановым, В.И.Аксеновым, А.Н.Яркиным, З.П.Артемовым, автором и другими.

В 1963-70 гг. аналогичные исследования, применительно к континентальному типу засоления, проводились в Якутском филиале Красноярского ПромстройНИИпроекта А.А.Карпуниной. Ее работа (1974) была посвящена физико-механическим свойствам засоленных мерзлых пород территории Якутии. Рекомендуемые ей значения прочности пригодны для грунтов с местным, континентальным (содовым, сульфатным) типом засоления. Эти значения, как правило, выше, чем у грунтов с морским хлоридным типом засоления. А.А.Карпуниной получены величины нормативных сопротивлений мерзлых грунтов сдвигу по бетонным поверхностям фундаментов, а также величины сопротивлений нормальному давлению для мелких и пылеватых песков, супесей и суглинков в диапазоне температур от -1 до -4°С и засоленностей от 0 до 0.75%.

В докладе Н.А.Цытовича, Я.А.Кроника, К.Ф.Маркина, В.И.Аксенова, М.В.Самуэльсон (1973) приводятся данные о прочности засоленности грунтов с морским типом засоления. Они были получены методом шарикового штампа для песков, супесей и суглинков в диапазоне температур от -1 до -4°С и засоленностей от 0 до 1.5%. В диссертации В.И.Аксенова (1980), посвященной исследованию механических свойств мерзлых грунтов как оснований сооружений на примере Арктического побережья, приводится наиболее полная сводка экспериментальных данных по прочностным свойствам засоленных мерзлых пород. Им предложены таблицы расчетных характеристик сопротивления нормальному давлению для мелких песков, супесей и суглинков в диапазоне засоленностей от 0.05 до 1.5%, а также сопротивления сдвигу при смерзании с бетонными поверхностями для тех же грунтов. Работа А.Н.Яркина (1986) содержит фактический материал по нормативным значениям сопротивления сдвигу при смерзании для мелких песков и суглинков при температуре -1 - -3 °С и засоленности 0.1 - 1.0%, полученный при испытании моделей свай, натурных испытаний свай и лабораторных экспериментов. Им определены значения расчетных давлений для некоторых типов засоленных грунтов.

Основной целью перечисленных работ было получение прочностных характеристик - расчетных давлений на мерзлые засоленные грунты и расчетных сопротивлений мерзлых грунтов сдвигу по поверхностям смерзания фундаментов, которые необходимы для проектирования фундаментов зданий и сооружений. Интерпретация полученных результатов с точки зрения природы, механизма и закономерностей деформирования засоленных мерзлых грунтов не являлась главной задачей этих исследований, поэтому из них сделаны в основном выводы практического характера.

Установлено, что зависимости величины эквивалентного сцепления засоленных мерзлых грунтов от температуры грунта, влажности, состава и длительности действия

нагрузки имеют качественно одинаковый характер с незасоленными грунтами. Однако у засоленных грунтов наблюдается более медленное снижение величины эквивалентного сцепления при повышении температуры грунта и во времени, чем это характерно для незасоленных (Велли, 1990). Влияние влажности сказывается незначительно: в суглинках ее увеличение с 25 до 55% вызывало снижение эквивалентного сцепления на 25-30% (Аксенов, 1974).

Засоленность оказывает решающее влияние на механические свойства мерзлых грунтов. Интенсивно снижается, например, эквивалентное сцепление: при увеличении засоленности до 0,2-0,3% у суглинков - в 2 раза при -3 ÷ -4°С, и в 3-4 раза при -1 ÷ -2°С. Резко падает сопротивление сдвигу по поверхности смерзания. В диапазоне температур от -1 до -5°С это сопротивление снижается в 3-3,5 раза при засолении до 0.5%. При дальнейшем увеличении засоленности до 1.1% его величина уже в 3 раза меньше; при засоленности свыше 1.5% смерзание грунта с фундаментом практически отсутствует.

В результате этих исследований получены данные по прочности грунтов различного гранулометрического состава и составлены таблицы рекомендуемых расчетных значений прочности мерзлых засоленных грунтов для СНиПа 2.02.04-88 “Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах”.

Л.Ф.Свинтицкой (1997) получены количественная оценка и закономерности влияния химического состава солей и их содержания на прочность мерзлых засоленных пород при различных видах загружения. Кроме того, установлена возможность обобщения данных по прочности засоленных пород на основе ее зависимости от так называемой гомологической температуры. Важным результатом является также аппроксимация длительной прочности засоленных мерзлых пород на основе феноменологического уравнения и определение значений энергии активации разрушения.

Исследования, которые были проведены за рубежом, главным образом в США и Канаде (Pharr and Mervin, 1985; Sego and Chernenco, 1984; Aas, 1980, Nixon and Pharr, 1984; Hivon, 1991 и др.), отличаются меньшим объемом фактического материала, но выраженным стремлением получить обоснованные эмпирические зависимости для прогноза прочности и деформаций засоленных мерзлых грунтов.

G.Pharr и J.Mervin (1985) связывали снижение прочности с уменьшением “несущего нагрузку” сечения образца, которое объясняли увеличением объемного (а, следовательно, и по сечению) содержания порового незамерзшего раствора. D.Sego и D.Chernenco (1984) установили, что сцепление засоленных мерзлых грунтов линейно зависит от засоленности, а при определенном его значении резко уменьшается. Угол внутреннего трения, наоборот, от засоленности не зависит. Модуль деформации засоленных мерзлых грунтов не так сильно зависит от засоленности, как их прочность (Sego и др., 1982).

Канадские и другие зарубежные исследователи обращали особое внимание на деформируемость засоленных мерзлых грунтов. G.Aas (1980) использовал для аппроксимации экспериментальных данных известное уравнение С.С.Вялова,

предложенное им для описания деформаций незасоленных мерзлых грунтов. J.Nixon и G.Lem (1984) применили степенную зависимость для описания скорости деформирования. J.Nixon and G.Pharr (1984) установили, что ни вторичной стадии текучести, ни минимальной скорости деформирования для засоленных мерзлых грунтов не наблюдается. Несколько ранее на то, что у засоленных пластичномерзлых грунтов продолжительность первой стадии деформирования - неустановившейся ползучести - значительно больше, чем у незасоленных, указывала М.В.Самуэльсон (1972). E.Hivon (1991) установила эффект дилатансии, т.е. увеличения объема образца при деформировании засоленных мерзлых грунтов, которое начинается почти с момента приложения нагрузки, правда, при достаточно низких температурах.

Таким образом, выполненные исследования установили 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.

Температурное и химическое воздействие на засоленные мерзлые породы рассматривалось в ограниченном числе работ. Е.И.Гайдаенко (1990) изучено воздействие солевых растворов на мерзлые грунты. Ранее оно рассмотрено Б.И.Далматовым и В.С.Ласточкиным (1965) с точки зрения мерзлотных последствий искусственного засоления грунтов в строительстве: замерзания, пучения и т.д. Влияние температуры на засоленные породы было изучено М.В.Рабиновичем (1992) применительно к расчету термонапряженно-деформированного состояния оснований зданий, а также В.П.Романовым (1985) и Э.Д.Ершовым, Ю.П.Лебеденко и др. (1990) в связи с переносом влаги и солей в промерзающих и мерзлых грунтах. Получены данные о процессах преобразования мерзлых засоленных пород при воздействии температурного градиента и градиента концентрации порового раствора. Однако закономерности проявления этих процессов при различных температурных условиях, концентрации, влияние времени, состава и строения грунтов изучены недостаточно.

Таким образом, среди нерешенных проблем можно выделить следующие.

Отсутствуют общепринятые и опробованные методики изучения состава, строения и свойств засоленных мерзлых грунтов. Не разработана их классификация, данные по условиям их залегания ограничены, распространение засоленных мерзлых пород на территории России и мира изучено в общих чертах. Недостаточно полевых и экспериментальных данных об условиях образования засоленных мерзлых пород континентального и морского генезиса, отсутствуют теоретические обобщения, касающиеся условий накопления и преобразования засоленных мерзлых толщ. Слабо изучены физические свойства засоленных грунтов различного состава и строения, особенно в естественных

условиях залегания. Несмотря на полученные материалы о прочностных характеристиках засоленных мерзлых грунтов, большинство испытаний носило косвенный или кратковременный характер, недостаточно изучена длительная прочность засоленных мерзлых грунтов, отсутствуют обоснованные и опробованные методы ее прогноза. Деформационные характеристики изучены в узком диапазоне изменений состава пород, засоленности и температуры. Практически отсутствуют данные о параметрах деформирования при сдвиге по поверхности смерзания, а также в длительных испытаниях с постоянным нагрузками. Не разработаны методы прогноза деформаций засоленных мерзлых грунтов, теоретические представления об основных физических процессах при деформировании и разрушении. Слабо изучены химические и физико-химические процессы, в том числе процессы переноса солей и влаги в засоленных породах при изменениях температуры, нагрузки и во времени, в естественных условиях залегания. Недостаточно изучено криогенное строение засоленных мерзлых пород и процессы его формирования.

ЧАСТЬ 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

ГЛАВА 2. ФОРМИРОВАНИЕ ЗАСОЛЕННОСТИ В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ И КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЗАСОЛЕНИЯ

2.1.ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Засоленные мерзлые четвертичные породы Арктического побережья, распространенные с поверхности, имеют различное происхождение с преобладанием, однако, морских и прибрежно-морских условий образования. 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.

Осадочное породообразование в конечных водоемах стока криолитозоны имеет ряд особенностей. Химический состав вод лагун и озер разнообразен и иногда подвержен суточным и сезонным колебаниям. В целом поверхностные воды криолитозоны практически не содержат легкорастворимых солей. Так, содержание хлоридов и сульфатов составляет в них, как правило, десятки миллиграммов на литр. Низкие температуры и повышенная в связи с этим растворимость газов определяют значительное содержание углекислоты (Основы геокриологии, т.2, 1996). Ее содержание составляет, в частности, в водах слоя сезонного оттаивания в Большеземельской тундре 186 мг/л, гидрокарбонат-иона - 650 мг/л. Повышенное содержание углекислоты и ее диссоциация вместе с органическими кислотами определяют кислую реакцию порового раствора в слое сезонного оттаивания. Например, по данным И.Д.Данилова (1983), в поверхностных водах Северной Чукотки при общей минерализации 80 -130 мг/л среди анионов преобладают (содержание в молях): $\mathbf{Cl^-}$ 0.46 - 1.15 и $\mathbf{SO_4^{2-}}$ 0.66 - 1.32, а среди катионов $\mathbf{Na^+ + K^+}$ 0.79 - 1.66, $\mathbf{Ca^{2+}}$ 0.17, $\mathbf{Mg^{2+}}$ 0.16. Речная и озерная вода часто представляет собой слабый раствор бикарбоната кальция. Следовательно, для образования засоленных пород из таких вод необходимо значительное их концентрирование.

Иной химический состав и концентрация солей характерны для морских вод. В среднем их концентрация выше по сравнению с водами суши на Арктическом побережье приблизительно в 300 раз, а доля **NaCl** составляет около 85% (Гаррелс, Маккензи, 1974).

Особенность сингенетического промерзания отложений - образование высокольдистых горизонтов за счет перехода в многолетнемерзлое состояние нижнего, льдонасыщенного горизонта сезонно-промерзающего слоя. По полевым и экспериментальным данным Н.Н.Зубова, К.Э.Гиттермана, Б.А.Савельева, А.Н.Дзенс-Литовского, Н.Н.Романовского, С.М.Фотиева, Н.А.Власова, Н.И.Толстихина, О.Н.Толстихина, Н.А.Вельминой, А.И.Ефимова, А.Я.Стремякова, П.Ф.Швецова, В.Г.Ясько и других промерзание песчаных пород сопровождается, как правило, частичным отжатием раствора из зоны кристаллизации и его концентрированием. Поэтому содержание солей в сингенетических песчаных мерзлых толщах ниже, чем в первичном морском осадке. Для мерзлых глинистых толщ характерен обратный процесс - движение солей к границе промерзания вместе с водой. Правда, по мнению Н.П.Анисимовой (1985), в природных условиях иногда получается иная закономерность при пересчете солесодержания на содержащуюся в породе влагу. Концентрация солей в мерзлой породе тогда оказывается ниже, чем в талой (за исключением самого верхнего, промерзавшего

вначале слоя) и ниже исходной минерализации воды. Тем не менее, засоленность, как содержание солей в единице сухого веса породы, увеличивается в глинистой толще при промерзании.

Этот же процесс криогенного концентрирования может приводить к образованию линз высокоминерализованных отрицательно-температурных подземных вод - криопэгов. Так, по мнению И.Д.Стрелецкой (1991), формирование криопэгов на п-ове Ямал происходило при промерзании морских плейстоценовых отложений сразу после их выхода из-под уровня моря, при промерзании морских и речных кос, подозерных и подрусловых таликов с соленой водой, при образовании пластовых залежей льда. Данные химических анализов пластовых льдов (Г.И.Дубиков, М.М.Корейша, Б.И.Втюрин и другие) показывают, что засоленность пластовых льдов обычно низкая, но изменяется в значительных пределах. Используя соотношения главных ионов, И.Д.Стрелецкая обосновала общее происхождение вмещающих пород, пластовых льдов и криопэгов на Ямале.

Рассмотрим возможность промерзания засоленных морских осадков, основываясь на имеющихся немногочисленных фактических данных.

Как указывает Л.А.Жигарев (1981), возможность промерзания отложений еще в субаквальных условиях и их существования в мерзлом состоянии определяется среднегодовой температурой придонного слоя морской воды, амплитудой ее колебаний и минерализацией поровой воды рыхлых осадков. В арктических морях наблюдается выраженная зависимость среднегодовой температуры от глубины моря. В частности, для моря Лаптевых установлено, что наиболее низкая отрицательная среднегодовая температура пород наблюдается на нулевом уровне моря. С увеличением глубины моря до 1,6-2 м среднегодовая температура повышается и на границе максимальной толщины льда (равной глубине моря) равна 0°С. При дальнейшем увеличении глубины температуры пород становятся положительными и для моря Лаптевых достигают максимума в интервале глубин моря 2-3 м (для других морей глубина может изменяться). Это обусловлено в основном летним прогревом мелководья. На еще больших глубинах среднегодовая температура начинает понижается и переходит через 0°С на глубине 7-8 м. Понижение температуры продолжается до глубины 35 м, где достигает в море Лаптевых значения -1.7°С. Температуры, естественно, от года к году изменяются. Ниже наблюдается гомотермия, в Карском море распространяющаяся до глубины 200 м. Важно то, что, например, в Карском море глубина, ниже которой даже летом сохраняются отрицательные температуры, составляет 16 -18 м. В море Лаптевых такая глубина равна 14 -16 м, а в Восточно-Сибирском - 20 -22 м, изменяясь в многолетнем цикле. Только засоленность и в значительно меньшей степени давление слоя воды препятствуют промерзанию осадков.

Полевыми исследованиями, выполненными Е.Н.Молочушкиным (Молочушкин, Гаврильев, 1970) в районе о.Муостах и А.А.Жигаревым (Жигарев, Плахт, 1974) в районе Ванькиной губы, было установлено, что средняя годовая температура придонного слоя воды близка к средней годовой температуре отложений на подошве слоя нулевых годовых

амплитуд. Так, в районе о.Муостах среднегодовая температура придонного слоя воды на глубине 3-4 м была равна 0.3-0.5°С, и такова же оказалась среднегодовая температура отложений на подошве их годовых колебаний. В свое время В.М.Пономарев (1960) отметил, что если на суше глубина подошвы слоя нулевых годовых амплитуд может в некоторых случаях достигать 16 -20 м, то на дне моря она значительно меньше. По мнению Л.Л.Жигарева, она численно примерно равна значению годовой амплитуды колебаний температур. При этом слой сезонного оттаивания может значительно сокращаться и становится сравнимым с мощностью сезонного осадка.

Данные Н.А.Белова и Н.Н.Лапиной, В.Н.Сакса, Н.М. Страхова показывают, что скорость современного осадконакопления в Северном Ледовитом океане и в северных частях Атлантического океана, оказывается в 5 -10 раз больше, чем в других океанах, и составляет 5-10 см за 1000 лет. В прибрежных зонах и дельтах рек эта величина может быть выше во много раз. При небольшой мощности протаивающего слоя в морских осадках едва ли может быть характерная для субаэральных условий его дифференциация по влажности (льдистости), плотности и засоленности породы. Следовательно, строение такой сингенетической толщи близко к строению промерзающего первичного осадка.

Исследования в современных морях показали, что минерализация поровых вод донных осадков в Арктике нередко оказывается на 4 -23 г/кг выше, чем придонного слоя воды (Неизвестнов, Семенов, 1973 и другие). Минерализация поровых вод донных осадков в береговой зоне губы Буорхоя (о.Муостах), проникающая на глубину свыше 15 м, составляет 38-81 г/кг, Ванькиной губы до глубины 23 м - 13-68 г/кг (Жигарев, 1979), Чаунской губы до глубины 30 м - 27-77 г/кг. Она может снижаться в опресненных заливах и особенно в устьях рек. В донных осадках действуют процессы упорядочения структуры воды у поверхности раздела, вытеснения ионов, анаэробного бактериального воздействия, ионного обмена и адсорбции, поэтому трудно ожидать, что концентрация и состав поровых вод будут совпадать с морской водой. Более высокая соленость поровых вод была отмечена и рядом зарубежных исследователей (Хорн, 1972 и другие). Ее объясняют, например, тем, что при первичной консолидации осадка частицы играют роль полупроницаемой мембраны, которая при сжатии выдавливает воду вверх, сохраняя в растворе в то же время гидратированные ионы. Могут иметь место и методические погрешности (Дегенс, Чилингар, 1971). Данные Н.П.Анисимовой (1981) по неглубоким (1-3 м) озерам Центральной Якутии свидетельствуют, что концентрация поровых растворов в свежих слоях осадков (5-8 г/л) отличается от содержания солей в воде озер (от 0.4 летом до 5.4 г/л зимой). Содержание солей в донных осадках современных лагун часто велико и снижается в подстилающих менее дисперсных отложениях (Данилов, 1983). Для побережья Северной Чукотки И.Д.Данилов отмечает также полное отсутствие бикарбонатов при резком доминировании **NaCl** и значительном содержании сульфат-иона.

Несмотря на все это, в мерзлых засоленных породах не так уж часто встречаются более высокие в сравнении с морской водой концентрации, исключая криопэги. Вероятно,

низкая минерализация поровых растворов мерзлых пород объясняется образованием и миграцией рассолов при замерзании и сингенетическом накоплении отложений, а также их последующим опреснением.

Процесс перехода донных отложений в береговые мерзлые толщи описан, в частности, Н.Ф.Григорьевым (1981). В соответствии с его представлениями в результате понижения уровня моря или аккумуляции наносов происходит обмеление прибрежной части моря. От глубины моря и соответственно толщины слоя льда, лежащего на дне, зависит продолжительность и глубина промерзания донных отложений. Чем тоньше слой льда, тем глубже охлаждение и больше промерзание. Например, при толщине льда 1-1.5 м в условиях Западного Ямала формируется мерзлый слой, который обычно протаивает летом. При толщине льда 0.5 м уже в первый год формируется мерзлый перелеток, мощность которого увеличивается со временем в результате многолетнего промерзания и накопления наносов. Значения глубин моря и толщины льда зависят, конечно, от температурных условий. Следует отметить, что в прибрежные части Ледовитого океана происходит поступление значительных масс пресной воды рек, в частности Оби, Енисея, Лены, уменьшающих соленость морской воды и прибрежных морских осадков. Описанный Н.Ф.Григорьевым процесс формирования мерзлых морских сингенетических мерзлых толщ не единственный; они могут образовываться и в более глубоком море при соответствующих температурных условиях, и на морской лайде. По Н.Ф.Григорьеву, в процессе переработки берегов волновыми и эрозионными процессами верхние слои более древней мерзлой толщи, слагающей берега, срезаются и они перекрываются слоем современных береговых наносов, которые постепенно промерзают. Если смыкание разновозрастных слоев морских пород не произошло, они оказываются отделенными друг от друга слоем охлажденных пород и, возможно, криопэгов из-за отжатия растворов от границы промерзания. Образование отдельных намывных островов происходит аналогично с тем различием, что увеличение площади островов за счет процессов аккумуляции происходит быстрее, чем в краевых частях пляжа, расположенных вдоль материкового побережья. По данным Н.Ф.Григорьева (1987), промерзание и образование слоя мерзлых отложений на островах близки к аналогичному процессу при формировании континентальных береговых отложений, однако в связи с большей скоростью образования островных наносов и их более активным охлаждением при сингенетическом промерзании в наносах преобладает массивная криогенная текстура.

Впоследствии вероятно протаивание морских отложений, вымывание из них солей, а затем новое наступление моря, засоление и, при отступлении моря, промерзание по эпигенетическому типу. Такие мерзлые засоленные толщи, по-видимому, существуют с поверхности на северо-востоке Европейской части России, на Ямале и Гыдане и в других районах. Так, большая часть Большеземельской тундры, южная часть Югорского полуострова, протаявшие с поверхности в голоценовый оптимум (Баулин, 1979), затем промерзли, частично сохранив или получив соли в результате новой трансгрессии.

Автор наблюдал образование современных мерзлых засоленных пород на морской косе вблизи п.Амдерма. Вышедшие из-под уровня моря насыщенные морской водой песчаные отложения промерзают сверху, образуя 3-7 метровый горизонт с засоленностью около 0.05-0.1%, а ниже в песках в непосредственной близости от береговой линии формируются засоленные подземные воды с концентрацией 50-130 г/л и более. В мелеющей и расположенной с другой стороны косы лагуне промерзают глинистые осадки, образуя слоистые мерзлые горизонты с разной засоленностью (0.2-2%), чередующиеся с прослоями охлажденных засоленных пород.

Таким образом, типичная схема формирования засоленных мерзлых толщ Арктического побережья представляется следующей (рис. 1). При накоплении осадка в морском бассейне нормальной солености или опресненном в нем формируется засоленный поровый раствор. При промерзании такого осадка еще в море или при отступании моря в условиях отрицательных среднегодовых температур пород формируется мерзлая засоленная толща. Колебания уровня моря, температурного режима, изменения условий осадконакопления, возможность промерзания сверху, снизу и даже с боковых сторон приводят к сложной картине промерзания и распределения солей в мерзлой толще. Если засоление произошло после образования отложений при наступании моря, такое засоление будет вторичным, эпихронным и при последующем промерзании при новом отступании моря из засоленных таким образом отложений образуются засоленные мерзлые породы.

Рис. 1. Основная схема формирования засоленных многолетнемерзлых пород Арктического побережья

Типизация засоленных мерзлых отложений может быть проведена на основе представлений И.Д.Данилова (1998) о выделении криогенных формаций, учитывая закономерную, парагенетическую связь 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 криолитогенетические комплексы - естественно-исторические сообщества горных пород, сформированных или преобразованных в определенных природно-климатических (и мерзлотных), неотектонических и структурно-геоморфологических обстановках: синкриогенно-континентальный, эпикриогенно-маринный и эпикриогенно-континентальный.

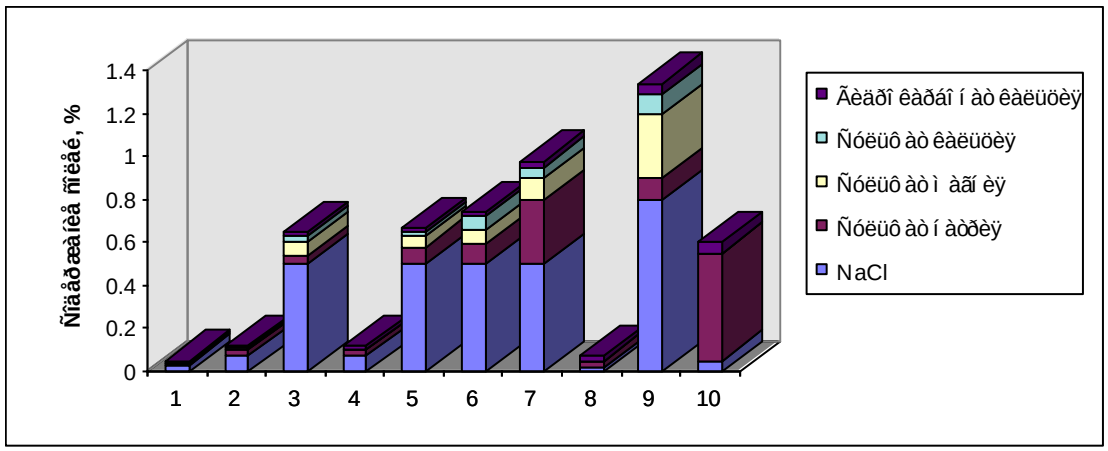
Рассмотрим кратко возможные случаи образования засоленных мерзлых пород с учетом их принадлежности к криолитогенетическим комплексам, генетическим типам и времени промерзания.

Синкриогенно-континентальный комплекс, включающий субаэральные и субаквально-субаэральные отложения: эоловые, склоновые, нивальные, аллювиальные, дельтовые, лайдовые и другие, характеризуется доминированием при образовании криогенных факторов, относительно высокой льдистостью, субгоризонтальными криотекстурами, полигонально-жильными структурами и т.д. Засоление этих отложений имеет определенные особенности. Элювиальные, склоновые и ледниковые засоленные образования не описаны детально в литературе, однако встречаются на Арктическом побережье, в частности, в прибрежной зоне при затоплении их или при ином способе проникновения соленых вод и последующем промерзании. Так, они могут засоляться при оттаивании других засоленных отложений. М.О. Лейбман и И.Д. Стрелецкой (1996) описан случай засоления сезонноталого слоя при оттаивании нижележащих морских засоленных отложений, таким образом могут засоляться солифлюкционно-делювиальные отложения, формирующиеся на засоленных многолетнемерзлых толщах. По данным Н.Ф. Кривоноговой и А.А.Каган (1973), на Чукотке засолены современные элювиальные отложения, вероятно, через атмосферные осадки из-за близости океана. Это подтверждается также результатами опробований различных типов отложений, в том числе элювиальных и склоновых, на засоленность в России и Канаде Г.И.Дубиковым, Э.Хивон и другими, а также палеогеографическими и геологическими данными по Арктическому побережью. Вероятно, возможно и их начальное засоление в холодных аридных районах при испарении грунтовых вод. Общим для всех этих типов отложений является попадание в них при определенных условиях солей на стадии их формирования и преимущественно синхронное с осадконакоплением промерзание. Однако они могут отличаться способом проникновения солей, среди которых, таким образом, выделяются: 1) однократное или периодическое затопление морем; 2) проникновение засоленных грунтовых вод (в том числе криопэгов); 3) привнос солей из оттаивающих

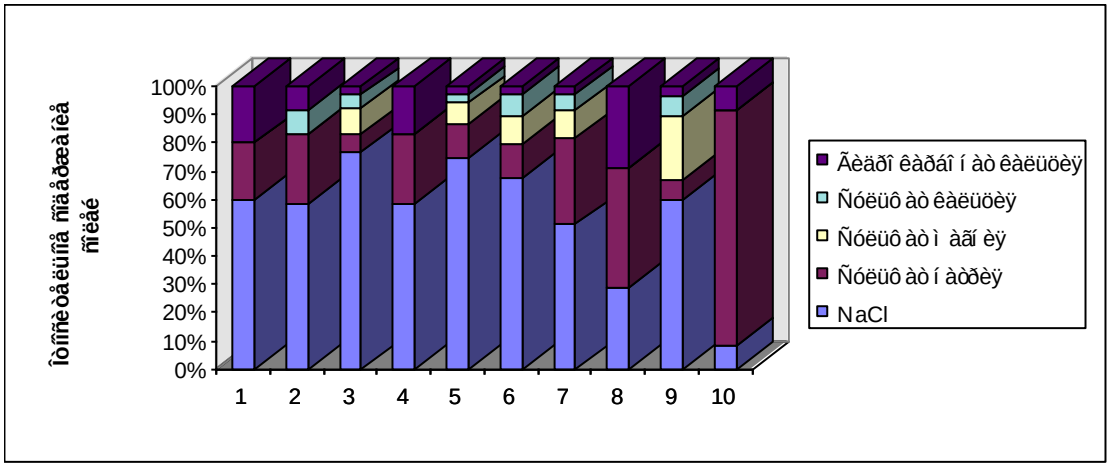
многолетнемерзлых толщ; 4) атмосферный и ветровой перенос; 5) концентрирование солей в сезонноталом слое при преобладании испарения над атмосферными осадками; 6) другие (поступление солей в результате разрушения минералов, криогенная концентрация и т.д.). Способы засоления определяют состав и степень засоленности отложений.

Аллювиальные отложения могут быть засолены как после их формирования, что происходит, например, в долинах прибрежных районов Западного Ямала (Стрелецкая, 1991), так и при их образовании, как это наблюдается в современной долине Лены при преобладании испарения и накоплении солей континентального типа в поверхностной толще (Еловская, Коноровский, Саввинов, 1966). Эоловые и болотные отложения, по-видимому, могут быть засолены после их образования в результате проникновения засоленных вод, что может происходить при морских трансгрессиях или миграции вод при изменении гидрогеологических условий. Факт некоторого засоления едомной толщи на равнинах Северо-Востока Сибири объясняется, в частности, В.П.Конищевым (1981) вскрытием заполненных рассолом включений в минералах в результате криогенного воздействия. Первичная минерализация пресноводных мерзлых озерных отложений обычно небольшая (0.02-0.08%) и может увеличиваться в соленых озерах или при проникновении засоленных вод. Лагунные же отложения Арктического побережья часто имеют высокую засоленность (до нескольких %) с преобладанием хлористого натрия и могут промерзать как в процессе их формирования, так и после - диагенетическим или, реже, эпигенетическим путем.

На Арктическом побережье Чукотки, на Валькарайской низменности И.Д.Даниловым и Л.А. Жигаревым (1979) были детально изучены различные геолого-генетические типы отложений. На рис. 2 представлены результаты этих исследований, из которых следует, что засоленными являются как элювиальные палеоген-неогеновые отложения, так и плейстоценовые и голоценовые аллювиальные и морские осадки. При этом для морских отложений типично соотношение солей, характерное для морской воды с некоторым увеличением содержания сульфата натрия. Это увеличение относительного количества сульфата натрия объясняется обычным определением натрия по остатку катионов, а также низкой миграционной способностью сульфат-иона, который захватывается растущим льдом. Вероятно обогащение сульфатами и при окислении пирита, возможно, именно по этой причине сульфатов особенно много в неоген-плейстоценовых морских отложениях Валькарайской низменности. Необходимо подчеркнуть отличие рассматриваемых процессов от стадии типичного раннего диагенеза, когда происходит редукция сульфатов (Диагенез и катагенез осадочных образований, 1967).



а



б

Рис. 2. Средний по району Валькарайской низменности солевой состав кайнозойских многолетнемерзлых отложений (по данным И.Д.Данилова и Л.А.Жигарева, 1979): 1 - голоценовые озерно-болотные; 2 - голоценовые морские; 3 - плейстоцен-голоценовые морские; 4 - плейстоценовые аллювиальные; 5 - плейстоценовые аллювиально-дельтовые; 6 - среднеплейстоценовые морские; 7 - неоген-плейстоценовые прибрежно-морские; 8 - неогеновые и неоген-плейстоценовые аллювиальные; 9 -палеоген-неогеновые лагунные; 10 - палеоген-неогеновые элювиальные отложения; а - абсолютное и б - относительное содержание солей.

Аллювиальные отложения характеризуются различным засолением как континентального характера (высоким относительным содержанием гидрокарбоната кальция, сульфата и гидрокарбоната натрия при значительной доле хлористого натрия), так и морского, особенно на севере района, где аллювиально-дельтовые отложения засолены до 0.3-0.7%, а среди солей резко преобладает хлористый натрий.

В практически незасоленных озерно-болотных отложениях сульфат-ион иногда полностью отсутствует из-за процесса биогенной десульфатизации, а при быстром их промерзании, наоборот, фиксируется в мерзлых толщах.

Таким образом, засоление многолетнемерзлых отложений в этом районе имеет смешанное, континентально-морское происхождение, с преобладанием того или иного химического состава в различных фациях. При возможности формирования континентального засоления в аллювиальных отложениях и корах выветривания за счет аридности территории и криогенного концентрирования при промерзании надмерзлотных вод (в этом районе существенно влияет и близость сульфидных рудопроявлений) морские воды не только насыщают отложения морских и прибрежных фаций, но и различными путями проникают в отложения других генетических типов и влияют на состав солей в поровом растворе.

Важные особенности формирования континентального засоления были установлены Н.П.Анисимовой (1985). В частности, степень криогенного повышения минерализации воды при промерзании зависит от начальной концентрации солей и их состава, а также от условий водообмена. По ее данным, при промерзании водоносного песка в условиях открытой системы большого повышения концентрации порового раствора в незамерзшем слое не происходит, тогда как в условиях закрытой системы минерализация раствора значительно повышается и изменяются соотношения ионов. Выделение при кристаллизации воды растворенного углекислого газа приводит к образованию карбонатных ионов из гидрокарбонатных. Труднорастворимый карбонат кальция выпадает в осадок, а в растворе повышается содержание магния и натрия. Концентрация растворимых солей при промерзании повышается в основном за счет гидрокарбонатов и карбонатов магния и натрия, при этом обычно преобладает натрий. По мнению Н.П.Анисимовой, особенности изменения содержания воднорастворимых солей в разрезе мерзлых аллювиальных отложений террас Лены могут служить показателем условий их промерзания. В частности, примером многолетнемерзлых сингенетических пород являются отложения пойменной фации. Степень засоленности их выше, чем промерзавших эпигенетически подстилающих пород русловой фации. При сезонном промерзании даже практически незасоленных аллювиальных песков минерализация вблизи границы с многолетнемерзлыми породами повышается до 0.7% с преобладанием хлоридов или сульфатов натрия и магния. Последующее накопление осадков сверху приводит к тому, что этот засоленный слой переходит в многолетнемерзлое состояние.

Промерзание шельфовых отложений эпикриогенно-маринного комплекса по И.Д. Данилову (1998) осуществляется главным образом эпигенетическим способом сверху после выхода из-под уровня моря. На их состав влияет низкая отрицательная температура среды и плавучие льды. К этому моменту завершаются диагенетические преобразования породы. Для этих отложений характерны залежи подземных льдов, которые образуются, по-видимому, в результате иньекций и миграции влаги из водоносных горизонтов (Втюрин, 1975). Не исключено их формирование в результате захоронения морских льдов, а также за счет промерзания снизу при затоплении морем многолетнемерзлых толщ.

Табл. 1. Этапы криогенного преобразования, засоления и перехода в многолетнемерзлое состояние основных геолого-генетических типов отложений

Этапы	Криоги-пергенез	Криосингенез	Криодиа-генез	Криоэпигенез
Засо-ление при образо-вании отло-жений	Элювиаль-ные при содержа-нии солей в материн-ской породе	Склоновые, эоловые, прибрежно-морские (ваттовые и лайдовые), аллювиальные (пойменные и дельтовые) при отложении в соленом бассейне или при внесении солей грунтовыми водами	Аллювиаль-ные (русловые), прибрежно-морские, озерные при отложении в соленом бассейне	Аллювиальные (крупных рек), озерные, морские при отложении в соленом бассейне. Все типы отложений, засоленные в процессе образования, при повторном промерзании
Засо-ление после образо-вания отло-жений			Все типы отложений при первичном или повторном промерзании	

Считается, что отложения подводного берегового склона-пляжа промерзают на глубинах менее 2.5-3 м. Обычно они залегают в виде “козырьков” толщиной до 20 м, иногда двойных. Ширины в несколько десятков километров достигает полоса прибрежных мерзлых толщ в море Лаптевых вокруг Шелонских островов и о.Макара, в западной части Восточно-Сибирского моря к востоку от о.Бол. Ляховского и в районе Хромской, Омуляхской и Гусиной губ (Основы геокриологии, т.2, 1996). В этих условиях возможно захоронение льдин и донного льда в сочетании с прослоями мерзлых засоленных пород. Лайдовые и дельтовые осадки периодически затопляемых побережий промерзают, как правило, в процессе их накопления, т.е. сингенетическим способом и имеют достаточно высокую засоленность и льдистость, достигающую в приповерхностной части разреза 40-50, а иногда и 70-80%. Таким образом, в целом эпикриогенный маринный комплекс содержит в верхних (при регрессии) или нижних (при трансгрессии) частях своего разреза синкриогенные отложения.

Таким образом, формирование засоленных мерзлых пород Арктического побережья обусловлено главным образом синхронным и эпихронным промерзанием морских и других отложений, содержащих воднорастворимые соли в поровом растворе, и контролируется: 1) температурном режимом; 2) концентрацией порового раствора; 3) скоростью осадконакопления (на аккумулятивных берегах).

Сохранение солей в многолетнемерзлых породах обусловлено их присутствием в отложениях до промерзания, которое само по себе является свидетельством либо отрицательного баланса влаги (при континентальном типе засоления), либо недостаточной дифференциацией осадочного вещества (при морском типе засоления) и фактическим отсутствием стадий преобразования отложений, при которых и происходит вынос солей из формирующейся породы. При этом характерной чертой условий формирования многолетнемерзлых пород с засоленностью морского типа является сохранение высокой льдистости, присутствие неразложившегося органического материала и слабая сортировка минеральных частиц - таким образом, степень дифференциации вещества таких 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. Необходимо отметить, что засоление немерзлых дисперсных пород формируется при накоплении в них растворимых солей после образования породы в результате вторичных процессов засоления (Ломтадзе, 1984; Ковда, 1946 и 1973) и этим отличаются от большинства засоленных мерзлых пород Арктического побережья.

Формирование засоленных многолетнемерзлых пород происходит в несколько этапов. В соответствии с описанными И.Д. Даниловым (1995) стадиями осадочного породообразования и этапами криогенного преобразования можно выделить соответствующие им этапы засоления как одного из процессов, происходящего при литогенезе (табл. 1). При этом выделенная стадия криодиагенеза является, по-видимому, условной. Н.М. Страхов (1962) считает диагенез стадией "внутреннего физико-химического уравновешивания многокомпонентной системы веществ с противоречивыми свойствами", который при низкой температуре подавлен, а изменения первичного осадка после его образования представляют собой разновидность гипергенеза, или выветривания. Кроме того, по мнению ряда исследователей, глинистые минералы не возникают в илах при диагенезе даже вне областей криолитозоны, а привносятся на стадии седиментации. Таким образом, преобразования первичного осадка перед промерзанием в основном заключаются в частичном обезвоживании и уплотнении и возникновении первичных коагуляционных связей по наиболее гидратированным углам и сколам минеральных частиц. Чтобы подчеркнуть отличие субаквального и субаэрального диагенеза, М.С. Швецов (1960) предложил называть последний экзодиагенезом, учитывая также возможное действие промерзания в преобразовании отложений.

При начальном содержании солей в материнских породах на этапе криогипергинеза могут образовываться засоленные элювиальные отложения (табл.1). На этапе криосингенеза образуются различные, преимущественно континентальные генетические типы отложений, а также ваттовые и лайдовые осадки в прибрежно-морских условиях. Большая часть прибрежно-морских, дельтовых, часть аллювиальных и озерных засоленных отложений формируются на этапе криодиагенеза. И, наконец, типичные

бассейновые, более глубоководные осадки и русловые отложения крупных рек, а также все отложения, уже испытавшие оттаивание, при условии их начального засоления формируются на этапе криоэпигенеза. На этом этапе образуются также засоленные многолетнемерзлые породы, в которых произошло засоление после формирования отложений - солями одинакового с этими отложениями происхождения или отличного от них.

Таким образом, различным способам образования засоленных многолетнемерзлых пород присущи определенные черты, связанные с особым, как правило, сравнительно быстрым во времени переходом в мерзлое состояние и степенью дифференциации осадочного вещества, которые обусловливают сохранение в составе отложений легкорастворимых солей и другие особенности их состава и строения. Преимущественный путь образования засоленных многолетнемерзлых пород Арктического побережья связан с син- и эпигенетическим промерзанием морских, прибрежно-морских и других слаболитифицированных отложений, насыщенных первичными или метаморфизованными морскими водами. Соли, содержащиеся в поровых растворах, в условиях перехода осадков в мерзлое состояние при промерзании лишь частично выносятся за пределы формирующихся толщ, а главным образом перераспределяются в них. Формированию высокой засоленности морских и прибрежно-морских отложений способствует низкая отрицательная температура среды, синхронное накопление и промерзание осадков, часто с возможностью промерзания снизу, и слабая степень дифференциации осадочного вещества, отлагающегося в арктических морях и прибрежных условиях.

2.2. КЛАССИФИКАЦИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Классификация обычно разделяет на группы предметы, однородные в каком-либо отношении, равные по рангу, т.е. это “горизонтальное” разделение. Классификации могут быть построены на любых принципах: морфологических, генетических, временных, пространственных, количественных и т.д. Классификации облегчают сравнительное изучение близких объектов, подытоживают знания о сходстве и различиях, в том числе о генетическом родстве, наконец, они позволяют изучать сравнительно немногочисленные типы вместо огромного количества индивидуальных объектов (Арманд, 1975). “Наука - это прежде всего классификация” (Пуанкаре, 1906).

Поскольку классифицируются засоленные мерзлые породы, необходимо первоначально сделать строгое определение самого объекта. Обычно в литературе (Велли, 1990; Дубиков и Иванова, 1990) засоленными называют мерзлые породы, содержащие легко растворимые в воде соли. Однако строгого количественного критерия обычно не приводится. Как правило, ссылаются на СНиП 2.02.04-88, где к засоленным грунтам относятся пески, супеси, суглинки и глины, если их засоленность (отношение веса воднорастворимых солей к весу минеральных частиц в единице объема грунта) превышает

соответственно значения 0.1%; 0.15%; 0.2%; 0.25%. Пылеватые пески морского побережья Севера считаются засоленными при засоленности 0.05%. В то же время засоленность талых грунтов определяется по ГОСТ 25100-82 нижним порогом засоленности легко- и среднерастворимыми солями для сцементированных пород - 3%, для несцементированных грунтов - 5%. И.В.Шейкин (1990) справедливо указывал, что в данном случае для загипсованных и некоторых других грунтов засоленность может достигать десятков процентов и определять большие осадки грунтов за счет выщелачивания при эксплуатации сооружений. При этом концентрация насыщения порового раствора средне- и труднорастворимыми солями измеряется долями грамма на литр, что слабо влияет на понижение температуры замерзания таких грунтов. Легкорастворимые же соли, находясь в значительно меньших весовых количествах, в мерзлых грунтах значительно изменяют температуру замерзания - оттаивания, фазовый состав влаги и их физико-механические свойства.

Единственная известная в литературе попытка строго определения засоленных мерзлых пород принадлежит В.И.Панченко и В.И.Аксенову (1990). Ими, например, было отмечено, что обусловленное засоленностью снижение прочности смерзания мерзлого суглинка происходит уже при засоленности 0.05 - 0.1%, т.е. в том интервале засоленности, где этот грунт считается не засоленным. По их мнению, если эквивалентное содержание ионов электролитов в грунте меньше обменной емкости скелета грунта, то ионы взаимодействуют только с поверхностью минеральных частиц и не участвуют в формировании равновесия лед - вода. Такой грунт они предлагают считать незасоленным. Если содержание ионов выше обменной емкости, грунт может считаться засоленным. По нашему мнению, правильнее говорить о легкорастворимых солях (а не просто электролитов) в поровом растворе. Если их содержание превышает величину, при которой уже фиксируется изменение физико-механических свойств грунтов и которая фактически близка к обычной точности определений засоленности, а она близка к 0.05%, такие породы можно считать засоленными.

Таким образом, можно дать следующее определение. Засоленными являются мерзлые породы, содержащие в поровом растворе легкорастворимые соли в количестве, составляющем более 0.05% по весу в отношении к сухой породе.

При построении классификации засоленных мерзлых пород мы старались придерживаться трех логических правил, которые, по мнению Д.Л.Арманда (1975), обязательны для любой классификации. Во-первых, сумма выделенных видов должна быть равна объему классифицируемого понятия. Во-вторых, в пределах одной ступени классификации должен выдерживаться 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 существо естественных связей, проявляющихся в корреляции и обусловленности различных характеристик объекта. В отслеживании таких связей заключается одна из целей научного исследования, вытекающих из классификации, но имеющих самостоятельное значение.

Засоление, когда соли являются компонентом осадков и связаны с ними генетически, предлагается называть автохтонным (автогенным). Отложения континентальных генетических типов засоляются во время и после их образования в результате проникновения соленых вод, что происходит при морских трансгрессиях или по другим причинам. По данным И.Д.Стрелецкой, морскими солями насыщаются, например, аллювиальные отложения в долинах прибрежных районов Ямала. При насыщении солями одного генезиса отложений другого происхождения засоление является аллохтонным (аллогенным). Примерами аллохтонного засоления являются засоленные озерные, солифлюкционно-делювиальные отложения Ямала, элювиальные отложения Чукотки, ледниковые отложения Канады. Аллювиальные отложения насыщаются солями и непосредственно при их образовании, как это наблюдается в долине Лены при преобладании испарения над осадками, и формируется континентальное автохтонное засоление, связанное со средой осадконакопления.

Как известно (Овчинников, 1955), главнейшими типами подземных вод являются воды выщелачивания, образовавшиеся за счет выщелачивания горных пород, и воды седиментационные, т.е. попавшие в породы в процессе осадконакопления, в иловую стадию или в более поздние фазы диагенеза (воды сингенетические), или же после того, как порода сформировалась (воды эпигенетические). Выщелачивание горных пород - процесс, особенно интенсивно протекающий в верхней части земной коры (Овчинников, 1955) в результате деятельности воды, образовавшейся главным образом за счет выпадения атмосферных осадков. Агрессивные свойства воды обусловлены содержанием в ней углекислоты и кислорода. Большое значение имеют микроорганизмы и почвенные процессы. В результате выщелачивания некоторые компоненты горных пород переходят в

раствор и мигрируют с водами. Растворимость различных пород зависит от их состава, состава растворителя, температуры и других факторов. В дальнейшем возможно концентрирование вод выщелачивания за счет двух основных процессов - испарения вблизи дневной поверхности и промораживания горных пород с отжатием солей от фронта промерзания. Засоление горных пород, обусловленное водами выщелачивания, будем называть континентальным типом засоления. Для него характерно присутствие среди анионов гидрокарбонат-иона и сульфат-иона, а среди катионов - кальция, натрия и магния.

Так же как и на территориях распространения немерзлых пород, так и в зоне вечной мерзлоты большие пространства суши сложены морскими осадочными породами, изначально являющимися засоленными древними морскими водами. В отличие от подземных вод выщелачивания седиментационные морские воды являются хлоридно-натриевыми; на втором месте после хлора стоит сульфат-ион, а после натрия - магний.

Вместо 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 седиментогенных 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 находился в равновесии с ее водами (в последних преобладает Ca^{2+}), в море, где он приходит в равновесие с морской водой, насыщенной в основном натрием (Овчинников, 1955):

$$2\,NaCl + Ca_{адсорб.} = CaCl_2 + Na_{адсорб.}$$

Процессы концентрирования морских вод за счет испарения, другие химические процессы выщелачивания для мерзлой зоны не характерны. Поровый 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.Дубикова, 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 (1979) по засолению континентальных отложений Ванькиной губы (табл. 2).

Табл. 2. Солевой состав (в %) водной вытяжки из отложений Ванькиной губы (по И.Д.Данилову и Л.А.Жигареву, 1979)

Соли	Неоген-плейстоценовые континентальные отложения	Плейстоценовые морские отложения
NaCl	23.6	77.2
$MgCl_2$	15.6	-
Na_2SO_4	-	10.5
$MgSO_4$	-	5.3
$CaCl_2$	44.4	-
$CaSO_4$	9.5	3.2
$Ca(HCO_3)_2$	8.1	3.4
Сумма	100	100

К этому типу засоления можно отнести также засоленные мерзлые породы техногенного происхождения.

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 аллювиальные 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. 3.

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 (рис. 3). Аналогично строятся взаимоотношения типов засоления и для континентального засоления. Таким образом, например, для морских, прибрежно-морских и лагунных отложений характерны морские синкриогенный синхронный тип, диакриогенный и эпикриогенный синхронный и диахронный типы.

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 и, несмотря на всю условность такого разделения для континентального и смешанного типа засоленных мерзлых пород, засоленные мерзлые породы морского типа легко разделяются этим значением на 2 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°С) засоленные мерзлые породы имеют очень маленькую прочность. Поскольку значительная часть засоленных мерзлых пород морского типа имеет меньшую засоленность, их целесообразно разделить по засоленности (или концентрации порового раствора), имея в виду значения засоленности, например, 0.2%, 0.5% и 1%, или просто характеризуя их значением засоленности. По концентрации порового раствора целесообразно разделение растворов с использованием значений в 6 и 12 г/л, что приблизительно в 2 и в 4 раза соответственно ниже величины 35 г/л.

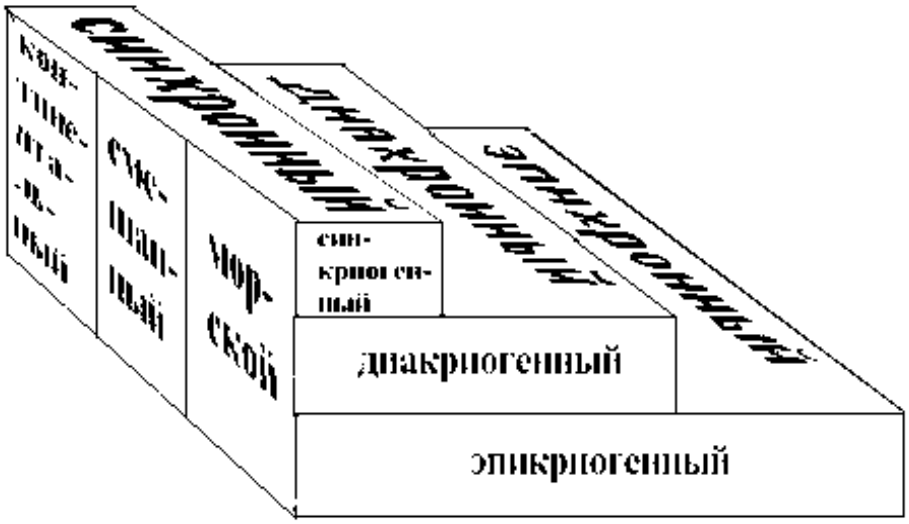


Рис. 3. Классификация мерзлых засоленных пород по типам засоления.

Это разделение можно обосновать следующим образом. Перегиб на кривых содержания незамерзшей воды от температуры в суглинках наблюдается при засоленности 0.5 и 1.2% (Фазовый состав влаги мерзлых пород, 1979), 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 (Hivon, 1991). 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 (Яркин, 1987).

Скорости сейсмических волн заметно возрастают, по данным Ю.Д.Зыкова, в мерзлой засоленной супеси при концентрации порового раствора, близкой к 35 г/л (Зыков и др., 1990). С другой стороны, пучение резко уменьшается, по результатам Ю.В.Софронова, для супесчано-суглинистых пород Ямала при засоленности 0.2% и ниже, что соответствует для этих пород концентрации около 8 г/л в поровом растворе. А максимальный миграционный поток влаги к фронту промерзания наблюдается при засолении **NaCl** около 0.35 н, что соответствует для суглинка около 25 г/л в поровом растворе (Ершов и др., 1992). А.Д.Фролов приводит данные, где геофизические свойства засоленных мерзлых пород изменяются при концентрации порового раствора ниже 6 г/л (1976).

По нашим данным, эквивалентное сцепление особенно быстро снижается при достижении значения 0.2% засоленности в песках, 0.3% в супесях и 0.4% в суглинках, что соответствует концентрации порового раствора около 10 г/л. На кривой зависимости энергии активации от засоленности для засоленной мерзлой супеси можно выделить перелом при засоленности 0.15-0.2% или около 6-8 г/л в поровом растворе. Сопротивление сдвигу по поверхности смерзания засоленной супеси заметно падает при превышении

засоленности 0.1-0.2%, а в суглинке при 0.2-0.3%, или при концентрации порового раствора около 6 г/л. Наконец, А.М.Овчинников разделяет природные воды по общей минерализации, используя в том числе значения концентрации 3, 10 и 35 г/л, причем ниже 3 г/л это солоноватые воды, до 35 г/л - соленые и выше - воды повышенной солености. Таким образом, предлагаемые границы для классификации мерзлых засоленных пород по концентрации, по нашему мнению, являются достаточно обоснованными.

Для выражения химического состава поровых растворов, вероятно, также может использоваться известная формула М.Г.Курлова. В ней количественное содержание элементов выражено в процентах эквивалентов, причем главные анионы помещены в убывающем порядке выше черты, главные катионы - в том же порядке ниже черты. Буквой **М** обозначена общая минерализация в граммах на 1 л (сумма анионов и катионов с недиссоциированными молекулами без газов). Морская вода в соответствии с формулой М.Г.Курлова может быть представлена приблизительно таким образом:

$$M_{35}\frac{Cl_{90}SO_{9.5}HCO_{0.5}}{Na_{77}Mg_{18}Ca_{3.5}K_{1.5}}$$

Для систематизации данных химического анализа возможно составление графиков - треугольников отдельно для катионов и анионов. Засоленные мерзлые породы могут быть разделены также по составу грунтов - песчаные, супесчаные, суглинистые и глинистые.

По влажности (льдистости) могут быть выделены следующие типы: ненасыщенные (**Wест** < 0.9 **Wпол**, где **Wест** - естественная влажность, **Wпол** - влажность полного водонасыщения), льдонасыщенные (0.9 **Wпол** < **Wест** и < **Wпол**) и перенасыщенные льдом (**Wест** > **Wпол**). Такое разделение оправдано тем, что эти три разновидности существенно различаются между собой по физическим и механическим свойствам. Например, ненасыщенные породы легко уплотняются, перенасыщенные отличаются повышенной прочностью, акустическими характеристиками. Льдонасыщенные засоленные мерзлые породы являются весьма распространенным типом пород. Например, к нему относится 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. Резкое снижение прочности и увеличение деформируемости происходит у засоленных мерзлых грунтов при температурах, близких к (**t нз** - 2°С), где **tнз** - температура начала замерзания). Поэтому целесообразно разделение засоленных мерзлых грунтов по температуре на два вида - устойчивые (**t** < (**t нз** - 2°С)) и неустойчивые (**t** > (**t нз** - 2°С)). Наконец, засоленные мерзлые породы могут быть разделены по условиям залегания (интервалы глубин, характер

изменения засоленности по глубине) и по криогенному строению, разновидности которого могут быть выделены в соответствии с классификацией Е.М.Катасонова (1960). Предлагаемое разделение засоленных мерзлых пород по составу и состоянию представлено на рис. 4.

Существует определенная связь между выделяемыми типами засоленных мерзлых грунтов. В качестве примера рассмотрим данные Н.В.Ивановой и Г.И.Дубикова (1990) и их обобщение Т.С.Кудрявцевой, выполненное в научно-техническом отчете ПНИИИСа за 1989 г.

Наибольшие величины засоленности на Ямале характерны для глинистых и суглинистых морских и прибрежно-морских отложений. Этим отложениям свойственен хлоридно-натриевый тип 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 линзовидные 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. Засоление 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. Сульфаты и карбонаты образуются в результате диагенеза исходных континентальных отложений.

<table>
<tr><td>Типы засоления</td><td colspan="2">Морской</td><td>Континентальный</td></tr>
<tr><td rowspan="4">по концентрации порового раствора</td><td>менее 6 г/л</td><td rowspan="3">опресненные</td><td>слабозасоленные</td></tr>
<tr><td>от 6 до 12 г/л</td><td>средней солености</td></tr>
<tr><td>от 12 до 35 г/л</td><td>сильнозасоленные</td></tr>
<tr><td>более 35 г/л</td><td colspan="2">концентрированные</td></tr>
</table>

<table>
<tr><td>по гранулометрическому составу</td><td>песчаные</td><td>супесчаные</td><td>суглинистые</td><td>глинистые</td></tr>
</table>

<table>
<tr><td>по льдистости (влажности)</td><td>ненасыщенные
менее $0.9\,W_п$</td><td>насыщенные
более $0.9\,W_п$
менее $W_п$</td><td>перенасыщенные
более $W_п$</td></tr>
</table>

<table>
<tr><td>по температуре</td><td>устойчивые
менее $(t_{нз}-2^0)$</td><td>неустойчивые
более $(t_{нз}-2^0)$</td></tr>
</table>

Рис. 4. Классификация мерзлых засоленных пород по составу и состоянию.

В целом процесс континентального солеобразования для этих широт не является активным и смешанный тип засоления образуется при изменении состава поровых растворов морского типа путем их опреснения атмосферными осадками и поверхностными водами.

Таким образом, разработаны основы типизации засоления главных групп дисперсных пород криолитозоны по генетической принадлежности и составу солей, соотношению времени засоления со временем образования отложений и временем их промерзания. Наряду с традиционными морским и континентальным типами засоления мерзлых отложений выявлен и охарактеризован смешанный тип, свойственный зоне взаимодействия "суша-море", распространенный в пределах Арктических побережий и обладающий особыми признаками, в том числе и свойствами. 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.

ГЛАВА 3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

3.1. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

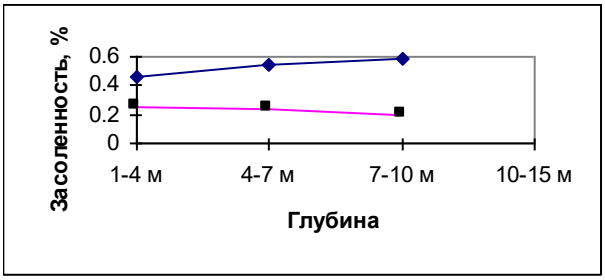
Изменение засоленности мерзлых грунтов по глубине и простиранию на Арктического побережья связано с их составом и строением и определяется как условиями формирования засоления, так и последующими процессами в мерзлых толщах. Данные по

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. Сезонноталый слой ввиду его сезонной промываемости пресными водами, за исключением некоторых склоновых участков, как правило, не засолен.

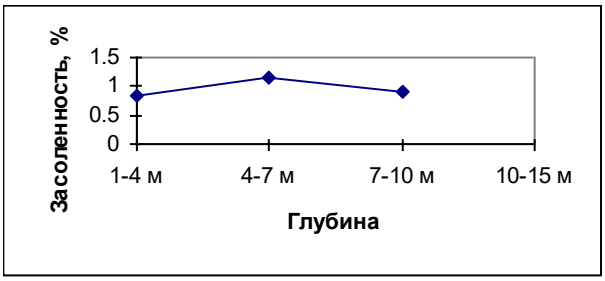
Изначально высокая засоленность отличает плейстоценовые глубоководные морские глинистые отложения Печорской низменности и Ямала; напротив, прибрежно-морские осадки менее засолены (Данилов, 1978). Более дисперсные грунты имеют, как правило, большую засоленность (Дубиков, 1986; Трофимов и др., 1980). Более высокая засоленность в целом характерна для разрезов с автохтонным засолением. Например, аллювиальные и озерные отложения Ямала значительно менее засолены, чем морские (Дубиков, 1986); меньше отличаются по засоленности морские и ледниковые осадки Северо-Западных территорий Канады (Hivon, 1991).

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 криопэгов. Для глинистых засоленных мерзлых пород также характерны два типа разрезов - сравнительно однородный или с переслаиванием (в том числе с включениями 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, например, регрессивным характером фаций и опреснением среды осадконакопления, и промерзания отложений. Повышенная засоленность, как отмечает Г.И.Дубиков, встречается в зоне смерзания грунтов с припайным льдом (Природные условия Байдарацкой губы, 1997). Она типична в современных лагунных осадках, например, в лагуне Амдермы. 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, происходящим после формирования засоленных мерзлых пород рассолением верхнего горизонта в результате процесса миграции солей и выноса их в сезонноталый слой, рассмотренного ниже, в главе 7. Разрезы условно-слоистого типа характерны для более молодых позднеплейстоценовых и голоценовых отложений (рис. 5).

Более древние отложения высоких морских террас, где было достаточно времени для рассоления, отличаются распространением разрезов рассоленного типа (рис. 6 и 7). Сохранение, при значительной дифференциации по глубине, достаточно высокого засоления палеогеновых отложений (рис. 7) объясняется, по-видимому, большим начальным содержанием солей.



а



б

Рис. 5. Распределение засоленности по глубине для: а - морских и прибрежно-морских позднеплейстоценовых отложений (Q_{III}^{2-4}) Северного Ямала (верхняя кривая) и Центрального и Южного Ямала (нижняя кривая); б - для морских и лагунно-морских голоценовых (Q_{IV}) отложений. Построено по средним данным Г.И.Дубикова (1984)

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 содержания 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.

Распределение засоленности по простиранию также подчиняется определенным закономерностям.

Связь литолого-фациального строения плейстоценовых отложений и засоленности прослеживается, например, по площади в Печорской низменности (Данилов, 1978). 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.

Для поперечного сечения долин рек Ямала Г.И.Дубиковым установлена закономерность, заключающаяся в увеличении засоленности пойменных отложений по

мере удаления от русла реки к тыловым частям пойм. Там многолетнемерзлые грунты бывают засолены с глубины 2-4 м, а засоленность в супесях достигает 0.3%, в суглинках - 0.5-0.8% (Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала, 1996).

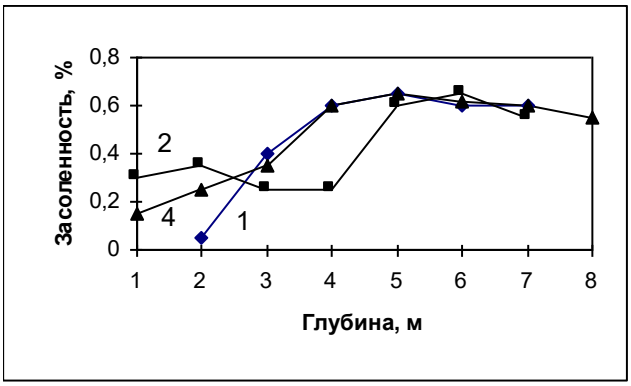
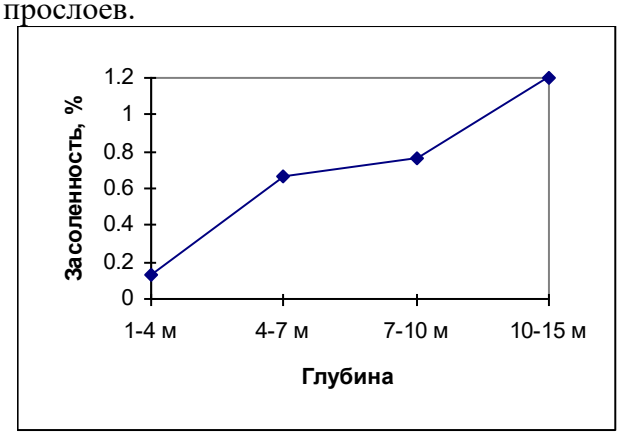
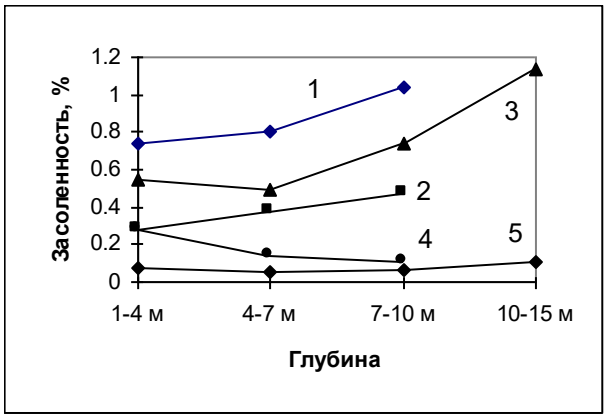


Рис. 6. Распределение засоленности в разрезе 3 морской террасы, сложенной суглинками в п.Амдерма по трем скважинам (обозначены цифрами)

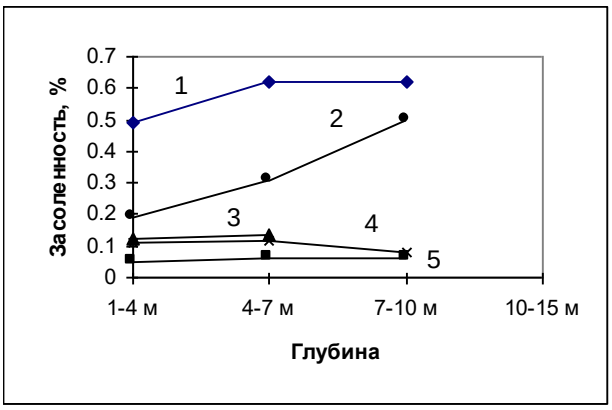
Засоленные мерзлые породы пространственно связаны с засоленными охлажденными породами и криопэгами. Установлено часто встречающееся чередование ледяных шлиров, льдистых мерзлых участков грунта и находящихся в охлажденном состоянии засоленных прослоев.



а



б



в

Рис. 7. Распределение засоленности по глубине для отложений: а - морских палеогеновых (mP) Тазовского п-ова; б - морских и гляциально-морских среднеплейстоценовых (Q_{II}^{2-4}) Северного Ямала (1), Центрального и Южного Ямала (2), Гыдана (3), Тазовского п-ова (4), Обско-Пуровского междуречья (5); в - для морских и прибрежно-морских позднеплейстоценовых (Q_{III}^{1}) (обозначения кривых как на б). Построено по данным Г.И.Дубикова (1984)

Переход от засоленных мерзлых пород к охлажденным является плавным как по температуре, так и в пространстве, что свидетельствует о целесообразности объединения их в один тип засоленных криогенных грунтов (ЗКГ).

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 (Природные условия Байдарацкой губы, 1997). Криопэги повсеместно связаны с прибрежно-морскими отложениями и приурочены к линзам и прослоям обогащенных органическими веществами осадков (Орлянский, 1985).

Глубина, м	Состав грунтов	**Криотекстура**	**Температура Т, град.С**	**Влажность W,%**	**Засоленность Dsal, %**

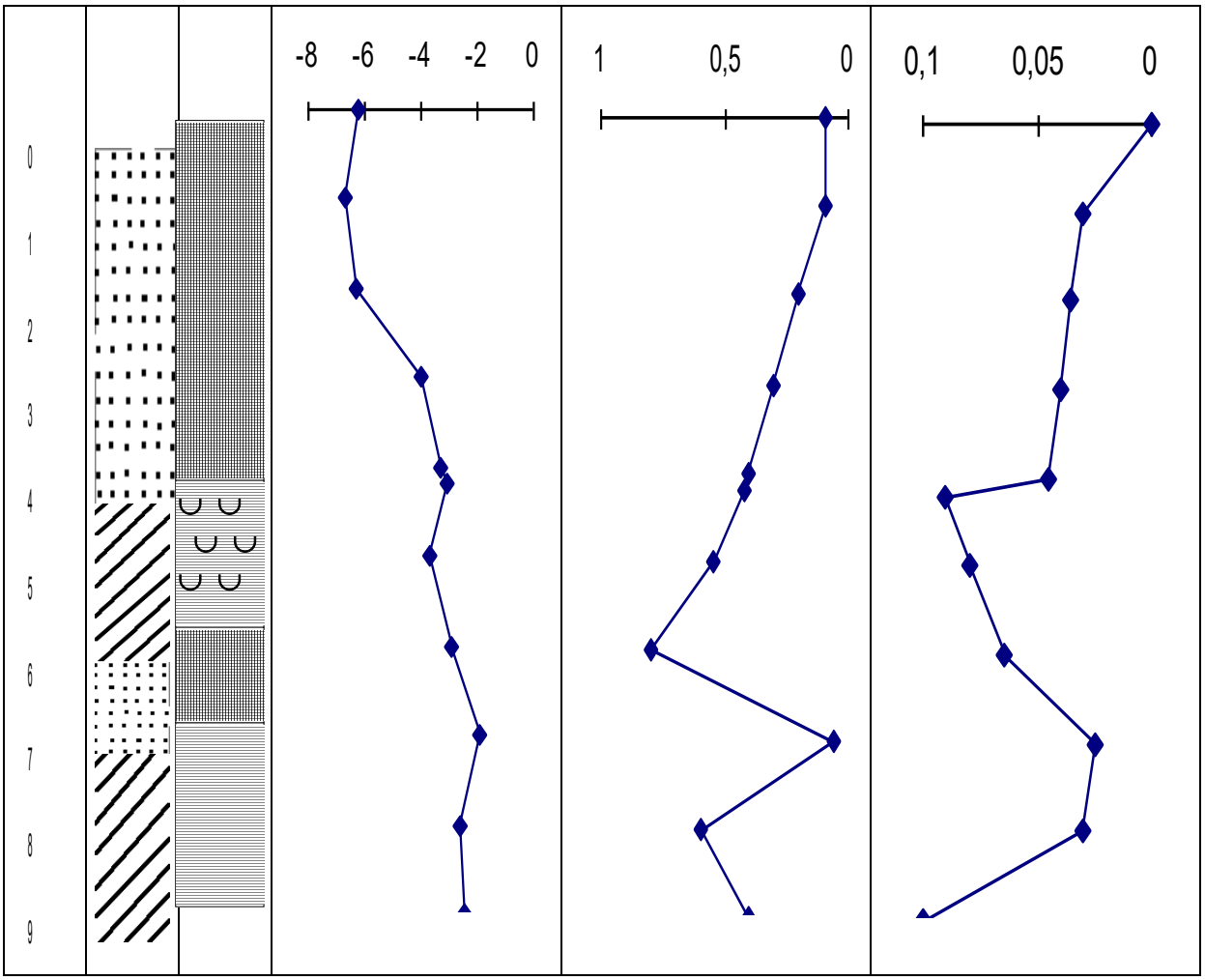
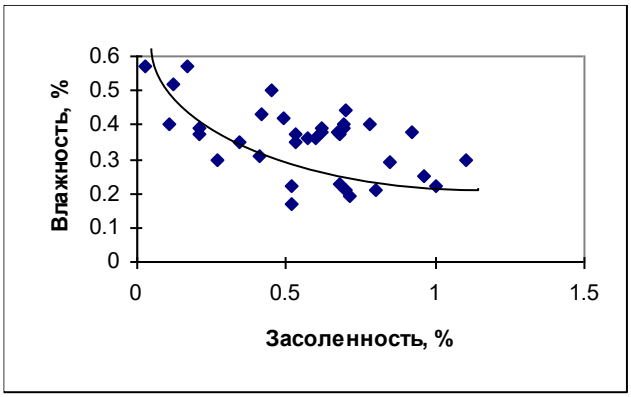


Рис. 8. Скважина в отложениях 3-й морской террасы, п. Амдерма, здание тренажера, 1989 г.

Для толщ засоленных мерзлых пород характерно чередование слоев с разной засоленностью (рис. 8), в большей степени характерное для разрезов условно-слоистого (первичного) типа. Засоленность сильнее всего изменяется на морской лайде, в лагунах и на мелководье (Природные условия Байдарацкой губы, 1997).

Последняя закономерность проявляется и для Амдерминского района.

Рис. 9. Соотношение засоленности и суммарной влажности для морских мерзлых супесчано-суглинистых плейстоценовых отложений территории Бованенковского ГКМ (п-ов Ямал). Выборка из 36 образцов



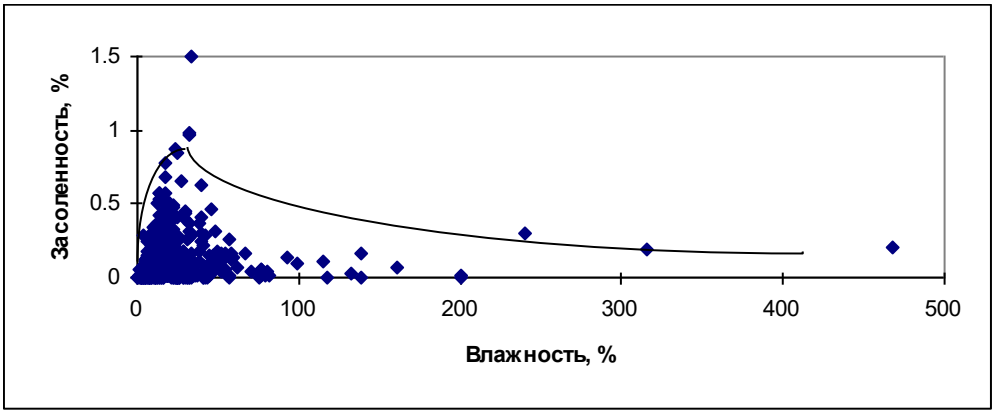


Рис. 10. Зависимость засоленности от влажности мерзлых грунтов Северо-Западных Территорий Канады (данные Е. Хивон, 1991)

Существует определенное соотношение засоленности и льдистости в засоленных мерзлых породах. В многолетнемерзлых морских толщах засоленность, как правило, увеличивается с повышением суммарного влагосодержания, что обусловлено седиментацией в соленых морских и прибрежных водах, а по разрезу, наоборот, засоленность, как правило, снижается с увеличением льдистости в различных литогенетических типах грунтов (рис. 9 и 10), что, по-видимому, связано как с условиями формирования льдистых горизонтов и вытеснением солей (не случайно пластовые льды иногда подстилаются песчаными горизонтами с криопэгами), так и последующим распреснением подземных текстурообразующих льдов. Последнему процессу в литературе не уделяется должного внимания, несмотря на продолжающиеся дискуссии о происхождении пластовых льдов. Между тем на примере морских льдов давно установлено (Савельев, 1971 и др.), что они подвергаются быстрому распреснению. Так, по данным Ф.Мальмгрена (1930), соленость морского льда в Полярном бассейне только за год изменяется в средней части ледяного покрова приблизительно от 7 до 3 промилле.

Засоленность снижается в льдистых горизонтах, перекрывающих залежи пластовых льдов, которые характерны для регионов распространения засоленных мерзлых пород. При

этом для засоленных охлажденных пород субаквального типа в Байдарацкой губе установлена обратная закономерность - снижение засоленности при уменьшении влажности (Природные условия Байдарацкой губы, 1997).

Таким образом, в пределах морского и смешанного типов засоления выявлены главные виды строения толщ засоленных многолетнемерзлых пород по характерному строению разрезов и распределению засоленности по глубине, обусловленному как условиями их образования, так и последующим изменением в мерзлом состоянии. Установлено, что 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. Установлена неоднородность строения засоленных мерзлых грунтов, чередование ледяных шлиров, льдистых мерзлых минеральных агрегатов и находящихся в охлажденном состоянии засоленных прослоев, а также сильно- и слабозасоленных слоев, особенно для разрезов условно-слоистого типа. 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).

3.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Для исследования техногенного воздействия наиболее важен верхний, десяти-пятнадцатиметровый горизонт пород, активно взаимодействующий с инженерными сооружениями. Он приблизительно совпадает со слоем нулевых годовых колебаний температуры и обычной глубиной заложения свайных фундаментов, поэтому определение свойств слагающих его мерзлых пород является необходимым для проектирования и оценки такого взаимодействия.

Учитывая многообразие условий возможного засоления более глубоких горизонтов пород, а также задачи настоящей работы, здесь рассматриваются засоленные мерзлые породы, распространенные с поверхности в различных регионах Арктического побережья. Как правило, это четвертичные плейстоценовые и голоценовые отложения различных генетических типов, среди которых преобладающими являются морские отложения. В таблице 3 приводятся некоторые фактические данные о распространении засоленных мерзлых пород на Арктическом побережье России.

2.2.1. 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-Тиманского и Мало-Большеземельского региона.

В литературе (Геокриология СССР, 1988) упоминается, что на низких морских террасах и морской лайде побережья Баренцева моря наряду с участками, сложенными многолетнемерзлыми породами, развиты участки охлажденных ниже 0°С пород с криопэгами. Такие участки встречаются на побережье Болванской, Паханческой, Хайпудырской и Печорской губ, а также в дельтах и низовьях рек Нерута, Черная, Морею, Каротаиха. 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 поселка Пионерный установлено, что грунты имеют различную степень засоленности, в среднем около 0.1%, увеличивающуюся с глубиной.

Таблица 3. Данные о засолении мерзлых пород Арктического побережья России (Г.И.Дубиков, Ю.Я.Велли, И.Д.Данилов, В.И.Аксенов, А.Н.Яркин, автор и другие)

Район	Характеристика пород	Место отбора	Засолен-ность,%
1	2	3	4
Европ. террит. России	Морские и аллювиальные отложения	Хайпудырская губа р.Сарембой-Яха пос.Пионерный пос.Амдерма о-в Колгуев р.Печора, низовье	0-0.3 0.1-0.2 0.1 0.1-1.5 0.2-0.8 0.1-0.2

Западн. Сибирь	Морские, аллювиально-морские, аллювиальные, озерные и солюфлюкцион-но-делювиал. отложения	Бованенковское ГКМ о-ва Шараповы Кошки Северный Ямал Южный Ямал Мыс Харасавэй оз.Ней-то Обско-Пурское междур. п.Диксон Гыдан, оз.Мерку-то р.Сухой Полуй	0.03-2.1 до 2.4 0.5-2.0 0.2-0.5 0.2-0.4 0.2-0.6 0.05-0.1 0.5-1 0.4-1.2 0.6
Восточ-ная Сибирь	Морские отложения Элювиальные отложения Озерные отложения Аллювиальные отложения	п.Чукотка лагуна Рыпильхин м.Шмидта г.Певек г.Анадырь дельта Лены Ванькина губа устье Алазеи Халлерченская тундра г.Анадырь п.Чукотка п.Чукотка	0.2 1.5-3 до 1 0.1-0.5 0.2-0.5 0.1 0.4-1.2 0.2-1.0 0.8-2.0 0.3 0.1-0.2 до 0.1

В района мыса Синькин Нос скважинами при изысканиях различных объектов засоленные мерзлые грунты были встречены нами повсеместно (рис. 11). Засоленность увеличивалась с глубиной и достигала около 0.2% на глубине 8 м.

Глубина, м	**Литолог. разрез**	**Криотекстура**	**Температура Т, град.С**	**Влажность W,%**	**Засоленность Dsal, %**	**Плотность р, г/см куб.**

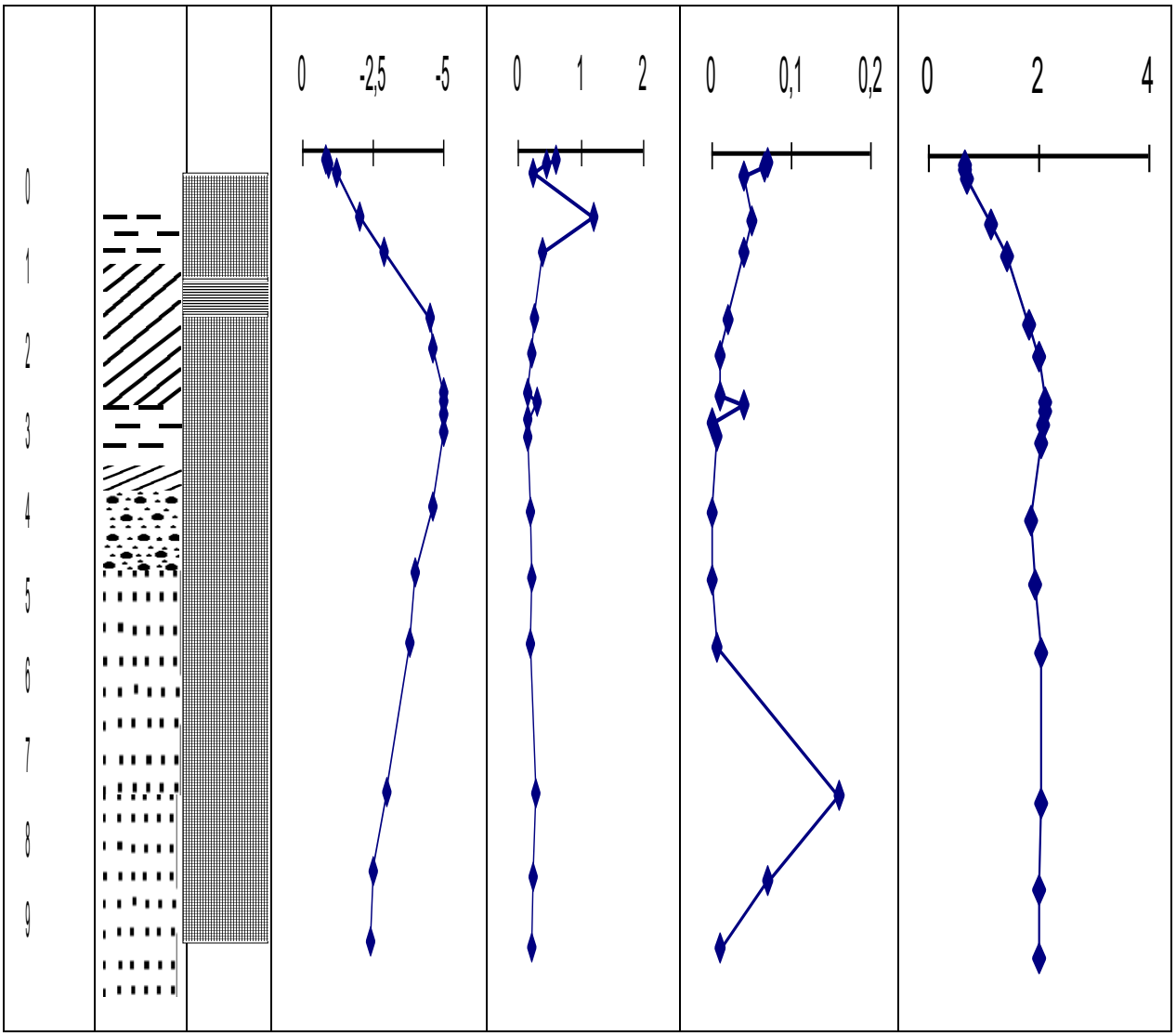


Рис. 11. Скважина 1 на строительстве нефтегазоразведочной скважины глубокого бурения АНГРЭ № 20 на побережье Хайпудырской губы, 1987г.

Морские многолетнемерзлые породы, содержащие соли, на Югорском полуострове хорошо изучены для района пос.Амдерма. Здесь широко развиты как засоленные мерзлые породы, так и криопэги. По прибрежной части материал частично был систематизирован А.Н.Хименковым и Ю.Б.Шешиным (1992). Побережье мелководья - с барами и отмелями. Песчаная коса длиной около 2 км отделяет от моря лагуну с обширной лайдой. На лайде встречаются многочисленные мелкие озера. В лагуну впадают несколько мелких рек. Таким образом, комплекс прибрежно-морских осадков сочленяется с аллювиальными и озерными осадками. Соленость морских вод Карского моря в интервале глубин 0-50 м - 29-30 г/л. Концентрация порового раствора современных морских осадков - 42-48 г/л. Кроме того, по некоторым данным, засоленность осадков центральной части Байдарацкой губы составляла для песков 8.9%, для суглинков -0.88-1.13%. В Амдерминской лагуне до глубины 1 м засоленность грунтов составляет 1.6-1.9%, ниже засоленность увеличивается

до 3-4% (на глубине 4-5 м). Температура отложений в центральной части лагуны -2.0 ÷ -2.5°С и они находятся в охлажденном состоянии. При этом минерализация вод в лагуне меняется от 18 до 20 г/л до 8 г/л и менее в частях, удаленных от моря. Очевидно, сильное засоление осадков лагуны связано с криогенной концентрацией порового раствора. Морская коса представляет собой аккумулятивное образование длиной 3 и шириной 0.3-0.5 км. Верхний 3-метровый горизонт отложений, сложенный песками, имеет засоленность 0.1%. Ниже 2.5 м засоленность пород резко возрастает до 0.4-0.5%. Ниже глубины 3 м в песках прослеживаются горизонты высокоминерализованных вод - криопэгов. Концентрации поровых растворов в них разнообразны - от 50 до 120 г/л. Вероятно, низкая минерализация песков в верхней части разреза связана частично с вымыванием солей атмосферными осадками при сезонном протаивании и дифференциацией раствора при промерзании - криогенной концентрацией. Верхний слой многолетнемерзлых пород, распространенных на Амдерминской косе, имеет неодинаковую мощность. В центральной части косы она составляет около 8 м, в краевых частях - 1.5-2 м. Засоленность песков и супесей с прослоями торфа на лайде до 4 м составляет от 0.1 до 0.3%, ниже залегают песчаные илы и суглинки с засоленностью 0.5-3%, причем горизонты с массивным криогенным строением сменяются слоями охлажденных пород с отдельными единичными кристаллами льда. А.Н.Хименков и Ю.Б.Шешин (1992) отмечают, что верхний горизонт отложений лайды (до 2 м) имеет большую засоленность, чем на песчаной косе. Это связано, по их мнению, с более дисперсным составом отложений, большим содержанием органики, сплошным растительным покровом на поверхности, что ухудшает условия для удаления солей пресными атмосферными и речными водами.

Поселок Амдерма находится на 1 и 2 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), слоисто-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.

3.2.2. ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ И ТАЗОВСКИЙ

На основе анализа более 4 тыс. проб Г.И.Дубиков и Н.В.Иванова (1990) построили карту засоленности мерзлых грунтов Западной Сибири. По их данным, область повсеместного распространения засоленных мерзлых грунтов и криопэгов 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

криопэги с более высокой концентрацией солей. Ниже находится охлажденная ниже 0°С, 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 (1990) 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". Нижележащие 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 газокон- денсатного месторождения, данные по которому были проанализированы И.Д.Стрелецкой (1991). Здесь, что характерно и для всего Ямала, засоленные породы содержат мощные залежи подземных льдов. Исследованы разрезы, в которых эти залежи перекрыты засоленными глинистыми породами и подстилаются песками, содержащими линзы криопэгов. Оказалось, что соотношение концентрации в мг-экв магния и хлора в пластовых льдах, вмещающих породах и криопэгах составляет 0.11-0.60, что соответствует рассолам морского типа (Валяшко, 1963). Сходное соотношение ионов в поровых растворах засоленных мерзлых грунтов, пластовых льдов и криопэгов свидетельствует о их генетической связи, что доказывает, по мнению И.Д.Стрелецкой, возможность образования пластовых льдов за счет морской воды, содержащейся на ранних этапах диагенеза в промерзающих осадках. Это мнение подтверждает высказанный ранее вывод Г.И.Дубикова (1986).

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 (Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала, т.2, 1996). 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 (Геокриология СССР, 1989), сингенетические мерзлые породы широко распространены севернее Полярного круга, где они избежали протаивания в периоды потеплений, а также накапливаются современные сингенетические 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 незатопляемой 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, сейчас на Западном побережье Ямала до 50-70 км (Геокриология СССР, 1989). Эпигенетические мерзлые породы залегают с поверхности в ряде районов салехардской и казанцевской морских равнин Ямала и Гыданского полуострова (Баулин, 1979) и также, как правило, засолены.

По данным И.Д.Стрелецкой (1991) гляциально-морские, морские и прибрежно-морские плейстоценовые осадки имеют заметное засоление - глинистые - 0.7%, пески - 0.2%. Глинистые породы в большей степени способны сохранять седиментационную засоленность и промерзают, накапливая соли, поэтому засолены сильнее (Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала, т.2, 1996). Аллювиально-морские голоценовые отложения представлены главным образом засоленными (пески - 0.4%, супеси - 0.35%) русловыми фациями, в зоне влияния приливов и нагонных явлений в разрезах встречаются небольшие линзы криопэгов. Аллювиальные голоценовые песчано-глинистые отложения слабо засолены или не засолены, засоленность песков составляет в среднем 0.03%, супесей и суглинков - 0.08%. Г.И.Дубиковым установлена определенная закономерность, заключающаяся в том, что засоленность отложений поймы увеличивается по мере удаления от русла реки. Аллювиальный комплекс в долинах рек подстилается засоленными породами, часто содержащими линзы криопэгов. Засоленность этих подстилающих отложений обусловлена либо первичным морским засолением, либо влиянием морских трангрессий. За пределами зоны голоценового влияния моря аллювий на крупных реках рассолен на 30-40 м и не содержит криопэгов, как это наблюдается в долине р.Юрибей (Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала, т.2, 1996). В то же время часто сильно засолен аллювий низовий рек в зоне влияния морских приливов и нагонов, распространяющихся вглубь полуострова на 40-70 км. В частности, в низовьях Морды-Яхи и Се-Яхи аллювиальные отложения представлены песками с засоленностью до 0.3% и супесями с засоленностью до 0.4%. Под незасоленными или слабозасоленными грунтами на глубине 3-10 м залегают засоленные верхнеплейстоценовые морские и голоценовые аллювиально-морские отложения. Гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный типы засоления, встречающиеся при супесчано-песчаных разрезах прирусловых участков, сменяются сульфатно-хлоридным и хлоридным типами засоления в глинистых грунтах вниз по разрезу и по направлению к внутренним слабодренированным частям пойм. Озерные голоценовые отложения не засолены или слабо засолены (засоленность песков около 0.1%, глин - 0.2%) и характеризуются преимущественно хлоридно-сульфатным и сульфатным типом засоления. Слабое засоление имеет место и в солифлюкционно-делювиальных верхнеплейстоценовых и

голоценовых отложениях. Приповерхностный слой практически повсеместно промыт, особенно на склонах.

По данным В.Т.Трофимова и других (1975), реакция среды в поровом растворе лагунно-морских и морских образований изменяется от слабокислой до щелочной, а у аллювиальных она преимущественно кислая. В целом для Ямала характерно увеличение содержания солей в мерзлых породах с юга на север полуострова в среднем от десятых долей процента до 1-1.5%.

Во многих разрезах прослеживается увеличение засоления с глубиной в слое нулевых годовых колебаний температуры. Г.И.Дубиков и другие объясняют это (Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала,т.2, 1996) регрессивным характером фаций и перераспределением солей в процессе изменения геокриологических условий. При контакте с пластовыми льдами наблюдается уменьшение засоленности в вышележащем слое мерзлой породы. С другой стороны, известны случаи, когда пластовые льды подстилаются песчаными горизонтами с криопэгами, например, в долине Се-Яхи, на правобережье Надуй-Яхи и в других местах. Объясняют это процессами отжатия солей при промерзании и опреснением пластовых льдов при изменении температурного режима и влиянием подрусловых таликов.

Н.Ф.Григорьев (1987) описал распространение засоленных мерзлых и криогенных пород на западном побережье Ямала, в районе м.Харасавэй и о-вов Шараповы Кошки. Так, на дне мелководного, глубиной около 1 м, пролива Шарапов Шар под сезонно-мерзлым слоем в интервале глубин 3.5-4.5 м засоленность отложений достигала 2.4%. В составе солей преобладают хлориды натрия (85-99%-экв) и магния (5-10%-экв). Содержание сульфатов кальция и магния незначительно (по 2%-экв). Встречены криопэги, которые не замерзали при температуре - 6 ÷ -7°С. По мнению Н.П.Анисимовой, участвовавшей в интерпретации этих разрезов, высокая минерализация рассолов связана с миграцией порового раствора в процессе накопления и промерзания пород пляжа, а также с влиянием низкотемпературных термических градиентов. По Н.Ф.Григорьеву (1987), в связи с колебаниями засоленности на островах вблизи мыса Харасавэй наблюдается резкая смена мерзлотных условий в пределах одного и того же острова. Так, на одном из островов, надводная часть которого была сложена песками с подстилающими их суглинками, на глубине 2 м была зафиксирована температура -6°С, наносы находились в мерзлом состоянии, а на глубине 4 -6 м в связи с большей засоленностью отложений при температуре -8°С они были не сцементированными льдом и пластичными. Мощность многолетнемерзлых пород на этих островах колеблется от 2 до 10 м.

И.Д. Данилов и Л.А. Жигарев (1979) описали многолетнемерзлые породы различных генетических типов со смешанным типом засоления в верховьях р. Малая Хета, где континентальные отложения засолены до 0.1-0.2% с преобладанием солей **$Ca(HCO_3)_2$, NaCl, Na_2SO_4**, а в вытяжках из морских осадков при более высокой минерализации до 0.2-

0.6% присутствуют, помимо перечисленных солей, гидрокарбонаты магния и кальция. Такое обилие карбонатов эти авторы объясняют их поступлением с прилегающей суши.

3.2.3. 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 (Дубиков, Иванова, 1990). В верхнем 50-метровом горизонте засоленные грунты распространены не повсеместно и чередуются с незасоленными.

По данным А.В.Евсеева (1980), морские новейшие отложения Чукотки имеют нейтральную или слабощелочную реакцию, низкую емкость поглощения (до 16 мг-экв на 100 г), причем в составе 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 (Жигарев, 1981). В Восточно-Сибирском море, по данным Л.А.Жигарева, залегают массивы реликтовых, вероятно, засоленных многолетнемерзлых пород у входа в Эбеляхскую губу, в проливах Дмитрия Лаптева, Этерикан, Санникова, севернее островов Котельникова и Земли Бунге. Современные многолетнемерзлые породы, также, по-видимому, засоленные, протягиваются вдоль всего берега Якутии и западной части Чукотки, окаймляют остров Бол.Ляховский, залегают вблизи берега островов Мал.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 (Жигарев, 1981). В.И.Соломатиным и О.Н.Фишкиным (1981) 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 (1996) сообщал о засолении речных пойменных отложений (около 0.2-0.3%) на о-ве Врангеля.

Как известно (Иванов, Семенов, 1970), первая наиболее крупная трансгрессия моря в этом регионе началась в плиоцен-раннеплейстоценовое время. Горные породы пропитывались 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 (Жигарев, 1981) и мощность мерзлых пород увеличивалась одновременно с континентальным осадконакоплением. В наступившую затем каргинскую трансгрессию уровень моря был выше современного на 25-30 м (Ломаченков, 1966), 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 ранее затопленных аллювиальных осадках. В результате засоление распространено вдоль побережья океана узкой полосой в мерзлых породах различного генезиса и состава (Дубиков, Иванова, 1990).

Из опыта проектирования ЛенЗНИИЭПа засоленность пород на арктическом побережье от пос. Амдерма до г. Анадырь изменяется от 0.1 до 1.5%. Соли содержатся в основаниях зданий п.Диксон, п. Тикси (в т.ч. в глинистых сланцах), г. Певеке (гравийно-галечниковые отложения, суглинки), м.Шмидта, п.Сого (глинистые сланцы), п.Провидения (засоленные суглинки) и в других местах.

В этом регионе встречены талики и приуроченные к ним восходящие источники засоленных подземных вод (Обидин , 1959). Так, они имеются по периферии озер Ессей и Хантайского, в бассейне р. Кенеликан, и в других местах, их хлоридно-натриевая минерализация составляет 10-400 г/л. Вероятно, они поднимаются к поверхности от водоносных горизонтов, вмещающие породы которых насыщены рассолами или отложениями каменной соли. При значительной минерализации подземные воды таких источников в ряде мест используются местным населением для добычи поваренной соли. Они могут засолять грунты сезонноталого слоя.

По данным Н.Ф.Кривоноговой и А.А.Каган (1973), 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.

И.Д. Данилов и Л.А. Жигарев (1979) описали засоленные многолетнемерзлые породы различных генетических типов (аллювиальные, лагунные, морские) на Валькарайской низменности на Арктическом побережье Чукотки, эти данные рассмотрены в первой главе.

Признаки морского засоления встречаются и в других толщах четвертичных отложений Арктического побережья Восточной Сибири. Так, они описаны для отложений едомной свиты в районах приморской низменности (Швецов, 1962; Томирдиаро, 1970).

3.2.4. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РАЙОНЫ АЗИИ

Континентальное засоление и соответствующие ему мерзлые породы не являлись предметом специального рассмотрения в настоящей работе. Однако их общая характеристика полезна для понимания эволюции состава засоленных мерзлых толщ Арктического побережья. Континентальное засоление мерзлых пород возникает, как правило, при сочетании аридного климата с преобладанием испарения, осадконакопления и промерзания (без последующего оттаивания) отложений. Такие условия встречаются на холодных равнинах и плоскогорьях Азии. Только из-за отсутствия в течение больших интервалов времени одновременности этих условий мерзлые толщи с континентальным засолением не имеют большой мощности. Содержание солей в них колеблется в широких пределах - от 0.05 до 2 и более %. В Центральной Якутии максимальное засоление пород фиксируется в верхних 1-5 м разреза, редко до 15 м (Еловская, 1966 и др., Дубиков, Иванова, 1990). В отложениях озерных котловин Тибета засоленные мерзлые породы достигают 40-80 м мощности (Chen Kezao, Bowler, 1986) при исключительной длительности формирования. Некоторые соленые озера Тибета начали формироваться в начале кайнозоя (Cheng Guodong, 1993).

Химический состав континентального засоления различен, и это является характерной особенностью континентального засоления, в отличие от морского. Источником его являются атмосферные воды, которые, в свою очередь, захватывают часть солей еще в атмосфере. Соли попадают туда из морские брызг, пыли, дымов. Однако основная часть растворенных веществ приобретается атмосферными водами при растворении пород и почв, имеющих разнообразный состав.

Для условий центральной Якутии Л.Г.Еловской и др. (1966) была предложена схема преимущественно аллювиального засоления современных почв и мерзлых толщ плейстоцена за счет испарения паводковых вод. При таком дефиците осадков в понижениях пойм соленакопление достигает у поверхности 1.26%, а в метровом слое почвы 0.3-0.5%. Н.И.Вотяковым (1961) было показано, что плейстоценовые мерзлые отложения Якутии засолены в среднем до 0.1-0.3%. Такая схема засоления использоваласъ Ш.Ш.Гасановым (1984) для объяснения повышенного засоления едомных отложений Северо-Востока Азии. В.Н.Конищев, И.Р.Плахт (1991), используя экспериментальные результаты В.В.Рогова (1987), предложили вакуольный механизм поступления солей в подземные воды, который, по их мнению, объясняет различия в значениях **Ca/Cl** пород ледового комплекса по сравнению с другими осадками и подземными водами. О.Е.Пономаревой (1996) выполнено одно из последних обобщений данных по составу и происхождению засоления в покровных флювиальных отложениях Центральной Якутии. По ее данным, при минерализации атмосферных осадков от 2 до 45 мг/л они распределяются неравномерно из-за широкого распространения с поверхности суглинков с низким коэффициентом фильтрации. Поверхностные воды имеют минерализацию от 38 до 1728 мг/л. Засоление (до 8.2%) верхнего горизонта отложений происходит из-за

преобладания испарения над осадками и характеризуется тем, что, например, сульфат-ион поступает в поровый раствор главным образом в результате выщелачивания коренных пород.

Районы континентального засоления занимают обширные пространства Северо-Востока Азии. Наибольшей мощности мерзлые засоленные породы континентального типа достигают в межгорных котловинах с интенсивным опусканием. Химический состав засоления - гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный.

3.2.5. АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Засоление многолетнемерзлых пород Северной Америки, как и Арктического побережья Евразии, определяется геологической историей региона. Большинство осадков, аккумулировавшихся на континентальных окраинах Канады и потенциально содержащих соли, находится ниже уровня океана и слагает континентальные шельфы. Интересно, что вдоль внешнего края шельфа расположены мелководные банки, например Сейбл-Айленд, на которых под осадками кайнозоя и мезозоя обнаружены диапировые соляные структуры. Соляные интрузии обнаружены и во впадине Свердрупского бассейна.

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, представленных гравийниками, песками, супесями, торфяниками обычно не превышают 250 м. Ледниковые формы рельефа встречаются на всей территории Канадского Арктического архипелага. В некоторых местах сохранились континентальные отложения межледниковий. Морские осадки, как правило, приподняты на высоту от нескольких метров до 200 м и более м над современным уровнем океана. Прослеживается возрастание высот их нахождения от периферии архипелага к центральным островам. Это связано как с опусканием территории под ледниками и повышением уровня океана в древние эпохи, так и с тектоническим поднятием во время и после таяния ледников, что фиксируется относительным поднятием пляжей над современной береговой линией.

На Аляске на всей территории встречаются ледниковые и при- ледниковые образования, а четверть территории занимают четвертичные отложения. При этом в пределах внутренних областей Аляски, по-видимому, никогда не было покровных ледников. 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 (Флинт, 1963). 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 межледниковья составляет около +30 метров. Лесс наиболее широко распространен среди четвертичных отложений Аляски

(Певе, Хопкинс, 1968). Он образует покров различной мощности (от 1 см до 60 м и более) почти на всей территории с абсолютной высотой менее 300-600 м. Четверть территории Аляски занято аллювиальными отложениями. Прибрежные низменности, сложенные морскими отложениями, окаймляют северную и западную Аляску. На южном побережье имеется ряд абразионных морских террас.

Обобщение данных о засоленности мерзлых пород Северной Америки было выполнено Э.Хивон (1991), однако, ввиду ограниченности сведений, касается только провинции Северо-Западные территории Канады. По ее предложению, район распространения засоленных мерзлых пород разделяется на три различных геологических зоны: 1 - остров Баффинова Земля; 2 - Северо-Западный Канадский щит (Гудзонов залив и Восточное Арктическое побережье); 3 - внутренние территории (долина р. Маккензи и о.Виктория). Следуя Э.Хивон, рассмотрим их последовательно.

Данные о солености мерзлых пород свидетельствуют, что наибольшие значения солености отмечены для острова Баффинова Земля и для Северо-Западного Канадского Щита, за исключением некоторых районов. Соленость пород в дельте Маккензи значительно ниже, чем соленость морской воды (табл. 4).

Засоленость пород уменьшается с увеличением влажности (рис. 12), что закономерно из-за вытеснения солей при промерзании. Большая часть образцов засоленных мерзлых пород были 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. Сезонноталый слой, естественно, рассолен, как и кровля многолетнемерзлых пород (рис. 13).

Такой характер распределения солености, как оказалось, не зависит ни от гранулометрического состава пород, ни от происхождения отложений. Если предположить, что кровля многолетнемерзлых пород рассоляется в результате миграции солей с потоком влаги, более дисперсные породы были бы менее засолены. Данных пока недостаточно, чтобы решить этот вопрос.

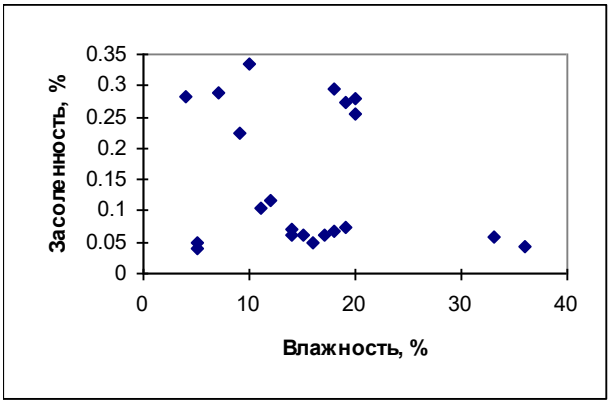
Остров Баффинова Земля не полностью покрывался последним Висконсинским оледенением и на нем сохранились следы других оледенений и трансгрессий моря.

Таблица 4. Данные о засолении мерзлых пород Арктического побережья Канады (по E.Hivon, 1991)

Район	Характеристика пород	Место отбора	Соленость, %

Баффинова Земля	Гляциальные и морские отлож. Гляциально-морские, аллювиальные, флювиогляциал. отложения	Арктический залив (Arctic Bay) Залив Понд (Pond Inlet) О-в Брайтон (Broughton Island) Мыс Дорсет (Cape Dorset) р.Клайд (Clyde River) Иквалит (Iqaluit) Пангниртун (Pangnirtung)	1,0-32,0 0,2-23,4 0,6-22,0 0,4-25,2 0,6-44,5 0,1-24 0,1-31,3
Северо-Западный Канадский щит	Гляциальные и гляц.-морские, прибрежно-мор. отложения Гляциальные и озерно-гляц., прибрежно-мор. отложения	Оз.Бейкер (Baker Lake) Эскимо Пойнт (Eskimo Point) Залив Ренкайн (Rankine Inlet) Залив Репуле (Repulse Bay) Бухта Вэйл (Whale Cove) Гавань Гойя (Gjoa Haven) Залив Пелли (Pelly Bay) Залив Спенсе (Spence Bay) Коралловый Порт (Coral Harbour)	4,1-30,0 0,8-38,3 2,6-30,6 0,5-10,4 0,1-1,1 0,2 12,0-33,7 0,02 1,3-7,5
Внутренние территории	Гляциальные, флювиогляциальные, аллювиальные и эоловые отложения	р.Арктик Ред (Arctic Red River) Форт Мак Ферсон (Fort McPherson) Форт Норман (Fort Norman) Форт Надежды (Fort Good Hope) Инувик (Inuvic) Джин Мария (Jean Marie Creek) Ручей Маннер (Manner Creek) Столовая Гора (Table Mountain) Ригли(Wrigley)	1,2-70,4 0,4-22,7 0,4-0,8 0,7-2,6 0,5-0,9 1,2-41,0 0,18 0,02-0,23 0,24-1,28 0,6
Внутренние территории	Гляциальные и флювиогляц., локально морские отложения Аллювиальные, дельтовые и прибрежно-морские отлож. Гляциально-морские отложения	Туктоактук(Tuktoyaktuk) О-в Ричардса(Richards Island) О-в Холман(Holman Island)	0-3.0 0.03-30.2 3.0-5.7

Рис. 12. Зависимость засо-ленности мерзлых пород Арктического побережья Канады (район Arctic Red River) от влажности (по данным Э.Хивон, 1991)



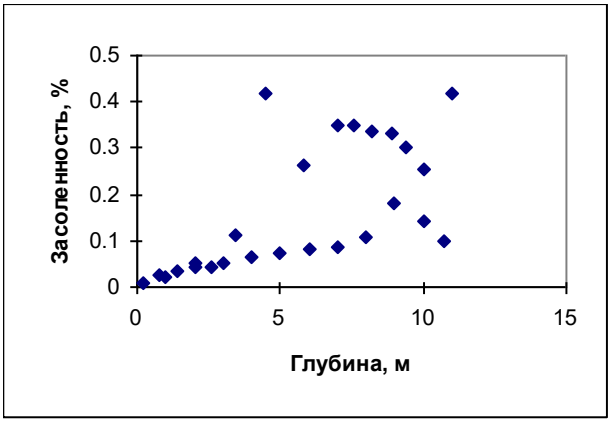


Рис. 13. Зависимость засо-ленности мерзлых пород Арктического побережья Канады (район Arctic Bay) от глубины залегания (по данным Э.Хивон, 1991).

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-в Камберленд мог быть под уровнем моря. Морские воды могли проникать в отложения различных геолого-генетических типов, засоляя их.

Северо-Западный Канадский щит во время Висконсина 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 160 м.

Внутренние территории неоднократно испытывали оледенения в 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 Баффинова Земля характерна высокая засоленность четвертичных отложений, которая обусловлена проникновением морских вод во время повышения уровня океана. Огромный прибрежный регион Канадского Шита оказался под уровнем моря после Висконсинского оледенения. Образцы пород из этого района также имеют высокую засоленность, за исключением сезонно-талого слоя и кровли многолетнемерзлых пород. Внутренние территории только частично покрывались морем,

поэтому засоленность пород здесь невелика, кроме некоторых районов, например о-ва Ричардса. На о-ве Ричардса 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 мерзую толщу благодаря диффузии. Едва ли необходимо преувеличивать роль миграции и вообще более позднего проникновения солей в четвертичные толщи. По нашему мнению, более вероятно, что засоление неморских отложений происходило при оттаивании мерзлых толщ, а впоследствии, после отступания моря, происходило их промерзание. Морские же по происхождению толщи мерзлых пород часто содержат седиментационные соли.

3.3. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Районирование территории Арктического побережья проводилось на основании фактических данных по засолению мерзлых пород, собранных в основном Г.И.Дубиковым и Н.В.Ивановой (1991) в России и Э.Хивон (1991) в Канаде. Кроме того, использовались Агроклиматический 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.Трешникова (карта четвертичных отложений, схема распространения морских трансгрессий в плейстоцене), Карта районирования территории СССР по криогенному возрасту пород и типу криогенеза, авт. К.А.Кондратьева и др., Карта типов химизма засоления почв СССР м-ба 1:2500000 под ред. В.В.Егорова и Н.И.Базилевич, Криолитологическая 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.Сакса, А.И.Попова, Г.И.Лазукова, С.Л.Троицкого, В.Т.Трофимова, Ф.А.Каплянской, В.Д.Тарноградского, 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 (Иванова, 1989). Севернее они развиты крайне ограниченно на участках, подвергающихся в теплые эпохи плейстоцена протаиванию и выщелачиванию. Континентальные аллювиальные мерзлые отложения засолены на полуострове Ямал в зоне влияния морских приливов, которые поднимаются до 30-60 км вверх по долинам рек. Область повсеместного распространения засоленных мерзлых грунтов располагается севернее широты пос.Новый Порт на Ямале-пос. Усть-Порт на Енисее (Дубиков, Иванова, 1991). Южнее в верхнем горизонте развиты в основном незасоленные отложения, что

обьясняется 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 сингенетические горизонты засоленных отложений, как и вызывают оттаивание мерзлых пород всех геолого-генетических типов с последующим насыщением порового раствора морскими солями. Поэтому границы их распространения, особенно границы последних трансгрессий, важны для определения границ распространения засоленных мерзлых пород морского сингенетического и эпигенетического типа. Одной из наиболее крупных из последних трангрессий была казанцевская (бореальная). Ее продолжительность определяется в 70-80 тыс.лет, а время окончания - 70 тыс.лет назад (Величко, 1973). Затопление простиралось до 65-66 ° с.ш. (Лазуков, 1972). Залегание морских отложений, соответствующих бореальной трангрессии, фиксируется на высотах 150 м (п-в Канин), 120 м (Северный Тиман), 8-120 м (Печорская низменность), 25-300 м (Пай-Хой) (Лаврова, Троицкий, 1960). По долине Енисея 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 (Баулин и др., 1981), а в их поровый раствор, очевидно, проникли морские соли. Затем при выходе из-под дна моря в зырянское время произошла регрессия и промерзание при похолодании климата. В эпоху каргинского межледниковья многолетнемерзлые породы на территории Западной Сибири могли частично протаивать сверху примерно до 65-66° с.ш. (Баулин и др., 1981), а в более северной части оставались в мерзлом состоянии, сохраняя приобретенную засоленность. Наступившее сартанское похоладание способствовало дальнейшему сохранению отложений к северу от 65-66° с.ш. в мерзлом состоянии.

Причинами регрессий и трансгрессий Арктического бассейна считают гляциоэвстатические 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 (Баулин и др., 1981). Предполагается, что это оттаивание могло достигнуть широты 68-69° с.ш. Если это верно, мерзлые толщи могли протаивать на всей территории Большеземельской тундры и даже в южной части Югорского полуострова (Баулин и др., 1981). Для Западной Сибири эта граница проходила, вероятно, по широте Полярного круга (Шевелева, 1964). 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 затапливались морем, или в зоне воздействия приливов.

По данным Н.Г.Обермана (1981), граница сплошного протаивания отложений с поверхности в Европейской части России в климатический оптимум голоцена проходила около 68° с.ш.

На п-ове Ямал верхний плейстоцен отличался 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 протаивание мерзлых толщ (Данилова и др., 1981). Засоление мерзлых пород с поверхности развито практически повсеместно.

Основная толща поверхностных отложений на Тазовском полуострове, представленная плейстоценовыми осадками, промерзала эпигенетически (Белопухова, 1981). При этом на поймах рек и морских лайдах в современных условиях происходит сингенетическое промерзание. Во время голоценового оптимума частичное протаивание мерзлых толщ на Тазовском полуострове происходило почти повсеместно (Белопухова, 1981).

Непрерывное существование многолетнемерзлых пород в северной Якутии фиксируется, начиная со времени среднего плейстоцена, по ледяным жилам, сохранившимся в осадках аллаиховской свиты на р.Аллаихе (Каплина, 1981). В промежуток от конца среднего плейстоцена до конца верхнего плейстоцена существовала одна или несколько эпох с более суровыми, чем сегодня, мерзлотными условиями. Голоцен был более теплым и в период оптимума температуры были выше современных на 3-5°С. 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 (Ломаченков, 1966). При этом уровень Чукотского моря был выше современного на 12-15

м (Жигарев, 1981), могли формироваться морские засоленные мерзлые отложения син- и эпихронного типа.

В Канаде в начале голоцена отмечены трангрессии 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 (Беллер, 1974). 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 постледниковое время. Так, на острове Ванкувер постледниковые 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 (Флинт, 1963). 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.

На Арктическом побережье России немало районов, где сингенетические горизонты установлены надежно (Геокриология СССР, 1988). На северных приморских низменностях сингенетические горизонты среднеплейстоценового возраста описаны Ю.А.Лаврушиным, в Западной Сибири на верхнеплейстоценовых и голоценовых террасах - Г.И.Дубиковым.

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 протаивания многолетнемерзлых пород в климатический оптимум голоцена. При этом эпихронный тип засоления характерен для неморских отложений в этой области. Континентальное засоление встречается в аридных районах, как правило, выше 150-200 м и в условиях современного, главным образом, аллювиального осадконакопления. Смешанный тип засоления может возникать на низменных участках Арктического побережья с отрицательным балансом атмосферных осадков и изначально морским засолением пород или 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. 14.

На Европейской территории России встречаются мерзлые породы с морским как синхронным, так и эпихронным типом засоления - на острове Колгуев и южном острове Новой Земли, полуострове Канин Нос, побережье Хайпудырской губы и в низовьях Печоры. Они залегают приблизительно до широты 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 отличает 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.

В бассейне реки Лены выделяется самая большая в мире область континентального засоления, находящаяся в границах области преобладания испарения над атмосферными осадками. Локально континентальное засоление в Азии встречается в межгорных впадинах Байкальского региона, а также в высокогорьях Тибета. Однако последние области, к сожалению, не вошли в контуры составленной нами циркумполярной схемы распространения типов засоления мерзлых пород.

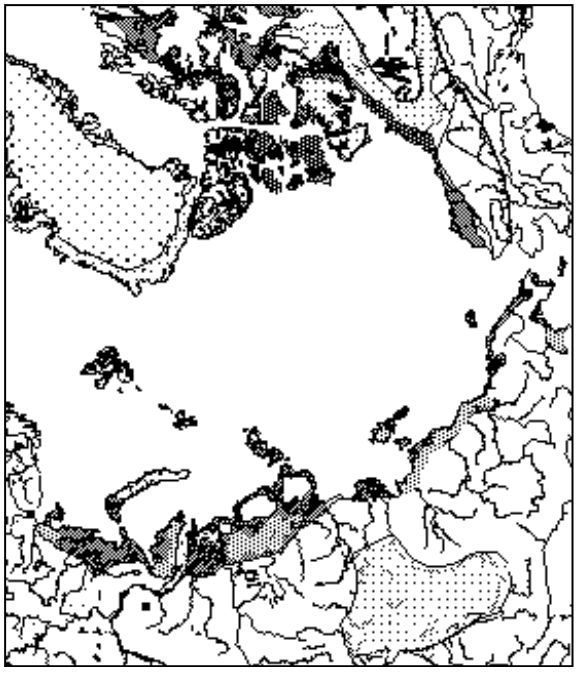
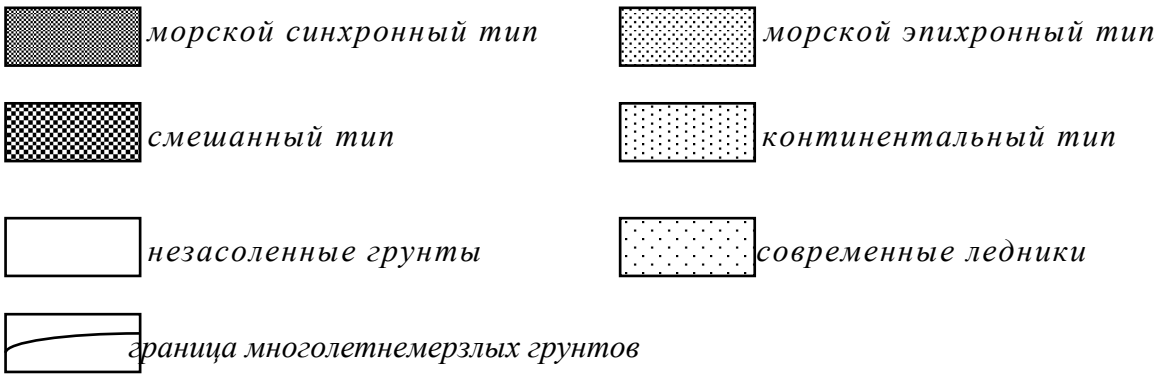


Рис. 14. Схема распространения засоленных многолетнемерзлых грунтов Северном полушарии по типам засоления:



На крайнем севере - побережье Аляски засоленные мерзлые породы характеризуются засолением морского типа в морских отложениях. 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. Континентальное засоление, по-видимому, широко развито в долине р.Маккензи и протягивается широкой полосой далеко на юг до границы распространения многолетнемерзлых пород. Аллювиальные, делювиальные и озерные сингенетические мерзлые породы здесь занимают большие площади до широты 60° с.ш. (Криолитологическая карта Северной Америки под ред. А.И.Попова).

Восточнее многолетнемерзлые породы с континентальным засолением распространены, вероятно, до 100° з.д. - приблизительно до этой долготы здесь наблюдается преобладание испарения над атмосферными осадками (Агроклиматический атлас мира под ред. И.А.Гольберга). Они занимают значительные пространства на о.Банкс и о.Виктория, на континентальном побережье у проливов Долфин-энд-Юнион и Дис, заливов Коронейшен и Куин-Мод.

Локально из-за отрицательного баланса влаги континентальное засоление может встречаться даже на Арктических высокоширотных островах Сомерсет и Девон, а также на северном побережье Гренландии и в других местах.

Одновременно на низких геоморфологических уровнях и непосредственно на морском побережье в морских отложениях плейстоцена и голоцена, очевидно, распространен морской син-, а также эпихронный тип засоления. Выше над уровнем моря в морских, аллювиальных и других отложениях возможно засоление смешанного типа. Так, на низких морских и аллювиальных террасах о-ва Банкс и о-вов Королевы Елизаветы из-за резкого преобладания испарения мерзлые породы могут быть засолены в верней части разреза как хлоридами, так и сульфатами, а также гидрокарбонатами.

В обширном регионе, прилегающем к Гудзонову заливу, характерен гумидный климат, поэтому континентальный тип засоления здесь отсутствует. С поверхности, по-видимому, здесь 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 п-ова Унгава, о-ва Мелвилл и занятого ледниками северного побережья о-ва Баффинова Земля, где залегают главным образом ледниковые отложения.

ЧАСТЬ 2. СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, СОСТОЯНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД И ПРОЦЕССЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

ГЛАВА 4. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

4.1. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования распространения, состава, строения и условий формирования засоленных мерзлых пород основывались на историко-геологических представлениях. Засоленные мерзлые породы рассматривались как осадочные образования, сформировавшиеся в различных структурно-тектонических, ландшафтно-климатических и мерзлотных условиях и изменяющиеся под влиянием геологических процессов и техногенного воздействия. 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. В основе исследований было стремление получить генетические и физические объяснения закономерностям изменений свойств засоленных мерзлых пород. Использовались полевые наблюдения и экспериментальные методики, применялись методы анализа состава и строения пород, выполнялись определения их физических, физико-химических и механических свойств, а также моделирование процессов. При планировании экспериментальных исследований мы исходили из необходимости использовать комплексный подход. Составной частью методики исследования было обобщение собственных материалов и данных других авторов на основе современных представлений об условиях формирования и природе свойств мерзлых пород.

Полевые исследования проводились на севере Печорской низменности, на побережье Хайпудырской губы, на Югорском полуострове в районе пос. Амдерма и на западном побережье п-ова Ямал, у пос. Харасавэй, оз.Тюрин-то и в районе Бованенковского газоконденсатного месторождения (междуречье р. Се-Яхи и Морды-Яхи). Выполнялись инженерно-геологические изыскания при строительстве скважин глубокого бурения Амдерминской НГРЭ с отбором монолитов и лабораторными их исследованиями, обследования действующих скважин, изыскания при строительстве различных объектов в п. Амдерма (здание детского сада морского порта, школы, прачечной, жилых домов, тренажера воинской части и других) и наблюдения за деформирующимися зданиями (дизельной объекта "Горизонт", жилых зданий управления Гидрометслужбы, электростанции поселка, водовода, взлетно-посадочной полосы аэропорта, линий связи и другие). Эти работы включали бурение скважин, отбор и анализ образцов пород, измерения температур в скважинах, инструментальные измерения за деформациями зданий и сооружений. Наблюдения за деформирующимися зданиями проводились в основном в соответствии с “Руководством по наблюдениям за деформациями оснований и фундаментов зданий и сооружений” (НИИОСП, 1975). Полевые исследования на п-ове Ямал включали бурение и опробование скважин, отбор и транспортировку мерзлых образцов в подземную лабораторию в п. Амдерма, стационарные наблюдения за температурами и режимом сезонноталого слоя, обследования действующих объектов и другие. Во всех работах, в том числе в испытаниях свай, автор принимал личное участие.

4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Для исследований физических, физико-химических и физико-механических свойств засоленных мерзлых грунтов были использованы образцы нарушенного и ненарушенного сложения из районов Печорской низменности, Югорского полуострова и, главным образом, полуострова Ямал, морского, аллювиального и озерного генезиса. Образцы ненарушенного сложения (монолиты) доставлялись авиатранспортом в подземную лабораторию Амдерминской мерзлотной станции. Их характеристики приводятся в тех разделах работы, где описываются их свойства.

Образцы нарушенного сложения готовились к экспериментам из сухих грунтов, имевшихся в достаточном количестве на Амдерминской станции и также доставленных главным образом с полуострова Ямал. Их основные характеристики приводятся ниже (табл. 5). Некоторые другие характеристики образцов (влажность, пористость и др.) приводятся в соответствующих разделах работы.

Песок (aIY) был отобран изыскателями Киевского филиала СоюздорНИИПроекта в месте перехода проектируемой автодороги Харасавэй - Бованенково через р. Се-Яха. С поверхности до глубины 7-12 м залегают озерно-аллювиальные и аллювиальные дисперсные грунты голоценового возраста. Песок был отобран из этого горизонта и имел естественную засоленность морского типа около 0.04%. По гранулометрическому составу (табл. 5) песок относится к мелким пескам (по классификации В.В.Охотина) и пылеватым пескам (по ГОСТ- 25100-82). Плотность частиц песка - 2.67 г/см^3.

Суглинок (m III$^{2-3}$) был отобран вблизи озера Тибей-то, в 4 км от пос. Бованенково, на водоразделе, в морских отложениях III морской террасы (зырянской). Отбор производился экспедицией ПНИИИС под руководством А.Н.Хименкова с помощью колонкового бурения с глубины 6-8 м. Гранулометрический состав суглинка приведен в табл. 5. Плотность частиц грунта составляет 2.71 г/см^3. Он имеет естественную засоленность морского хлоридно-натриевого типа. Влажность на границе текучести W = 37%, влажность нижнего предела пластичности W = 24%. В соответствии с классификацией ГОСТ 25100-82 он относится к суглинкам. Минералогический состав глинистой фракции монтмориллонит-гидрослюдистый.

Песок (m III$^{2-3}$) был отобран на трассе проектируемой и строящейся железной дороги из отложений третьей морской террасы зырянского возраста, в обнаженном левом борту долины реки Еркута-Яха в 20 км от ее устья. Разрез обнажения следующий. В верхней его части залегает мелкий песок с гравием (содержание до 15%) мощностью 1.3-2.0 м. Ниже выделяется слой тяжелой супеси с тонкошлировой редкослоистой и сетчатой криогенной текстурой

мощностью 5-8 м. Подстилает слой супеси пластовый лед мощностью 3-5 м, а ниже залегает пылеватый песок с массивной криогенной текстурой, из которого и были взяты образцы. Гранулометрический состав песка приведен в табл. 5. Песок имеет естественную засоленность 0.03% с преобладанием ионов натрия и сульфата.

Суглинок (m II^{2-4}) был отобран на междуречьи рек Се-Яхи и Морды-Яхи, в 8 км на юг и в 1 км на восток от строящейся станции Бованенково, из отложений 5-й морской террасы салехардского возраста. Гранулометрический состав суглинка приведен в табл. 5. Предел текучести составляет у него 46%, предел пластичности - 26%, число пластичности Ip=20.

Суглинок (m III^{1}) был отобран на глубине 1-3 м в центральной части п-ова Ямал на широте м. Харасавэй (в 60 км от него), вблизи мерзлотного стационара Полуйской КГРЭ “Тюрин-То”, в морских казанцевских отложениях, распространенных к востоку от оз. Тюрин-То.

Гранулометрический состав грунта приведен в табл. 5. Суглинок имеет естественную засоленность в среднем 0.4%, причем за счет хлор-иона - 0.2%, следовательно, его засоление относится к морском типу. Верхний предел пластичности 46%, нижний предел пластичности 30%, число пластичности Ip = 16.

Супесь (aIY) была отобрана Киевским филиалом Союздорпроекта в долине р. Се-Яха, в месте предполагаемого перехода автодороги Харасавэй-Бованенково из аллювиальных голоценовых отложений. Естественная засоленность супеси (морского типа) составляла 0.26%. Это характерный

Таблица 5. Состав и физические свойства исследованных пород

Грунт	Наименование по В.В.Охотину / по ГОСТу	Гранулометрический состав, % Размер частиц, мм								Плотность частиц, г/см^3	W_p %	W_f %	I_p	Возраст	Место отбора, описание
		1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.001	<0.001						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Суглинок (оз.Тибей-То)	Суглинок пылеватый средний / суглинок	-	-	4	7	37	13	23	16	2.71	24	37	13	III$^{2-3}$	В 4 км от п.Бованенково, на водоразделе, в морских отложениях III террасы (зырянской), с глубины 6-8 м из скважины. Глинистая фракция - монтмориллонит-гидрослюдистая
Супесь (Еркута-Яха)	Супесь тяжелая пылеватая / супесь	-	-	-	25	63	5	7	-	2.66	22	27	5	III$^{2-3}$	На трассе проектируемой железной дороги, из отложений 3-й морской террасы, в левом борту долины р.Еркута-Яха, 20 км от устья, на глубине 2-8 м
Суглинок (оз.Тюрин-То)	Суглинок тяжелый пылеватый / суглинок	-	-	1	4	20	16	30	29	2.70	30	46	16	III^{1}	Центральная часть п-ова Ямал, стационар “Тюрин-То”, на глубине 1-3 м в морских казанцевских отложениях
Песок (Се-Яха)	Песок мелкий / песок пылеватый	1	1	65	25	5	-	3	-	2.67	-	-	-	IY	Долина р.Се-Яха в районе перехода автодороги Харасавэй - Бованенково
Супесь (Се-Яха)	Суглинок пылеватый средний / супесь	-	-	-	13	59	9	11	8	2.73	24	31	7	IY	Долина р.Се-Яха в районе перехода автодороги Харасавэй - Бованенково

Продолжение таблицы 5. Состав и физические свойства исследованных пород

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Песок (Еркута-Яха)	Песок пылеватый _____ песок пылеватый	-	-	24	62	10	2	2	-	2.71	-	-	-	III^{2-3}	На трассе проектируемой железной дороги, из отложений 3-й морской террасы, в левом борту долины р.Еркута-Яха, 20 км от устья, на глубине 11-15 м
Супесь (п.Бованенково)	Супесь легкая пылеватая _____ супесь	-	-	2	7	68	13	8	2	2.75	30	35	5	IY	Площадка экспериментального полигона ВНИИСТа вблизи пос.Бованенково, из речных пойменных отложений, с поверхности
Суглинок (салехардский)	Суглинок тяжелый пылеватый _____ суглинок	-	-	1	14	3	18	64	-	2.70	26	34	8	II^{2-4}	Междуречье рек Се-Яха и Морды-Яха, в 6 км на юг от строящейся станции Бованенково и в 1 км на восток, из отложений 5-й морской террасы
Суглинок (п.Амдерма)	Мелкая тяжелая супесь _____ суглинок	-	-	8	70	13	3	-	6	2.70	28	37	9	III^{2-3}	Из отложений 3 морской террасы вблизи п. Амдерма, его северо-восточной части, у комплекса зданий Управления по гидрометеорологии, на глубине 2 м

пример эпихронного типа засоления, когда морские воды, проникая в отличные от морских отложения, засоляют их. В результате образуются толщи мерзлых континентальных отложений с засоленностью морского типа, в данном случае аллювиальных. Гранулометрический состав приведен в табл. 5. Нижний предел пластичности 28%, верхний предел пластичности 38%.

Супесь (а IY) была отобрана на площадке экспериментального полигона вблизи пос. Бованенково, из речных пойменных современных отложений. Гранулометрический состав породы, определенный методом пипетки, представлен в табл. 5. В соответствии с классификацией дисперсных грунтов по гранулометрическому составу В.В.Охотина, это супесь легкая пылеватая. Для нее характерна высокая монодисперсность. Частиц размером 0.05-0.01 мм содержится 68%, как в типичной лессовой породе. Так же, как для лессовой породы, для изучаемой супеси характерно присутствие органического вещества. Потеря веса при прокаливании составляет 4.2%. Плотность частиц равна 2.75 г/см^3. Пластичность, как и у лессовых пород, невелика. Предел текучести составляет 35%. Грунт практически не засолен, естественная засоленность составляет 0.02%.

Супесь (m III$^{2-3}$) была отобрана из отложений 3 морской террасы зырянского возраста в обнажении на левом борту долины р. Еркута-Яха, в 20 км от устья. Гранулометрический состав ее следующий (табл. 5).

Суглинок (m III$^{2-3}$) отбирался из отложений 3 морской террасы вблизи п. Амдерма, его северо-восточной части, у комплекса зданий Управления по гидрометеорологии. Суглинок имеет голубовато-серый цвет и засоленность от 0.2 до 0.8% морского хлоридно-натриевого типа. Ледяные включения встречаются в виде тонких (0.2-3 мм) шлиров. Верхний предел пластичности 37%, нижний предел 28%. Гранулометрический состав приведен в табл. 5. В соответствии с классификацией В.В.Охотина этот грунт относится к мелкой тяжелой разновидности супесей, а по пластичности (число пластичности Ip=9) - к суглинкам. Здесь дано название, которое было использовано при визуальном описании грунта в момент отбора образцов. В целом высокая пылеватость, характерная для всех исследованных грунтов, типична для мерзлых грунтов Арктического побережья, причем для различных геолого-генетических типов отложений - как для морских, так и аллювиальных.

4.3. МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.3.1. МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Исследования состава, строения и физических свойств засоленных мерзлых пород проводились как традиционными методами, так и методами, разработанными сравнительно недавно. Опыт работы с засоленными мерзлыми грунтами позволил выбрать среди них те, которые оказались наиболее эффективными.

Дисперсность определялась главным образом по методу ГОСТ 12536-67, причем для мелких фракций применялся как ареометрический, так и пипеточный метод.

Химико-минеральный состав пород исследовался с помощью рентгенодифрактометрического и полного силикатного анализа, а также химического анализа водных вытяжек. Химический анализ водных вытяжек выполнялся титрометрическим методом.

Засоленность определялась тремя способами - титрометрическим, по сухому остатку, и по электрическому сопротивлению раствора. Электрическое сопротивление раствора измерялось на высоких частотах тока с помощью разработанного в ПНИИИСе прибора конструкции В.А. Пакулина. Все эти методы имеют удовлетворительную и близкую друг к другу точность, однако не лишены недостатков. Титрометрический метод трудоемок, могут быть ошибки, связанные с недостаточным очищением вытяжек от коллоидов. Фильтрация вытяжек иногда занимает не один день, а при неудовлетворительном ее выполнении является причиной завышенных значений засоленности при использовании метода сухого остатка. При условии, что химический состав вытяжки известен, удобным нужно признать метод электрических сопротивлений. Если стандартные растворы, с которыми осуществляется сравнение сопротивлений, приготовлены правильно, ошибка метода не превышает 0.02% засоленности.

В солемере В.А. Пакулина (СК-50) применен метод замещения, являющийся разновидностью кондуктометрического метода. Его преимущество заключается в последовательном во времени сравнении измеряемой величины сопротивления и величины, воспроизводимой образцовой мерой. Так как обе эти величины включаются одна за другой в одну и ту же часть измерительной цепи прибора, то точность измерений значительно повышается. Необходимо только соблюдать условия постоянства температуры и равенство объема раствора при каждом определении, а также размещение измерительного электрода на одинаковых расстояниях от дна сосуда и его стенок.

Г.И.Дубиков и другие (Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала, 1996) на примере исследований на Бованенковском ГКМ показали, что засоленность по данным водных вытяжек, как правило, выше на 10-30% за счет нарушения химического равновесия порового раствора при приготовлении вытяжки, однако это происходит, по-видимому, главным образом из-за перехода обменных катионов в раствор. С другой стороны, в отдельных пробах могут содержаться выпавшие в осадок сульфаты натрия, в частности для грунтов при температурах -8°С и ниже. В выцветах солей по трещинам, например, абсолютно преобладают сульфаты.

Влажность пород определялась в соответствии с ГОСТ 5179-64 методом высушивания при температуре 100-105°С до постоянной массы.

Для определения содержания незамерзшей воды был использован криоскопический метод, который одновременно прост в техническом исполнении и достаточно обоснован теоретически. Для проведения криоскопических опытов обычно использовались пять образцов грунта с разной исходной влажностью. Грунтом заполняли медные бюксы (диаметр - 2.5, высота - 60 мм) с послойным уплотнением. Закрытые крышками бюксы помещались в эксикатор с водой и выдерживались не менее суток для равномерного распределений влаги. Для проведения экспериментов бюксы с образцами извлекались из эксикатора и открывались крышки. Вместо крышки открытую часть образца закрывали тонкой резиной. В центре резинки делали прокол, туда вставляли рабочий спай термопары. Далее бюксы помещались в термостатированный шкаф, в котором поддерживалась необходимая отрицательная температура. Проводился цикл замораживания, а затем оттаивания (при температуре +3°С). Показания термопар регистрировались гальванометром М/95/1 с ценой деления 10-8 А. Циклы замораживания и оттаивания повторялись от 3 до 5 раз. По окончании эксперимента в образцах определялась фактическая влажность и засоленность.

Для исследования микростроения образцов применялся метод реплик. Для этого мерзлый образец раскалывался при отрицательной температуре и покрывался предварительно охлажденным раствором полистирола в дихлорэтане. Образец выдерживался до высыхания растворителя, и после оттаивания реплика отделялась от грунта. Полученную реплику изучали под микроскопом.

Плотность минеральной части мерзлых пород определялась с помощью пикнометрического метода (ГОСТ 5181-78).

Для определения общей плотности применялись метод режущих цилиндров и взвешивания образца в керосине. При изготовлении образцов в специальных формах определенных размеров производилось только начальное их взвешивание.

Определение скоростей упругих волн проводилось ультразвуковым методом. До и после проведения механических испытаний образцы подвергались прозвучиванию с помощью прибора Р-5-5 и датчиков с частотой 250 кГц. Торцы образца зачищались ножом и датчики прижимались к ним вручную. Время первого вступления определялось по шкале прибора. Для исключения ошибки его определения образцы просвечивались несколько раз, при этом положение датчиков относительно торцов образца менялось. В качестве эталонной среды использовалась дистиллированная вода. Тарировка прибора производилась до и посла каждого цикла измерений.

Для исследований пучинистых свойств грунтов использовался специально изготовленный на Амдерминской станции прибор, представляющий собой блок из теплоизоляционного материала, в который вмонтировано 20 кассет для образцов с измерителем деформаций сверху и нагревателем снизу. Прибор позволяет осуществлять одностороннее промораживание образцов диаметром 5 и высотой 15 см и измерение вертикальных деформаций.

Исследование миграции влаги и солей при постоянном градиенте температур проводилось с использованием уникальных возможностей подземной лаборатории Амдерминской мерзлотной станции. Подземная лаборатория разделена на отсеки, в каждом из которых годами поддерживается постоянная температура с точностью около 0.2-0.3°С. Те колебания температуры в пределах этого значения, которые происходят, отличаются длительностью из-за большой инертности массива скальных пород и являются преимущественно сезонными. Цилиндрические образцы, приготовленные из мерзлых грунтов различного состава, вставлялись в стенку (из полистирола) между отсеками таким образом, что один конец образца оказывался в более теплом отсеке, а другой - в более холодном. Образцы выдерживались в течение нескольких месяцев и лет.

Изучение воздействия на мерзлые грунты соленых растворов проводилось по двум схемам. По первой из них - горизонтальная поверхность мерзлого грунта приводилась в соприкосновение с солевым раствором при -3°С и продвижение фазовой границы во времени фиксировалось щупом. По второй схеме, моделировавшей скважину или трещину в мерзлом массиве, поверхность мерзлой породы была вертикальной и оттаявший грунт мог сползать ниже, ускоряя тем самым процесс проникновения солевого раствора в породу.

Для определения коэффициента температурного расширения использовался прибор, разработанный и изготовленный АНИМС, сходный с описанным в книге С.Е.Гречищева (1980). Температурный режим образцов обеспечивался фреоновым холодильником. При этом для обеспечения заданной точности определения и исключения колебания температур для образца была создана теплоинерционная оболочка, обеспечивающая постоянство заданной

температуры в пределах 0.1°С. Измерение деформаций образцов производилось индикаторами часового типа с ценой деления 0.01 мм, при этом длина исследуемых образцов составляла 100 мм при диаметре 28 мм.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

ПОДГОТОВКА К ИСПЫТАНИЯМ ОБРАЗЦОВ

Изготовление образцов засоленных мерзлых пород ненарушенного сложения производилось в основном в соответствии с требованиями ГОСТ 24586-81.

Подготовка к экспериментам образцов нарушенного сложения осуществлялось по способу приготовления грунтов к гранулометрическому анализу (Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород, 1968). Подготовленный сухой грунт замешивался с раствором соли заданного состава и определенной концентрации. Количество соли рассчитывалось исходя из задаваемой засоленности и веса сухой навески грунта. Объем воды брался, как правило, исходя из влажности на пределе текучести с учетом гигроскопической влажности. Грунт выдерживался перед укладкой в обоймы в течение 1-2 суток в эксикаторах.

В случае задания образцу грунта массивной криотекстуры применялся способ интенсивного охлаждения при низкой температуре (-20°С) с предварительным укладыванием и уплотнением грунта в обоймах при положительной температуре. Наиболее удачным, с точки зрения получения однородных образцов по всем параметрам (плотности, влажности, текстуры и т.д.), является способ, включающий предварительное охлаждение грунтовой смеси до появления в ней кристаллов льда, перемешивание ее для равномерного распределения в ней кристаллов льда по объему с последующим промораживанием в обоймах под заданной нагрузкой.

Для получения текстурированных образцов грунта их помещали в специальные теплоизолированные контейнеры и обеспечивали одностороннее промерзание.

После промораживания образцов грунта в течение 3-7 суток их извлекали из обойм, производили тщательную зачистку торцов, обмер их габаритов с помощью штангенциркуля, взвешивание и маркирование. При необходимости их сохранения в течение 5-10 суток их упаковывали в двойной слой полиэтилена, укладывали в ящик со снегом и хранили в холодильной камере при температуре испытания.

Образцы грунта с массивной криогенной текстурой, предназначенные для испытаний на одноосное сжатие, имели форму цилиндра диаметром 45 или 50 мм и высотой 100 мм, для испытаний шариковым штампом и на сдвиг цилиндры имели диаметр 71,4 мм и высоту 35-50 мм. В соответствии с общепринятыми требованиями проводился контроль влажности и засоленности до опытов и после испытаний.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЧНОСТИ

ШАРИКОВЫЙ ШТАМП

Метод считается применимым для всех разновидностей засоленных мерзлых пород с массивной, мелкосетчатой и тонкослоистой криогенной текстурой в диапазоне температур от -1 до -10°С. Использовался наиболее подходящий для засоленных мерзлых пород диаметр штампа 2.6 см.

Соотношения осадок штампа были рекомендованы автору В.И.Аксеновым и составляли:

S(15)=(0.005-0.02)d S(8)=(0.02-0.04)d S(k)=(0.05-0.1)d

где **S(15), S(8)** и **S(k)** - осадка штампа соответственно за 15 мин, 8 час и конечная (стабилизированная), **d** - диаметр штампа.

Иногда для расчетов величины эквивалентного сцепления по данным 8-ми часовых испытаний использовался переходный коэффициент. При этом величины этого коэффициента для засоленных песков были определены величиной 0.34-0.40; для супесей - 0.64-0.70; для суглинков - 0.55-0.65. Длительность испытаний, повторность которых составляла 6, 9, 12 и 18 опытов, для получения конечной осадки штампа достигала иногда 15-40 и более суток.

ОДНООСНОЕ СЖАТИЕ

Способ испытания образцов мерзлого грунта на одноосное сжатие при постоянных нагрузках применялся нами для испытания засоленных мерзлых грунтов с любыми видами криогенных текстур при температурах от -1 до -4°С.

В этом виде испытания помимо требования к параллельности торцов образца предъявляется строгое требование к прибору, который должен обеспечивать вертикальную нагрузку на образец. Мы использовали специальное центрирующее устройство. Преимущество этого трудоемкого метода испытаний заключается в том, что испытание грунтов происходит в условиях, близких к условиям в основаниях зданий и сооружений. Нагрузки не возрастают ступенями после условной стабилизации, а остаются постоянными в течение всего времени

опыта. При этом вместо 3-6 образцов - близнецов, используемых для соблюдения условия повторности и статистической обработки результатов, испытывается серия образцов в количестве 10-20 шт. Преимущество этого метода для засоленных мерзлых грунтов заключается еще и в том, что для них не характерно течение под нагрузкой с постоянной или прогрессирующей скоростью, по крайней мере до достижения ими деформаций 20%. В связи с этим результат испытаний ступенчатыми нагрузками может зависеть от величины ступени, поскольку в качестве критерия разрушения в этом случае приходится использовать величину 20% (или другую) деформации.

Полученные значения прочности при разном времени разрушения переносились на кривую длительной прочности (зависимость разрушающей нагрузки от времени), которая аппроксимировалась уравнением С.С.Вялова (1978):

$$G_p = \frac{\beta}{\ln \frac{t_p}{B}}$$

где G_p - нагрузка разрушения, МПа или кг/см^2, β - параметр аппроксимации, МПа или кг/см^2, t_p - время разрушения, сек или час, B - параметр аппроксимации, сек или час. Обработка производилась на компьютере по методу наименьших квадратов с определением коэффициента корреляции.

СДВИГ ПО ПОВЕРХНОСТИ СМЕРЗАНИЯ

Для определения величины сопротивления сдвигу по поверхности смерзания использовались приборы, в которых через испытуемый грунт продавливались модели фундаментов или сдвиговые приборы.

Применялось ступенчатое нагружение, ступени выдерживались или в течение суток, или до затухания деформаций.

Сопоставление данных по определению прочности на сдвиг по поверхности смерзания показало, что тип прибора и даже приложение нормальной нагрузки слабо влияет на результаты.

Сравнение экспериментальных данных по определению сопротивления сдвигу при смерзании, получаемых на лабораторных приборах, несколько завышено, по данным Амдерминской мерзлотной станции, по сравнению с данными испытания модели сваи натурных размеров (эксперименты А.Н. Яркина и Н.В.Тимошенко). Возможно, это вызвано влиянием сил бокового обжатия при вмораживании моделей свай на лабораторных приборах. Искусственное приложение нормальной нагрузки около 1 г/см^3 в сдвиговых приборах может вызвать, по-видимому, тот же результат. Если не иметь в виду это

обстоятельство, в целом испытания проводились в соответствии с ГОСТ 24586-81 “Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости мерзлых грунтов”.

СДВИГ

Определение прочности на сдвиг выполнялось на приборах конструкции Гидропроекта в соответствии с ГОСТ 24586-81. Для исключения перекосов образцов по мере деформируемости применялся сдвиг нижней части образца, при приложении сверху нормальной к поверхности нагрузки, задаваемой динамометром.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ

КОМПРЕССИОННЫЙ МЕТОД

Компрессионный метод испытания применим для испытания засоленных мерзлых грунтов на сжимаемость. При этом было необходимо учитывать некоторые особенности этих грунтов. В частности, повышенные требования предъявляются к коррозионной защите деталей прибора (одометра) в связи с установленным фактом отжатия и выноса порового раствора на поверхности металлических частей одометра, а также высокой коррозионной активности засоленных мерзлых пород.

Из-за повышенной пластичности и сжимаемости засоленных мерзлых грунтов продолжительность опытов может достигать 4-х и более месяцев, а это, в свою очередь, предъявляет особые требования к поддержанию температуры и обслуживающему персоналу.

Для определения характеристик сжимаемости использовался стандартный одометр с диаметром кольца 71.3 мм и высотой 28 мм. Одометр устанавливался в рычажный прибор конструкции АНИМС, позволявший производить ступенчатое нагружение заданными нагрузками. Измерение деформаций производилось с помощью индикаторов часового типа (ИЧ-10) с ценой деления 0.01 мм. Число и величина ступеней нагрузки зависят от температуры и засоленности грунта. Следующая ступень задавалась после условной стабилизации осадки, которая принималась равной 0.01 мм за 12 часов. По результатам испытаний определялась стабилизированная деформация грунта и коэффициент сжимаемости.

ОДНООСНОЕ СЖАТИЕ

Испытания на одноосное сжатие для определения деформационных свойств мерзлых засоленных грунтов производились одновременно с испытаниями на прочность и соответствовали методике, описанной в “Рекомендациях по определению длительной прочности и ползучести мерзлых и оттаявших грунтов” С.С.Вялова и др. (1966). Для определений использовался рычажный прибор с центрирующим устройством, исключающим перекосы образцов. Измерение деформаций проводилось с помощью 2-х индикаторов ИЧ-10.

Эксперименты проводились с разными, но постоянными в течение данного опыта нагрузками. Образцы доводились до разрушения или 20%-ной относительной деформации, другие опыты заканчивались при затухании деформаций, не превышающих 20%, периодически производились отсчеты деформаций. Испытания продолжались до нескольких суток и недель. Наибольшая продолжительность опыта составила около трех месяцев.

Специально было поставлено восемнадцать экспериментов продолжительностью несколько лет.

Для сохранения постоянства напряжения в течение всего процесса испытаний нагрузка увеличивалась пропорционально увеличению поперечного сечения образца грунта по мере его деформирования. При этом не учитывалась дилатансия образцов, составлявшая, правда, незначительную величину.

По результатам испытаний определялись модули деформаций, а также параметры степенного уравнения аппроксимации ползучести С.С.Вялова (1966). Все образцы после испытаний подвергались исследованию на засоленность, влажность, часть образцов - на плотность. Исследовалось также микростроение части образцов.

4.3.2. МЕТОДИКА ИСПЫТАНИЙ СВАЙ

Испытания свай проводились по методике, изложенной в ГОСТ 24546 -81. Схема установки для испытаний свай приведена на рис. 15. Использовался домкрат ДГ-600 и насосная станция НСП-400М.

Все конструкции были рассчитаны на соответствующие нагрузки. Измерения перемещений сваи проводились по смещению относительно специально пробуренных анкеров с помощью индикаторов часового типа ИЧ-10 с точностью 0.01 мм. Предварительно площадка испытаний разбуривалась скважинами глубиной 10 м с документацией скважин и опробованием на гранулометрический состав, влажность (льдистость) и засоленность, производились также температурные измерения. В процессе испытаний измерялась температура основания, перемещения сваи через 0.5; 1; 2; 4; 8; 16 и

24 часа, затем с интервалом в 24 часа. Загружение свай проводилось равномерно, без ударов, ступенями загружения, величина которых составляла, как правило, одну пятую от наибольшей нагрузки.

Рис. 15. Нагрузочное устройство и измерительная система для испытания свай: 1 - анкера; 2 - упорная балка; 3 - домкрат; 4 - испытуемая свая; 5 - рамка для крепления индикаторов.

Продолжительность каждой ступени нагружения составляла 24 часа или ступень выдерживалась до условной стабилизации осадки. За условную стабилизацию принималась величина осадки, равная или меньшая 0.2 мм за последние сутки наблюдений. Результаты испытаний оформлялись в виде графиков изменения величин осадки во времени и по ступеням загружения и графиков зависимости величин осадки от нагрузки.

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

5.1. ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

К засоленным мерзлым породам относятся все литологические типы дисперсных осадочных отложений, содержащие в своем составе растворимые соли в количестве более 0.05% и находящиеся в мерзлом состоянии. Супесчано-суглинистые и особенно глинистые породы ввиду особенностей минерального состава адсорбируют на поверхности грунтовых частиц катионы, способные к ионному обмену (Na^+, Ca^{2+}, Mn^{2+} и др.) и являющиеся, как правило, компонентами воднорастворимых солей. Общее содержание таких катионов может достигать, например, в монтмориллонитовой глине 150 мг-экв на 100 г

грунта (Грунтоведение, 1971), что составляет около 3% по весу для Ca^{2+} или Na^{+}. Чаще 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 воднорастворимые 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. 6, 7 и 8). Обращает на себя внимание довольно узкий диапазон изменения содержания основных химических компонентов для грунтов полуострова Ямал, независимо от размера грунтовых частиц.

Минеральный состав песчаной и пылеватой фракций дисперсных засоленных пород п-овов Ямал и Югорский, по нашим данным, 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 гидрослюды, каолинит, монтмориллонит.

По данным В.Т.Трофимова и других (Полуостров Ямал, 1975), песчаные засоленные мерзлые породы Ямала отличает преимущественно кварцевый состав (содержание кварца от 65 до 97%) и присутствие 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 (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, гидроокислы железа, часто с высокой степенью дисперсности). Наиболее типичны гидрослюды; в процессе диагенеза, по-видимому, возможно исчезновение монтмориллонита.

Таблица 6. Химический состав основных типов дисперсных пород. Данные Л.Б.Рухина

Типы пород	Содержание, %							
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Кварцевый песок	98.6	-	0.19	0.08	0.15	0.05	-	-
Аркозовый песок	68.3	0.46	13.6	4.08	3.93	2.28	1.54	
Граувакковый песок	66.1	0.7	15.4	6.8	2.3	1.8	2.2	2.6
Алевролит	58.8	0.86	17.2	5.6	2.6	2.03	0.21	3.31

Каолинитовая глина	45.0	0.66	37.25	2.11	0.56	0.42	0.77	
Монтмориллонитовая глина	59.3	0.3	24.8	2.26	2.14	3.85	0.39	
Гидрослюдистая глина	51.2	0.33	21.23	4.90	1.29	4.24	6.23	0.33

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 (1987), пылеватая и песчаная фракции отложений в краевой части м. Бурунного (Западный Ямал), также состоят 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, Оби и др.).

Таблица 7. Валовый химический состав рыхлых отложений в % к прокаленной навеске (Полярный Урал). Данные И.А.Тютюнова

Коэффициент накопления и подвижности по глубине, м	Фракция, мм	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Глубина 6.2	0.005	51	22	11	34	1.6	4.5	3.4	1.4
То же	0.005	57	18	8.5	27	2.6	4.6	2.4	3.0
Коэффициент накопления	0.005	0.9	1.3	1.3	1.2	0.6	1.0	1.2	0.4
Коэффициент подвижности	0.005	0.7	1.0	1.0	1.0	0.5	0.8	0.9	0.4

Ряд подвижности S>SiO_2>P; Na>Ca>Ti; Mg>K>Al>Fe>Mn

Таблица 8. Химический состав основных типов мерзлых засоленных дисперсных пород п-ова Ямал

Типы пород	Содержание, %							
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Песок, оз. Тибей-То	80.6	0.69	9.36	2.32	1.07	0.37	2.26	1.86
Песок, р. Еркута-Яха	83.7	0.66	7.96	1.88	1.10	0.04	1.50	1.22
Песок, р.Се-Яха	78.4	0.72	9.22	3.01	0.79	0.60	2.11	1.80
Супесь, р. Еркута-Яха	74.1	0.95	11.23	3.94	1.59	0.96	2.12	2.10
Супесь, р.Се-Яха	70.8	1.01	12.76	4.67	1.27	1.28	2.21	2.02
Суглинок, оз.Тибей-То	67.4	0.94	13.45	5.30	1.14	1.52	2.42	2.10
Суглинок, ст. Обская	68.2	0.99	13.46	5.30	1.49	1.68	2.27	1.70

Для мерзлых засоленных пород характерно присутствие, особенно в более дисперсных разновидностях, органического вещества, до нескольких весовых процентов.

Поскольку эти породы представляют собой главным образом сла- болитифицированные осадки Арктических морей, 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.

Засоленные дисперсные породы, находящиеся за пределами криолитозоны, например, майкопские глины Центрального 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 диагенеза этих

осадков образование аутигенных форм железа происходит последовательно от лептохлоридов через сидериты до пирита. Основной действующий фактор - микробиологическое восстановление при дефиците кислорода как окисных форм железа в подвижные закисные, так и сульфатов гетеротрофными бактериями (Затенацкая, 1985).

В засоленных мерзлых дисперсных породах присутствие легко- окисляющихся аутигенных минералов также возможно, однако, в значительно меньшей мере - из-за подавления микробиологических процессов при низких температурах. В целом данные о криогенном преобразовании химико-минерального состава рыхлых пород, как в процессе промерзания, так и в мерзлом их состоянии, крайне ограничены. Например, И.А. Тютюнов указывает 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 экспериментального 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.

5.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВОГО РАСТВОРА

Состав порового раствора мерзлых засоленных пород определяется их происхождением. На Арктическом побережье эти породы обычно представляют собой морские осадки, поэтому состав солей порового раствора близок к морскому. Для криолитозоны характерна физико-химическая консервация мерзлых пород. 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 установления равновесия. В свое время Л.Г. Силлен (Sillen, 1961) 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, таким образом, что даже при изменении скорости поступления солей или соотношения контактирующих минералов состав воды будет тем же при возможном колебании солености. При этом типичные

обломочные глинистые минералы близки к равновесию с раствором, а большинство первичных минералов магматических пород (плагиоклазы, полевой шпат, пироксены, оливины) - нет. Можно предполагать в этой связи, что поровый раствор такого состава также будет довольно устойчивым образованием.

В морях при отложении осадков происходят процессы упорядочения структуры воды у поверхности раздела, вытеснения ионов, анаэробного бактериального воздействия, ионного обмена и адсорбции. Поэтому состав поровой воды даже 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 (Хорн, 1972), часто снижается **pH**. При этом наблюдается изменение концентраций Mg^{2+}, K^{+}, SO_4^{2-} и других ионов, происходит даже изотопное фракционирование. Поровый раствор морского осадка в большей или меньшей степени лишается сульфатов, резко повышает свой щелочной резерв и обогащается **Fe**, **Mn**, фосфором, малыми элементами, лишается кислорода, взамен которого накапливаются сероводород, метан, углекислый газ и другие газы (Страхов, 1962).

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 это касается хлор-иона. Из-за практического отсутствия сорбции минеральными частицами хлоридов при значении **pH**, характерном для морской среды, а также невозможности осаждения хлористых солей и их относительной химической инертности хлорность поровых вод, как правило, отражает хлорность бассейна седиментации, с учетом, однако, возможных процессов диффузии.

В качестве примера можно привести следующую таблицу (табл. 9) ионного состава морской воды и водных вытяжек из четвертичных отложений для различных районов Арктики (в % экв). Относительно высокое содержание хлора и магния указывает на морское происхождение ионов порового раствора в этих грунтах.

Таблица 9. Ионный состав морской воды и водных вытяжек из засоленных мерзлых пород различных районов Арктического побережья в % (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	ЛенморНИИ-проект

Криопэги	5.8	6.0	-	5.0	5.2	26	9.1	Ленгипро-транс
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	33	СО НИИОСП
Водные вытяжки из суглинков п.Амдерма	7.5	39	3.3	3.2	11.7	34	0.7	ПНИИИС
То же. п-ов Ямал	0.7	48	0.7	2.2	6.1	41	1.3	Труды ПНИИИС (Дубиков Г.И.)
То же, мыс Харасавэй	2.2	44	3.2	0.7	1.6	47	-	Ленгипрот-ранс
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	7.5	39	3.9	3.9	5.9	40	-	ЛенЗНИИЭП (Яркин А.Н.)
То же, г. Певек	2.3	43	5.0	3.0	1.0	46	-	То же

По данным Г.И. Ивановой и других (1982), например, минерализация поровых вод голоценовых осадков в Баренцевом море изменяется незначительно и колеблется от 34.9 до 35.4 г/л. Физико-химическая обстановка переменчива: **Eh** изменяется от -203 до +56 mV, реакция среды нейтральная и слабо щелочная (**pH** 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 mV. 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.

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 (1986) для палеогеновых морских глин Западной Сибири. Под воздействием

сульфатредуцирующих микроорганизмов в присутствии органического вещества возможна редукция сульфатов морской воды:

$$SO_4^{2-} + 2H_2O + 2C(орг) \rightarrow 2HCO_3^- + H_2S$$

Сульфатредукция может оказывать важное влияние на преобразование иловых вод (Самарина, 1977). При частичном протаивании может происходить выщелачивание засоленных пород с обогащением фильтрующего раствора карбонатом кальция и возрастанием (наряду с общим опреснением) относительного содержания в растворе ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} или Ca^{2+} и HCO^-. В свою очередь, это смещает адсорбционное равновесие и приводит к выходу в раствор адсорбированного Na^+, который ранее попал в обменный комплекс вместо Ca^{2+} и Mg^{2+} при промерзании насыщенных морской водой дисперсных осадков.

Некоторые 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.

Для немерзлых засоленных вод были разработаны классификации по химическому составу, отражающие вторичные процессы их метаморфизации. В частности, для характеристики вод соленых озер и лиманов была разработана классификация Курнакова - Валяшко (Курнаков и др., 1936; Валяшко, 1935, 1939). Позднее М.Г. Валяшко (1971) дополнил и модифицировал ее и предложил использовать для всех видов природных вод. В соответствии с этой классификацией все природные воды делятся на два класса. К первому классу относятся воды, содержащие сернокислые соли кальция, магния или натрия. В этот класс входит морская вода, а также воды озер и лиманов, и питании которых солями главную роль играет море. Сюда же относятся поровые воды засоленных грунтов Арктического побережья. Ко второму классу относятся природные воды, содержащие ионы серной кислоты в таком количестве, сколько требуется для образования только сернокальциевой соли или еще менее. В этом случае раствор будет содержать хлористый кальций. К этому классу принадлежат водоемы, в питании которых солями главную роль играют поверхностные и подземные воды. Такой ионный состав порового раствора характерен для большинства незасоленных мерзлых пород, а также некоторых засоленных мерзлых пород Центральной Якутии и других районов. В пределах этих двух классов выделены типы вод по преобладающим компонентам, составляющим равновесие системы. Предлагается также использование следующих коэффициентов метаморфизации:

$$K_1 = \frac{MgSO_4}{MgCl_2} \qquad K_2 = \frac{CaCl_2}{MgCl_2} \qquad K_3 = \frac{Na_2SO_4}{MgSO_4}$$

По величинам этих коэффициентов можно выделить геохимические фации поровых вод, характеризующихся общим происхождением и составом.

С учетом особенностей мерзлых пород возможно использование этой классификации для типизации засоления в районах Арктического побережья и Сибири.

Сложность химического состава приводит к возникновению химических реакций, реакций обмена и физических (тепловых, электрических) явлений в мерзлых засоленных породах при колебаниях температуры. С ними связана неустойчивость химического состава порового раствора мерзлых засоленных пород.

О сложности и даже неоднозначности возникающих при изменении внешних условий химических реакций в поровых растворах свидетельствует, например, факт, что эвапориты (горные породы солевого состава), образующиеся из морской воды, с совершенно неизменным составом солей неизвестны в природе (Дегенс, 1967). При испарении солевого раствора часто осаждаются неустойчивые минеральные фазы, в связи с тем, что кинетические факторы препятствуют осаждению неустойчивых фаз в пределах их устойчивости. Мало известно относительно времени, необходимого для превращений неустойчивой минеральной фазы в устойчивую. Первым при испарении морской воды выпадает в осадок карбонат кальция, затем осаждается 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 пересекает кривую растворимости гипса (эта концентрация примерно в 5 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 (Хорн, 1972). Оно также еще недостаточно изучено, однако его особенность в том, что 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:

CO_2 (*раств*) + $H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$

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, которые рассматриваются в главе 7. Это явление можно назвать “криогенной метаморфизацией” по терминологии А.В. Иванова (1987). При этом “криогенное концентрирование” - процесс последовательного повышения концентрации растворенных веществ и минерализации природных вод в результате кристаллизации льда (“friged concentration” по Nelson и Thompson, 1954). При этом иногда может происходить изменение состава раствора и выпадение солей в осадок в результате простого охлаждения, как наблюдалось в соляных озерах Восточной Сибири (Иванов, 1987).

Таким образом, процессы в поровых растворах при изменениях внешних условий не только сложны и неустойчивы, но и слабо изучены. Сегодня мы имеем только общие представления об условиях и закономерностях их развития.

5.3. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Факторы, определяющие гранулометрический состав отложений, многочисленны. Твердые частицы, увлекаемые водными потоками, сортируются по сложным законам. Не всегда наиболее подвижными оказываются мелкие частицы. В частности, 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 подвергается переносу (Гаррелс, Маккензи, 1974). 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 отлагаться 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 примесь пылеватых частиц (Рухин, 1961; Белов, Лапина, 1961). Многие песчаные зерна часто хорошо окатаны, поверхность их сглаженная, блестящая. 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 мелководности глинистых отложений свидетельствует в большинстве случаев присутствие в них примеси песчаных частиц, растительного детритуса и спор наземных растений, образование в резко выраженной восстановительной среде из-за значительного содержания органического вещества, сочетание с континентальными отложениями.

Для засоленных мерзлых толщ, как типичных лагунных фаций, обычно не характерны грубообломочные типы. Сравнительно небольшие размеры прибрежных лагунных водоемов, малая глубина и быстрая смена условий отложения осадков обусловливают непостоянство их разреза. Песчано-глинистые лагунные фации в общем близки к мелководным морским отложениям, но отличаются от них худшей сортировкой в связи с меньшей длительностью переноса (Рухин, 1961). Особенно характерна плохая сортировка отложений для опресненных бассейнов. Можно предположить также некоторое влияние суровости климата, длительность существования ледяного покрова, препятствующего волнению и перемещению водных масс.

Таблица 10. Гранулометрический состав некоторых типов засоленных мерзлых пород

Название	Гранулометрический состав, %					Размер частиц в 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 (п.Бованенково)	1	21	54	15	2	1	6
Супесь (р.Еркута-Яха)	-	-	13	75	6	5	1
Суглинок (оз.Тюрин-То)	-	1	4	20	16	30	29

Таким образом, для прибрежно-морских осадков Арктического побережья, с косой слоистостью, высоким содержанием органики, резкими сменами фаций следует предположить слабую сортировку материала и окатанность, пылеватость песков и песчаную примесь в глинах.

Именно эти особенности и присущи, как правило, засоленным мерзлым породам. В табл. 10 приведены типичные гранулометрические составы засоленных отложений.

Данные полевых исследований свидетельствуют, что для прибрежно-морских отложений сартанской морской террасы на побережье Коровинской, Болванской и Хайпудырской губ на Европейском Севере характерны пески, реже супеси. Засоленные отложения морской лайды также представлены песками и супесями; при этом пески состоят преимущественно из частиц мелкой и пылеватой фракций (Геокриология СССР, 1988). На побережье Чукотского моря, среди глубоко вдающихся заливов, первая морская терраса сложена слоистыми плохо сортированными суглинками и супесями с большим содержанием органики (Инженерная геология СССР, 1977). В.Т.Трофимовым (Полуостров Ямал, 1975) был сделан вывод о том, что различные геолого-генетические 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, а для лагунно-морских, водно-ледниковых и аллювиальных образований характерен более 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 (Полуостров Ямал, 1975). Таким образом, описанные выше основные особенности гранулометрического состава засоленных мерзлых пород подтверждаются данными по различным районам Арктического побережья.

5.4. КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ

Структуры и текстуры мерзлых засоленных пород изучены недостаточно. З.А.Нерсесовой (1961) 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 прожилок практически не было.

Количественный анализ влияния солей на формирование криогенного строения грунта был проведен А.Н. Хименковым и А.Н. Минаевым (1990). Ими 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 шлиров. В наших экспериментах при промерзании амдерминского суглинка гидрослюдистого 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 засоленности 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. А.Н.Хименков и А.Н. Минаев объясняют свои результаты ликвидацией диффузных оболочек воды вокруг минеральных частиц при повышении концентрации порового раствора, угнетением пленочного механизма переноса влаги, преимущественным ростом вертикальных кристаллов за счет эффективного отвода с них тепла. Они подчеркивают, что рассмотренная зависимость изменения криогенного строения засоленных грунтов реализуется в диапазоне влажностей, ограниченных значениями нижнего и верхнего пределов пластичности.

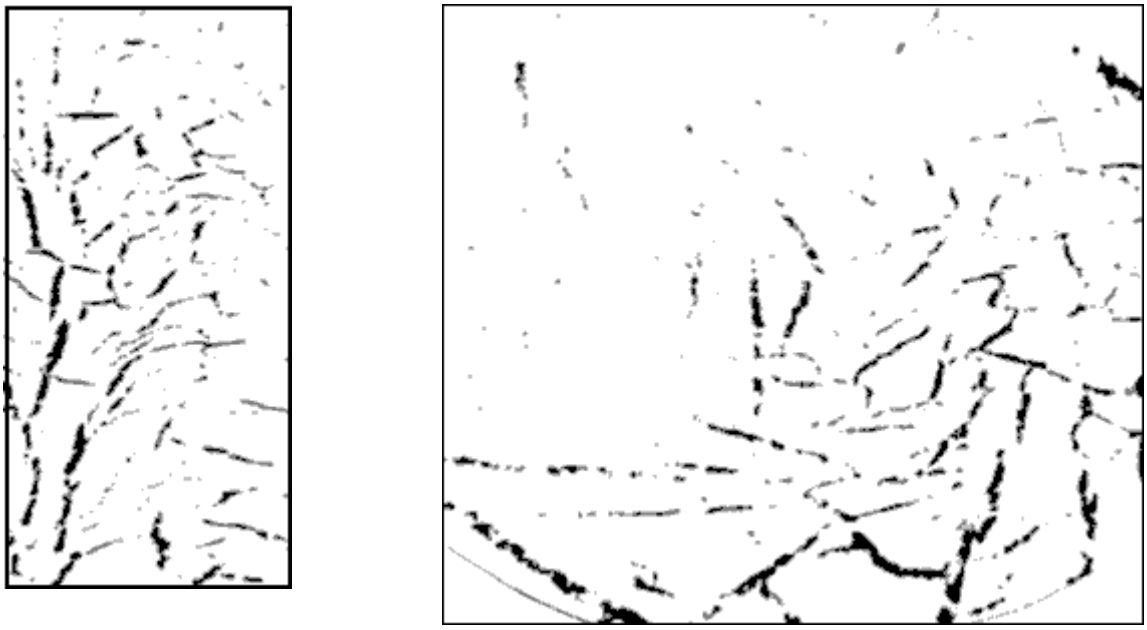


Рис. 16. Криогенное строение образцов морского суглинка с засоленностью 0.5% (п.Амдерма). Слева продольный разрез, масштаб 1:1; справа поперечный разрез, увеличено в 2.5 раза.

Количественная обработка снимков микростроения засоленных мерзлых пород, проведенная Н.С. Налетовой (1996), показала, что при засолении меняется соотношение структурной и текстурной льдистости: при близких значениях влажности доля текстурной льдистости (за счет ледяных шлиров) в засоленной породе уменьшается, а структурной (льдистости минерального скелета) - увеличивается. Кроме того, в засоленном суглинке перестройка порового пространства выражена слабее, чем в незасоленном, а изменение среднего радиуса пор по высоте мерзлой зоны вообще не наблюдается (в незасоленном суглинке средний радиус пор в минеральных прослоях между ледяными шлирами на порядок меньше, чем на участке массивной текстуры). Н.С. Налетова объясняет это отсутствием выраженного фронта промерзания, подавлением миграции влаги и льдообразованием ортотропного типа, изменением механизма роста прослоев льда от миграционно-сегрегационного к ортотропно-компрессионному. При увеличении засоления в каолинитовой и полиминеральной глине образуются сетчатые криогенные текстуры при увеличении доли вертикальных шлиров, а в монтмориллонитовой - веерообразная. Н.С. Налетовой отмечено также, что основным механизмом переноса ионов водорастворимых солей является их перенос потоком мигрирующей влаги, что ранее было получено Л.В. Чистотиновым (1973), Н.П. Анисимовой (1985) и подтверждено нашими экспериментами, рассмотренными в

7 главе. Интересным наблюдением является то, что в лабораторных условиях криотекстуры, различающиеся в незасоленных глинистых породах в зависимости от состава, после некоторого засоления становятся сетчатыми с большой долей вертикальных шлиров. 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, сетчато-слоистые и неполно-сетчатые криогенные текстуры. Встречаются также косолинзовидная, перистая, тонкая линзовидная и массивная криогенные текстуры. По данным В.Т.Трофимова и Ю.Б.Баду (Полуостров Ямал, 1975), в сингенетических отложениях Ямала сегрегационный лед находится в основном в виде тонких слабо волнистых шлиров и линзочек, распределенных в разрезе равномерно или ритмично. Часто встречаются тонкошлировые слоистые криогенные текстуры. Сегрегационный лед в эпигенетически промерзших породах присутствует в виде шлиров, вытянутых линз и прослоев различной толщины. В.Н. Зайцевым (Геокриология СССР, 1989) на низких прибрежно-морских террасах Яно-Колымского региона описаны атакситовые криогенные текстуры в сингенетически промерзших лагунных (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 тонко-слоистая 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 (Савельев, 1971). Б.А.Савельевым (1971, 1989) 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 III морской террасы в районе пос. Амдерма в естественном залегании нами отмечалось уменьшение ширины и длины кристаллов в ледяных шлирах при преобладании слоистой и наклонно-слоистой криотекстуры.

В целом криотекстуры засоленных грунтов отличаются разнообразием при доминировании тонких шлиров льда (рис. 16). Можно указать на некоторую неразвитость криотекстур в сравнении с незасоленными породами. Засоление приводит к изменению температур замерзания, 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 шлировых и неполносетчатых текстур, при этом ледяные прослои почти не содержат солей. С увеличением засоленности увеличивается доля субвертикальных ледяных шлиров, и уменьшаются их размеры, меняется соотношение текстурной и структурной льдистости, криотекстуры приобретают черты неразвитости. Показано влияние засоления на структуру текстурообразующего льда, размер кристаллов уменьшается с ростом засоленности. Для эпихронного 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-цемента, рыхлым органо-минеральным скелетом и большей засоленностью.

ГЛАВА 6. ПРОЦЕССЫ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД ПРИ ПРОМЕРЗАНИИ

6.1. ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРОВОМ РАСТВОРЕ ПРИ ОХЛАЖДЕНИИ

Рассмотрим общие понятия, касающиеся устойчивости объектов при внешних воздействиях. Основы теории устойчивости, имеющей большое значение при анализе простых природных процессов, разработаны в математике и механике (Директор, Ропер, 1974). Само понятие устойчивости было введено русским математиком А.М.Ляпуновым. Им также был разработан метод исследования дифференциальных уравнений, описывающих природные процессы, на устойчивость с помощью специальных функций, называемых функциями Ляпунова. Процессы, происходящие в мерзлых засоленных породах - деформирование, изменение температуры, миграция воды и солей, фазовые переходы - являются термодинамическими процессами. Из второго начала термодинамики следует, что существует некоторая функция (энтропия), монотонно возрастающая до тех пор, пока не достигнет своего максимального значения в состоянии термодинамического равновесия:

$$dS/dt \geq 0$$

Рассмотрим типичный процесс установления равновесия, приводящий к функциям Ляпунова, - выравнивание концентраций солей $\mathbf{X_i}$ в мерзлом грунте, находящемся при постоянной температуре. Эволюцию такой системы можно задать уравнениями скоростей выравнивания концентраций:

$$dX_i/dt = F_i(X_i),$$

где $\mathbf{F_i}$ - скорость перемещения (выравнивания) компоненты $\mathbf{X_i}$. При этом каждая компонента может иметь свое уравнение выравнивания. Предположим, что при $\mathbf{X_i=0}$ все скорости обращаются в нуль. Тогда $\mathbf{X_i=0}$ - точка равновесия рассматриваемой системы. Рассмотрим, что произойдет, если мы начнем с ненулевых значений концентраций $\mathbf{X_i}$. Нам необходимо установить, будет ли система эволюционировать к точке равновесия $\mathbf{X_i}$. Это типичный пример, когда необходимо использование функций Ляпунова. Пусть некоторая функция концентраций $\mathbf{v=v(X_1,\ldots,X_n)}$ положительна во всем интересующем нас диапазоне концентраций и обращается в нуль при $\mathbf{X_i=0}$. Производную функции **v** по времени можно представить в виде:

$$dv/dt=\sum dv/dX_i * dX_i/dt=\sum dv/dX_i * F_i(X_i).$$

Теорема Ляпунова утверждает, что система будет эволюционировать к точке равновесия $\mathbf{X_i=0}$, если производная **dv/dt** функции **v** по времени имеет знак, противоположный знаку самой функции **v**. В нашем примере производная **dv/dt** должна быть отрицательной.

Другой типичный пример из области геокриологии- теплопроводность. Изменение температуры со временем описывается классическим уравнением Фурье:

$$dT/dt=a *d^2T/dx^2,$$

где **a**-температуропроводность ($\mathbf{a>0}$). Функция Ляпунова может быть записана в следующем виде:

$$L(T)=\int (dT/dx)^2\, dx.$$

Можно убедиться, что функция Ляпунова **L(T)** в самом деле убывает до своего минимального значения, когда достигается тепловое равновесие. Таким образом, начальное неоднородное распределение температуры стремится к равновесию, когда температуры распределены равномерно. Принято говорить, что равномерное распределение температуры является аттрактором для начальных неоднородных распределений температуры.

При анализе любого воздействия на мерзлые засоленные породы полезно использовать понятие устойчивости как характеристики изме-няемости. При этом в общем количественно можно определять коэффициенты устойчивости как отношение предела возможного изменения какого-либо па-раметра при сохранении качественного состояния породы к изменению, выз-ванному данным воздействием. В настоящей работе ниже даны некоторые примеры использования коэффициентов устойчивости.

Ввиду разнообразия химического состава поровых растворов засоленных мерзлых пород и одновременно близости его к составу морской воды химические процессы при его охлаждении могут быть рассмотрены применительно к процессам в морской воде.

Как известно, средний химический состав морской воды следующий (Хорн, 1972): **Cl** - 19.7 г/кг; **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 в определенной точке, зависящей от концентрации раствора, а также возможностей переохлаждения (табл. 11) начинает кристаллизоваться лед. Остающийся по мере выделения льда раствор становится более концентрированным.

Если температура продолжает понижаться, то при -8.2°C (или -7.3°C по Гиттерману) из рассола кристаллизуется глауберова соль (мирабилит) - **Na_2SO_4** x 10**H_2O**, а при -22.9°C - **NaCl**. При температуре -36.8°C из рассола выпадает **KCl**, при -43.2°C - **$MgCl_2$** x 12**H_20** и при -54°C **$CaCl_2$** x 6**H_2O** (Паундер, 1967). Выпадает также некоторое количество **$CaCO_3$**. Наконец, при температуре -55°C замерзает весь раствор.

Таблица 11. Состав и соотношение фаз при разных температурах при вымораживании морской воды.

Темпе-ратура, °C	Состав и количество солей (г) на 1 кг морской воды						Соотношение фаз	
	H_2O	Na_2S0_4	$CaS0_4$	NaCl	KCl	$MgCl_2$	жидкая (на 1000 гсмеси)	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	-	-			209.6	790.4
-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	-0.24	0.36	2.47			117.6	882.4
-24.2	27.3	-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

В системе при понижении температуры непрерывно меняется состав солей и соотношение фаз (Савельев, 1971, табл. 11). 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°С (и выше) основная масса солей - 99.65%, по Дитмару (Зубов, 1957), находится в растворе, за исключением глауберовой соли.

Происходят и химические реакции. В частности, около -15°С 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 температура полного отвердевания раствора соответствует эвтектической температуре выпадения из раствора хлористого кальция, т.е. -55.0°С, тогда как по Гиттерману она равна -36°С 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+}, то конечная точка замерзания раствора соответствует температуре выделения $MgCl_2 + 12H_2O$. Сернокислый кальций кристаллизуется при -17°С.

Показательно также сравнение данных по вымораживанию Na_2SO_4. По Рингеру с понижением температуры в системе происходит непрерывное увеличение Na_2SO_4 в твердой фазе, по Гиттерману вначале наблюдается нарастание Na_2SO_4 в жидкой фазе до температуры -7.6°С (за счет увеличения концентрации рассола в результате выделения пресного льда), а затем наступает понижение концентрации Na_2SO_4 до температуры -22.6 °С. При дальнейшем понижении температуры концентрация Na_2SO_4 в жидкой фазе вновь возрастает, достигая второго максимума при -35.6°С. Это явление объясняется регенерацией солей в разных фазовых состояниях (согласно реакции $CaSO_4 + 2NaCl = CaCl_2 + Na_2SO_4$, потом наоборот по мере вымерзания).

Анализ 1 кг морской воды с соленостью 35.5%, замороженной при температуре -30°С, приводит также О.Свердруп (1942): твердая фаза: 931.9 г - лед; 203.2 - кристаллы **NaCl**; 3.95 - кристаллы Na_2SO_4 ; следы кристаллов $CaCl_2$; рассол 43.95 г (из них 23.3 г - H_2O; остальное - **Na** - 1.42 г, **Mg** - 1.31 г, **K** - 0.38 г, **Ca** - 0.39 г, **Cl** - 7.03 г, **Br** - 0.08 г, SO_4 - 0.09 г).

Соли выпадают в осадок при замерзании 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 (Иванов, 1987).

Кинетика процесса весьма сложна, при быстром замерзании раствора электролит может попасть в состав льда (захват ионов, рассола), процесс захвата ионов селективный, с образованием электрических потенциалов (так называемый эффект Воркмана - Рейнольдса, предложенный для объяснения причины

электризации при грозе). В реальных условиях замерзания 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 результата захвата ионов (Савельев, 1971) быстро образующийся лед является более соленым, чем медленно образующийся (от 5.64% при -16°С до 10.16% при -40°С). Ячейки с рассолом во льду являются подвижными (от нескольких мм в день до нескольких мм в час), скорость их движения зависит от температурного градиента. Важное значение имеет также процесс захвата ионов кристаллами льда. Во льду возрастает концентрация водородных ионов и снижается **pH** (Иванов, 1987).

Замерзание поровой воды осложняется в дисперсных грунтах также ориентирующим влиянием твердых частиц, что приводит к понижению температуры замерзания. Так, в ямальском суглинке (оз. Тюрин-То) с естественной засоленностью 0.4% при температуре -3 ÷ -6°С еще содержится от 10 до 20% незамерзшей воды, т.е. концентрация порового раствора составляет 20-40 г в 1 литре. Соответствующие данные по суглинку из района Югорского полуострова свидетельствуют о том, что при засоленности 1.5% и влажности 16% температура замерзания составляет -6.4°С , при **W**= 19% - 4.8°С, при **W** = 32% - 2.5°С.

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 5.36 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°С, 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 сильно минерализованных растворов возможны значительные физико-геологические эффекты, вплоть до образования мерзлоты. Нечто подобное, возможно, происходит в условиях высокогорных соленых озер.

Таким образом, замерзание порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Температура полного

замерзания (при морском составе солей) является экспериментальной величиной и изменяется по различным данным от -36°С до -55°С для свободного раствора и, вероятно, еще ниже для порового раствора засоленных мерзлых пород. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми. Такой характер процесса замерзания свидетельствует, во-первых, о неустойчивом характере равновесия в поровом растворе засоленных мерзлых пород, и, во-вторых, о важной роли происходящих процессов для формирования свойств пород.

6.2. ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД

Промерзание засоленных дисперсных пород сопровождается перераспределением влаги, миграцией воды к фронту промерзания и усадкой грунта в талой, обезвоживающейся части породы, возникновением механических напряжений. Происходит изменение концентрации растворенных в поровой воде солей, которое в свою очередь вызывает нарушения равновесия катионного обмена, явления коагуляции и микроагрегирования. Современные представления о промерзании грунтов, миграции влаги и связанным с ней пучении сводятся в основном к следующим представлениям (Ершов, 1979).

Главной разновидностью незамерзшей воды, определяющей криогенную миграцию и морозное пучение грунтов, является, вероятно, вода осмотической природы. Будучи связанной одновременно с минеральными частицами грунта и катионами диффузного слоя, она характеризуется высокими толщинами водных пленок и подвижностью. При промерзании грунта и образовании в его порах льда кристаллообразование приводит к формированию сравнительно бедных примесями ледяных включений и более концентрированным поровым растворам. Чем ниже температура в промерзающей части породы, тем более концентрированным оказывается раствор. Молекулы воды начинают передвигаться в места повышенной концентрации ионов - наблюдается явление осмоса. Обратное явление - миграция ионов затруднена ввиду энергетической связи ионов с минеральными частицами.

Основные физические соотношения при промерзании могут быть получены следующим путем, предложенным С.Е.Гречищевым (1980). Рассмотрим уравнения Гиббса для каждой фазы (индексы означают “ice” - лед, “w” - пленка):

$$S_{ice}dT - v_{ice}dp_{ice} + d\mu_{ice} = 0 \qquad (1)$$
$$S_w dT - v_w dp_w + d\mu_w = 0$$

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

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

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

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:

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

Это уравнение описывает рост давлений морозного пучения грунта в закрытой системе при промерзании.

Если эти давления измеряются датчиком с коэффициентом упругости (жесткости) ***Kg*** (или воспринимаются имеющим определенную упругость массивом грунта), то напряжение зависит от объема мигрирующей воды ***q*** и его изменения при промерзании на 9%:

$$dp = k_g q * 0.09 d\tau \quad (5), \text{ где } t \text{ - время.}$$

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 (Гречищев и др., 1980):

$$dq = k\left[-Q\frac{dT}{T} - (v_{ice} - v_w)dp\right] (6) \text{ где } \kappa \text{ - коэффициент.}$$

Тогда выражение для количества мигрирующей воды в стесненных условиях, которые определяют через коэффициент жесткости ***Kg***, можно переписать в следующем виде:

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

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 **Рл** при промерзании происходит слабее почти на порядок (т.к. $\frac{v_{ice} - v_w}{v_{ice}} \approx 0.1$).

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

$$v_w d(p - p_w) = v_w k_{oc} dc, \text{ где}$$

K_{oc} - коэффициент, dc- градиент концентрации раствора в пленке.

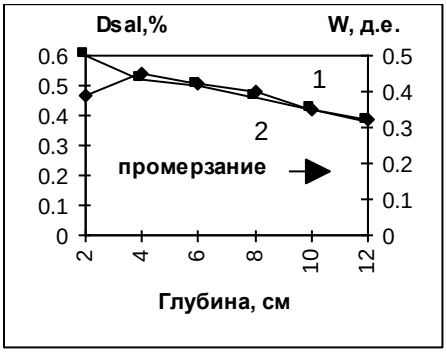
Тогда получаем:

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

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.

Выражение (7), конечно, затруднительно использовать для практических расчетов. Неясно численное значение кинетического коэффициента К. Существует неопределенность в величинах мольных объемов незамерзшей воды и льда в порах мерзлого грунта и другие трудности. В частности, по данным Р.У.Танкаева (1982) мольная теплота равновесного фазового перехода связанной (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 разновидности незамерзшей воды данных не имеется. В связи с этим особое значение имеют экспериментальные данные по промораживанию засоленных грунтов.

Промерзание засоленных дисперсных пород различного состава имеет свои особенности (рис. 17). Известны результаты З.Д.Нерсесовой (Общее мерзлотоведение, 1967), которая показала, что перераспределение влаги и пучение уменьшается при промерзании суглинка в ряду **Fe > Ca > Na > K**. По данным Э.Д.Ершова и других (1992), соли порового раствора промерзающих пород могут как передвигаться от фронта промерзания, вызывая их криогенное концентрирование в поровом растворе, так и двигаться к фронту промерзания, проникая в мерзлую часть породы и повышая ее засоленность.



а

б

Рис. 17. Особенности промерзания засоленных грунтов различного состава: распределение влажности (W, кривая 1) и засоленности (Dsal, кривая 2) в мерзлом образце морского суглинка после одностороннего промерзания (а) и при новообразовании мерзлоты на песчаной морской косе в п.Амдерма (б)

Первый случай характерен для песков, легких супесей (Халлет, 1978; Анисимова, 1981; Гамберлен, 1983 и др.). В засоленных тонкодисперсных породах при промерзании фиксируется увеличение содержания воднорастворимых солей в мерзлой зоне, причем максимальное соленакопление отмечается в верхней, наиболее холодной части образца (Ершов и др., 1992).

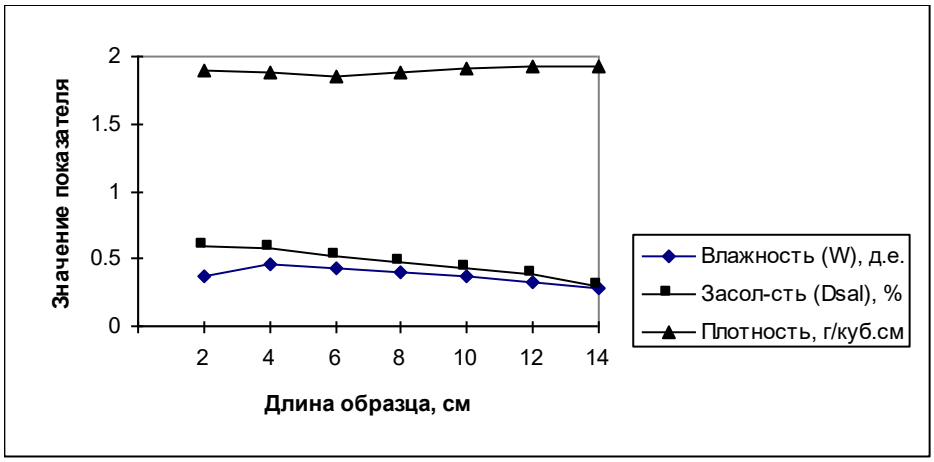


Рис. 18. Распределение влажности, солей (засоление морской солью) и плотности по длине образца мерзлого суглинка, промерзавшего сверху (на рисунке слева) в закрытой системе при -3.5 °С при заданной начальной засоленности 0.5%

Эта закономерность была также получена нами в экспериментах в Амдерминской подземной лаборатории (рис. 18) в условиях “закрытой” системы.

Она объясняется (Ершов и др., 1992) захватом ионов солей потоком влаги, мигрирующим к фронту промерзания. При небольших концентрациях порового раствора в промерзающей засоленной породе наблюдается увеличение плотности миграционного потока по сравнению с незасоленной. Это связано с тем, что при отсутствии засоления градиенты концентрации ионов и осмотические силы влагопереноса малы. При небольшом засолении градиенты концентрации солей растут, увеличиваются и потоки влаги, достигая максимума при исходной концентрации засоляющего раствора **NaCl** около 0.2 н. Затем, ввиду сжатия диффузного слоя ионов, миграционные потоки влаги вновь уменьшаются.

Л.В.Чистотиновым в свое время (1973) был экспериментально изучен перенос ионов вместе с мигрирующей влагой в промерзающую зону образцов.

Было показано, что накопление ионов в промерзающей зоне глинистых пород меньше относительного количества пришедшей туда влаги. Этот же процесс переноса ионов вместе с мигрирующей влагой при промерзании, по-видимому, наблюдался в полевых условиях М.О.Лейбман и И.Д.Стрелецкой (1996) в слое сезонного оттаивания на Ямале. По их наблюдениям, горизонт накопления ионов, засоление в котором достигает 1.5%, залегает на глубине 20-30 см.

Экспериментальные данные, полученные для образцов грунтов полуострова Ямал, свидетельствуют, что величины пучения засоленных грунтов в целом невелики. В опытах Ю.В.Софронова моделировалось промерзание грунтов в условиях, близких к природным мерзлотно-грунтовым и климатическим условиям. Достаточное число повторных испытаний, выбор оптимального режима лабораторных экспериментов и удовлетворительная сходимость результатов позволили оценить нормативные значения относительной линейной деформации грунтов Бованенковского месторождения. Супесчано-суглинистые и глинистые засоленные грунты в этом районе относятся в основном к категории слабопучинистых грунтов с величиной их относительной деформации пучения в пределах от 0.017 до 0.028. Лишь салехардские суглинки можно отнести к категории среднепучинистых.

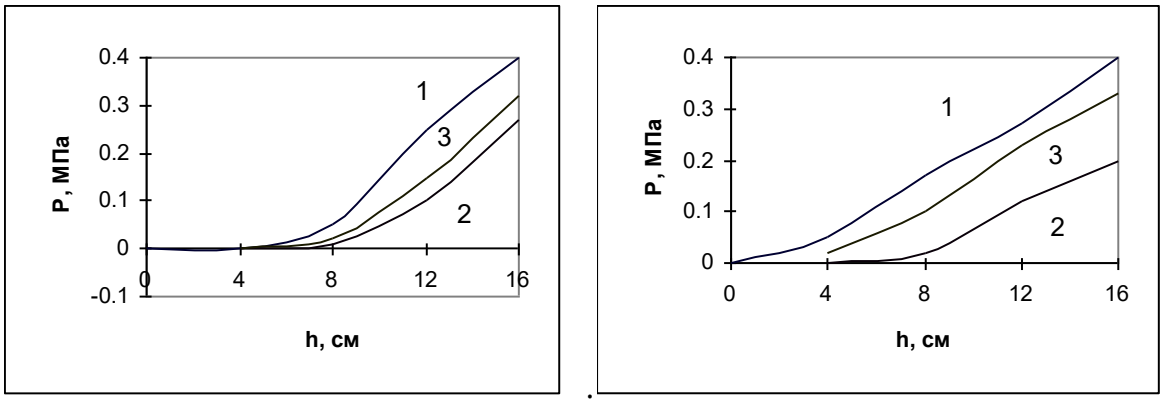
6.3. ФОРМИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПРОМЕРЗАЮЩИХ ПОРОД

Напряженно-деформированное состояние промерзающих дисперсных, и в частности засоленных пород обусловлено миграцией и кристаллизацией воды, образованием ледяных шлиров, усадкой и структурообразованием. Эти процессы различны в талой, промерзающей, характеризующейся активным льдообразованием и деформированием, и мерзлой зонах промерзающей породы. Поэтому напряжения и деформации пучения в целом определяются взаимодействием соответствующих зон и зависят в том числе от механических свойств измерительной системы (рис. 19).

В талой зоне супесей, суглинков, глин в результате процесса обезвоживания происходит усадка. Она неравномерна по глубине, а недопущение ее деформаций (естественное или искусственное) вызывает напряжения усадки. Наибольшие напряжения усадки, с одной стороны, соответствует максимальному обезвоживанию, а с другой - максимальной степени недопущения деформаций.

В промерзающей зоне, характеризующейся интенсивным льдообразованием, ростом шлиров 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 мине-

ральной составляющей породы при дегидратации грунтовых частиц в результате замерзания воды.



а б

Рис. 19. Напряжения пучения на датчиках с различной жесткостью: а - 800 и б - 1700 МПа/м в различных промерзающих породах: 1 - каолин; 2 - суглинок; 3 - супесь

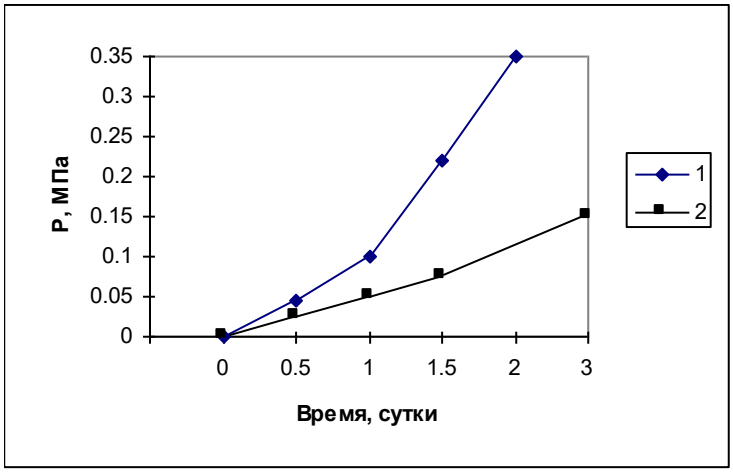


Рис. 20. Напряжения пучения в суглинке при -2°С: 1 - с подтоком влаги из нижележащего слоя песка; 2 - без подтока влаги (закрытая система). Жесткость датчика Kg=1500 МПа/м.

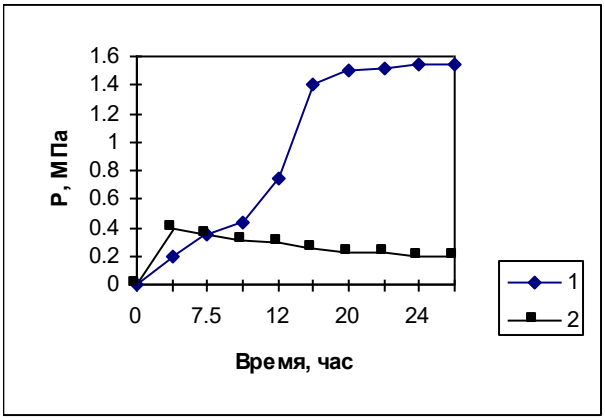


Рис. 21. Напряжения пучения при промораживании при -5°С пятисантиметрового образца суглинка: 1 - одностороннее промерзание; 2 - всестороннее промерзание. Жесткость датчика Kg=1500 МПа/м.

Замерзание воды в замкнутом объеме, каким могут являться поры грунта, может привести к возникновению в условиях недопущения деформации значительных напряжений. Приближенно их можно оценить, например, из уравнения Клапейрона-Клаузиуса, и они составляют около 13.4 МПа на градус понижения температуры. Однако они действуют лишь в ограниченном диапазоне допущенных деформаций, составляющем не более 9% от объема кристаллизующейся воды.

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. 20), измеренные величины деформаций свободного пучения составили соответственно около 5 мм 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 шлиров 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.

Это подтверждается и экспериментами по всестороннему и одностороннему промораживанию (рис. 21). Преимущественный рост ледяных шлиров параллельно фронту промерзания обусловил большие величины напряжений пучения при одностороннем промерзании. Величины напряжений в экспериментах

(рис. 20 и рис. 21) при промерзании с подтоком влаги и при одностороннем промораживании близки к действительным величинам расклинивающего давления для таких температур. Необходимо отметить, что вычленить вклад каждой из этих составляющих напряжений в рамках одного эксперимента невозможно.

Процессы кристаллизации, шлирообразования, изменения структуры породы продолжают развиваться в мерзлой зоне промерзающего грунта, однако в сравнении с промерзающей зоной они менее активны.

При возникновении напряжений пучения, как и напряжений усадки, решающее значение имеют условия недопущения деформации: чем больше оказывается это недопущение, тем больше значения напряжений, которые возникают в промерзающей зоне. Так, результаты исследования напряжений при различной жесткости воспринимающих их датчиков ***Kg*** (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_h в зависимости от недопущения ее деформирования, справедливо условие:

$$dP_h = k_{gr} d\varepsilon_{inadm} = k_{gr} d(\varepsilon_h - \varepsilon_{admit}) \quad (1)$$

где ε_{inadm} и ε_{admit} - величины недопущенной и допущенной деформации промерзающей зоны, ε_h - 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: $(1/K_{gr})P_h$) при этом будет определяться также и усадкой талой зоны ($d\varepsilon_{shrink}$), механическим сжатием (компрессией) талой и мерзлой зон (соответственно $dP_h * l_{mlt}/E_{mlt}$ и $dP_{fr} * l_{fr}/E_{fr}$), имеющих размеры l_{mlt} и l_{fr} и модули деформации E_{mlt} и E_{fr}. Путем преобразований получаем следующее соотношение, качественно отражающее зависимость напряжений пучения от основных параметров:

$$dP_h = \frac{d\varepsilon_h - d\varepsilon_{shrink}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_g} + \frac{l_{mlt}}{E_{mlt}} + \frac{l_{fr}}{E_{fr}}} = \frac{d\varepsilon_{inadm} - d\varepsilon_{admit} - d\varepsilon_{shrink}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_g} + \frac{l_{mlt}}{E_{mlt}} + \frac{l_{fr}}{E_{fr}}} \quad (2)$$

Из (2) следует, что напряжения пучения пропорциональны потенциально возможной деформации пучения ε_h, обратно пропорциональны деформации

усадки ε_{shrink} и общей деформируемости грунтовой системы, как можно назвать выражение, стоящее в знаменателе.

При сопоставлении уравнения (2) с уравнением (7) из предыдущего параграфа можно получить выражение для напряжения пучения, которое определяется потоком замерзающей влаги (мигрирующей и находящейся на месте), временем, температурой и физическими и механическими параметрами породы:

$$dP_h = \frac{k(Q\frac{dT}{T} + (v_{ice} - v_w)k_{gr}q*0.09dt) - d\varepsilon_{shrink}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_g} + \frac{l_{mlt}}{E_{mlt}} + \frac{l_{fr}}{E_{fr}}} \qquad (3)$$

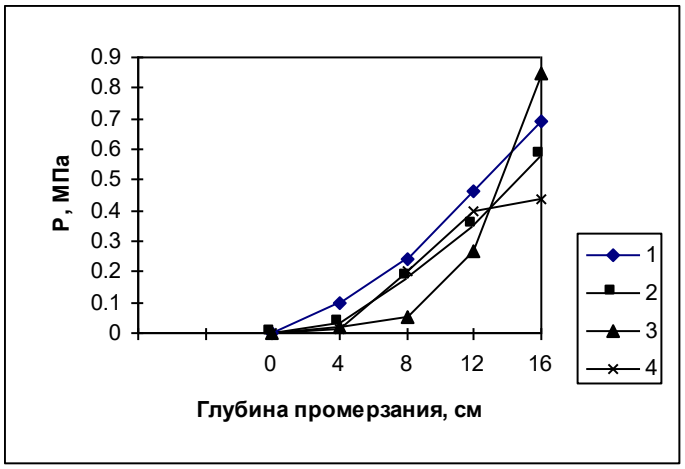
Как следует из результатов экспериментальных исследований, сжатие талой зоны действительно является важным фактором. Поскольку в течение всего периода промерзания происходит пучение, то наблюдается накопление несрелаксированных напряжений. Однако по мере промерзания легко деформируемая талая зона уменьшается в размерах, уменьшается общая деформируемость системы, что обеспечивает при прочих равных условиях больший рост напряжений в конце промерзания (рис. 22). Для некоторых глинистых пород расчетные величины коэффициента K_{gr} составляют в среднем около 0.4 МПа (для промерзающего слоя толщиной 1 см и недопущении деформации в 1 мм), что сравнимо с результатами В.Б.Швеца с пригрузками. Приближенно она может быть оценена: в пределах 9% от объема кристаллизующейся воды (за вычетом величины ε_{admit} и величины оттока воды за время деформирования из промерзающей зоны) - по уравнению Клапейрона-Клаузиуса; в пределах больших деформаций - по формуле Скофилда с учетом подтока воды к фронту промерзания.

Изучение особенностей развития напряжений пучения и усадки в грунтах различного состава и строения с различными физико-химическими и физико-механическими свойствами позволило получить новые закономерности этого процесса.

Максимальные напряжения пучения возрастают от 1.5 и более МПа при полном водонасыщении с увеличением дисперсности грунта и содержания в глинистой фракции монтмориллонита. В процессе промерзания, особенно на начальном его этапе, наиболее высокие напряжения пучения возникают в пылеватых грунтах - каолине, полиминеральной глине и суглинке. Это связано со значительным перераспределением влаги, интенсивным сегрегационным льдовыделением в процессе промерзания и деформациями пучения, обусловленными действием расклинивающего давления пленок незамерзшей воды, что

обеспечивает формирование и максимальных напряжений усадки, достигающих в зависимости от условий недопущения деформаций 0.2-0.3 и более МПа.

а



б

Рис. 22. Развитие напряжений (а) и напряжений (б) пучения по мере промерзания образца при -2℃: 1 - каолинитовая глина; 2 - полиминеральная засоленная глина; 3 - монтмориллонитовая глина; 4 - торф

В более плотных (в интервале 1.36-1.50 г/см^3) грунтах на начальном этапе промерзания напряжения пучения ниже, а максимальные напряжения - выше, что также объясняется особенностями массообмена. При уменьшении степени водонасыщения напряжения пучения уменьшаются, что связано с уменьшением миграционных потоков влаги, деформаций пучения и модуля деформации грунта.

Остановимся на особенностях развития напряжений в полиминеральной глине, засоленность которой составляла около 0.3%. На начальном этапе про-

мерзания она не отличается большими деформациями пучения: они меньше, чем в торфе и каолиновой глине в связи с менее интенсивной миграцией влаги (рис. 22). Однако в конце промерзания деформации пучения в этой глине увеличиваются из-за того, что в нижней части образца остается больше влаги, чем в образцах других грунтов. Тем не менее напряжения пучения меньше из-за высокой деформируемости засоленной мерзлой глины и близки к напряжениям в образце торфа. Близкие результаты получил Г.П.Бровка и другие (1996). В его экспериментах наблюдалось снижение максимального гидростатического давления в зоне льдовыделения по мере увеличения концентрации порового раствора и понижении температуры начала замерзания поровой влаги.

Таким образом, при промерзании засоленных грунтов из-за перераспределения солей и криогенного концентрирования (или наоборот, рассоления мерзлого грунта) в мерзлой толще формируется отличная от начальной засоленность, и происходят изменения химического состава порового раствора. Изучены закономерности формирования напряженно-деформированного состояния промерзающих грунтов, получены количественные оценки влияния на деформации и напряжения пучения засоления, дисперсности и других факторов. Засоление грунта приводит к уменьшению миграции влаги к границе промерзания и увеличению его деформируемости, и, следовательно, к уменьшению деформаций и напряжений пучения.

ГЛАВА 7. ПРОЦЕССЫ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ГРАДИЕНТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ, ЗАСОЛЕННОСТИ И МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

7.1. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Температурные деформации - характерное явление для горных пород, наблюдаемое при изменении температуры и характеризуемое коэффициентами линейного и объемного расширения, представляющими собой соответственно относительную линейную и объемную деформацию при изменении температуры на 1°С. 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 из-

менении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, слагающих горные породы, составляет (2-12)*10^{-6} 1/°С. В этом диапазоне находятся и коэффициенты линейного расширения большей части магматических, метаморфических и осадочных сцементированных пород. Лед как важная часть мерзлых горных пород имеет более высокие значения - от 30 до 60*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*10^{-6} 1/°С в диапазоне температур от 0 до -20°С. 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*10^{-6} 1/°С. 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 свидетельствует о большой роли фазовых переходов и структурных преобразований мерзлой породы в эффекте температурного расширения - сжатия. Так, для мерзлых дисперсных пород коэффициент расширения 10-1200^{-6} 1/°С в зависимости от состава пород и их влажности.

С увеличением дисперсности деформации температурного расширения - сжатия возрастают. В супесях, 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 ÷ -7°С он составляет 60*10^{-6} 1/°С, а для полиминеральной 190*10^{-6} 1/°С.

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 °С 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 температур от -3 до -5°С он равен 70 - 3400*10^{-6} 1/°С. Для пород естественного сложения эта величина изменяется от 10 до 75*10^{-6} 1/°С (Е.П.Шушерина и др., 1973). 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 дилатометрических кривых, например, для мерзлого суглинка, выделяются не один, а два интервала температур, в которых наблюдается расширение породы: от -0.2 до -2 °С и от -20 до -45 °С. Деформации расширения в первом интервале температур наиболее развиты при полном водонасыщении, а с уменьшением влажности и степени водонасыщения расширение суглинка проявляется в меньшей степени, прекращаясь при степени водонасыщения 0.75 (Е.П.Шушерина и др., 1970). Очевидно, эти закономерности связаны с фазовыми переходами воды в лед и обратно в мерзлых породах.

Интересной особенностью температурных деформаций является эффект температурного последействия, 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 °С. При остановке изменения температуры в образце происходит неожиданное его сжатие в течение нескольких десятков минут (рис. 23). 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.

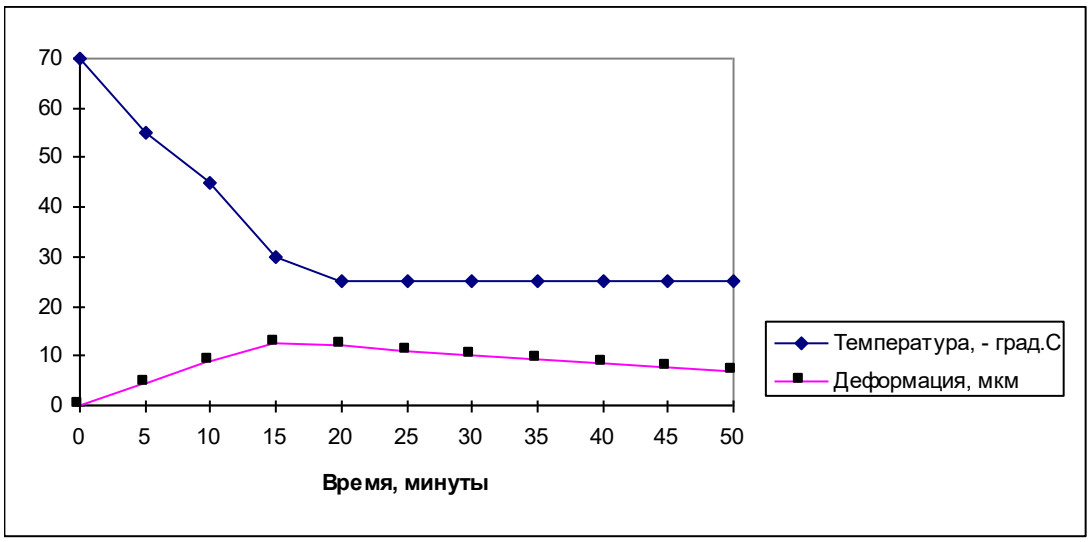


Рис. 23. Температурные деформации образца мерзлого суглинка длиной 20 мм при повышении температуры

Температурные деформации засоленных мерзлых пород практически не изучены. Нами были получены данные по температурным деформациям мерзлой супеси (п. 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 ρ=1.75 г/см^3 небольшую естественную засоленность около 0.05%. Первоначально при понижении температуры от -1.9 до -13.8°С (выдержка после стабилизации температуры 12 часов; ΔT = 11.9°С), коэффициент теплового расширения изменялся по образцам соответственно 7,3; 9,6; 7,6 и 8.8*10^{-5} 1/°С, среднее значение 8.2*10^{-5} 1/°С. Затем, при нагревании от -13.8 до -5.4°С (выдержка после стабилизации температуры в образце 3 часа) коэффициент имел значения 6.3, 8.3, 7.0 и 8.4 при средней величине 7.5*10^{-5} 1/°С. Затем при нагревании от -5.8 до -1.9 °С (ΔT = 3.9 °С, выдержка после стабилизации температуры в образце 12 часов), коэффициент имел значения (по 4 образцам) 10.3; 13.2; 10.1; 9.8 при средней величине 10.8*10-5 1/°С. Было выполнено еще несколько циклов нагревания-охлаждения в этом диапазоне температур, коэффициенты теплового расширения оказались достаточно близки между собой.

В целом эти эксперименты подтвердили известные закономерности изменения коэффициента температурного расширения, в частности увеличение его при повышении температуры, последействие. Величины коэффициента оказались близкими к ранее изученным для супеси (С.Е.Гречищев и др., 1990). Для

различных дисперсных грунтов при низких температурах (рис. 23) установлен воспроизводимый в экспериментах, в том числе циклических, эффект обратного сжатия после остановки нагрева и стабилизации температуры, противоположный последействию.

7.2. ПЕРЕДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ И СОЛЕЙ В МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ ПРИ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Вопросу о передвижении влаги в мерзлых породах под влияниям температурного градиента всегда придавали важное значение, несмотря на экспериментальные трудности его исследования. Для немерзлых пород он впервые был подвергнут анализу А.Ф.Лебедевым (1912), который прежде всего имел в виду передвижение влаги в парообразном состоянии под влиянием разности упругости пара в точках с разной температурой. А.Т.Морозов (1938) предложил приближенную формулу для расхода парообразной влаги ***V***:

$$V = \frac{K}{P} * \frac{P_H - P_B}{l}$$

где **К** - коэффициент паропроницаемости, **Рв** и **Рн** - упругость водяного пара в точках, соответственно служащей источником пара и служащей его приемником , **l** - длина грунтового слоя, **Р** - атмосферное давление. Эта формула аналогична известному выражению Фика. Г.Буюкосом (1915) было установлено, что с повышением влажности перенос влаги сначала растет до некоторой величины, а затем уменьшается вплоть до полного прекращения видимого переноса. Примечательно объяснение полученным результатам, данное автором: “С повышением температуры уменьшаются силы адгезии и аттракции, существующие между твердыми частицами и влагой, в силу чего огородная 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 (1952) и другими. С.Г. Гэрром, Т.Д.Маршаллом и Д.Т.Хэттоном (1952) было установлено, что в случае насыщения грунта раствором хлористой соли хлор-ион двигался не к холодному концу, а к теплому. Р.Л.Роллинс, М.Г.Спанглер и Д.Киркхэм (1954) 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. Неожиданные результаты получили И.М.Кузмак и П.Л.Середа (1957), которые в своих опытах, пометив влагу ионом хлора, передвижения не обнаружили. По-видимому, температурный градиент создает значительный градиент упругости водяного пара и в то же время небольшой градиент поверхностного натяжения жидкой влаги. А.М.Глобус (1960-1962) 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 влагоемкости практически прекращается. А.М.Глобус обращает внимание на то, что передвижение влаги под действием температурного градиента активизируется в водонасыщенных грунтах. Он считает, что при этом пародиффузный поток мал из-за низких температур и занятости пор влагой, термокапиллярный - 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 (1965), природа этих сил неясна. И.А.Тютюнов и З.А. Нерсесова (1963) источник этих сил видели в поверхностной энергии твердых частиц почвы, которая освобождается при дегидратации этих частиц в процессе образования льда. По Б.В.Дерягину и др. (1987), 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 $\boldsymbol{Q_0}$:

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

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

Рядом авторов (Gurr et al., 1952; Hadley and Eisenstadt, 1955; Hutcheon, 1958 и другие) было показано также, что поток парообразной влаги обычно двигается в холодную сторону, а конденсирующаяся там жидкая влага перемещается в

противоположном направлении - возникает циркуляция. При этом скорость движения в шесть 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 словам Б.В.Дерягина (1987), 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 течения воды. В смачивающих пленках воды на поверхности стекла, напротив, наблюдалось термоосмотическое течение в горячую сторону (данные А.П. Ершова и Н.В.Чураева, 1969 и др.). Лучше согласующиеся результаты дают измерения, сделанные на тонкопористых 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 (1985) было показано, что течение незамерзшей воды продолжается и в промерзающей зоне, т.е. в мерзлом грунте.

В работе Ю. Накано и А.Р.Тайса (Y. Nakano and A.R. Tice, 1989) 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 $\mathbf{D_1}$ и $\mathbf{D_2}$ - эмпирические коэффициенты, значения которых были определены этими авторами. Последними было установлено также, что значения $\mathbf{D_1}$ и $\mathbf{D_2}$ увеличиваются с увеличением влажности и максимальны при значении влажности, соответствующем содержанию незамерзшей воды. Однако значение $\mathbf{D_2}$ увеличивается с увеличением влажности до величины **w**=14%, а затем сохраняется почти постоянным. Резкое изменение $\mathbf{D_2}$ 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 шлиров практически прерывает поток влаги.

Б.В.Дерягин считает (1987), что хотя сам факт течения влаги в мерзлом грунте достоверно установлен работами А.А.Ананяна (1972), Л.В.Чистотинова (1973), А.Р.Юмикиса (1967), Э.Д. Ершова (1973) и других, физические закономерности и механизм этого переноса обусловлены установленным им эффектом термокристаллизационного течения. Б.В.Дерягин рассматривает систему, где ледяная пластинка 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:

$$q_s = \alpha_{11}(\Delta P + \rho_s Q \frac{\Delta T}{T})$$

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 (1983) на основе теоретического рассмотрения кинетики взаимодействия фаз в области границы фазовых переходов было получено следующее выражение:

$$v_w d(Cq_w) = -Q\frac{dT}{T} - v_{ice} dG^{sk} - (v_{ice} - v_w)dP$$

где v_w и v_{ice} - удельные объемы соответственно пленки воды и льда, q_w - поток влаги, C - коэффициент, G^{sk} 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 (1946) 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.

По Э.Д.Ершову (1986), создание и поддержание в мерзлой породе градиента температуры приводят к нарушению термодинамически равновесных условий и обусловливают возникновение градиента потенциала влаги по жидкой и парообразной фазам, что вызывает направленную диффузию молекул незамерзшей воды и пара. Происходит перемещение незамерзшей воды и пара из мест с большим потенциалом влаги в места с меньшим потенциалом, т.е. к участкам с более низкой температурой. При этом в случае полного влагонасыщения мерзлого образца происходит не свободное (в пустых порах), а избыточное (когда все поры заполнены льдом) сегрегационное льдовыделение, определяемое не только теплофизическим, но и физико-механическим условием, которое связано с необходимостью преодоления сцепления мерзлого грунта и создания дополнительного пространства для мигрирующей воды. В экспериментах мерзлые прослои активно растут при воздействии температурного градиента, если близка область питания - ледяная пластина. В условиях “закрытой” системы (без подложки льда у высокотемпературной части образца) 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 влагосодержание) участков образца с более высокой отрицательной температурой снижается, наблюдается усадка и растрескивание грунта.

После того, как миграция влаги в мерзлых грунтах под действием градиента температуры была обоснована теоретически и подтверждена экспериментально, возникла проблема, имеющая большое практическое значение. Необходимо установить границы существования и количественные характеристики этого процесса, поскольку именно они определяют его значение. Таким образом, речь идет об устойчивости криогенного строения мерзлых пород, непрерывно подвергающихся воздействию больших и малых температурных градиентов, и об оценке этой устойчивости для практических целей.

Во льду также была установлена миграция солей. В литературе (Иванов, 1987) приводится следующий впечатляющий пример. В лагуне Сарома на Хоккайдо (Охотское море) в феврале 1983 и 1984 года 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.Ершова и его сотрудников и другие экспериментальные работы показали, что при воздействии больших (0.6-3.0 °С/см) градиентов температур перераспределение влаги 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 Амдерминской 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. Колебания температуры в течение 3-5 лет не превышают 0.3°С и происходят 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°С, на “теплой” - 2.2°С, температурный градиент в грунте (постоянный по длине) составлял таким образом в среднем около 0.05°С/см.

В экспериментах был использован суглинок, который отбирался из морских плейстоценовых отложений вблизи п.Амдерма (табл. 5). При подготовке к эксперименту незасоленный грунт был высушен, измельчен в ступке и замешан одновременно в трех емкостях - с дистиллированной водой до влажности около 44 и 40%, и с раствором морской соли (выпаренной из морской воды Карского моря) до влажности около 40%. Приготовленный грунт выдерживался для равномерного распределения влаги по объему в течение 3-х суток в закрытой посуде, а затем помещался в специальные контейнеры из полиэтиленовой трубки диаметром около 2 см, толщиной стенок 1 мм и длиной 12 см. Трубки заваривались с обоих концов, закладывались в холодильник в горизонтальном положении и выдерживались при температуре - 9 -11°С в течение 3-х суток. После промораживания трубки смазывались техническим вазелином в местах сварки (для предотвращения сублимации в возможных дефектах сварных швов) и закладывались в отверстия стенки между отсеками. 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.

Таблица 12. Распределение влажности W, д.е. и засоленности D_{sal}, % в контрольном образце на диффузию по слоям

№ слоя	1	2	3	4	5
W, %	40	38	38	37	37
D_{sal}, %	0.51	0.50	0.48	0.48	0.49

Таблица 13. Распределение влажности W и засоленности в образце спустя 6 месяцев (слева θ = -2.2 ^{0}C, справа -2.7 ^{0}C)

№ 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_{sal}, %	0.48	0.53	0.47	0.46	0.48	0.53	0.47	0.51

Таблица 14. Распределение влажности W и засоленности D_{sal} в образце спустя 4 года после начала эксперимента (слева температура -2.2^{0}C, справа -2.7^{0}C)

№ слоя	1	2	3	4	5	6	7	8
W, %	41.5	43.5	19.1	33.4	42.5	41.2	41.6	39.5
D_{sal}, %	0.48	0.50	0.46	0.67	0.49	0.37	0.47	0.49

Криогенная текстура была представлена тонкими хаотичными, извилистыми ледяными шлирами, вытянутыми в основном вдоль стенок контейнера и равномерно распределенными по длине, толщиной до 0.5 - 1.0 мм. В засоленном образце ледяные шлиры были еще тоньше - до 0.5 мм. Начальное распределение влажности и засоленности было следующим (табл. 12). Характер криогенного строения представлен на рис. 25. В период с 02.09.86 г. по 30.04.92 г. температура на “холодной” стенке изменялась в пределах 2.7 ± 0.3°C, на “теплой” - 2.2 ± 0.3°C, понижения и повышения температур происходили согласованно в обоих отсеках, медленно, в течение многих месяцев. Образцы были помещены в стенку 15.07.86 г.

Первые три образца были изучены 28.01.87 г. Каждый образец был разрезан на 8 равных частей по длине (по 1.26 см в среднем). Результаты определения влажности и засоленности приведены в табл. 13. Распределение влажности в контрольных образцах и после 6 месяцев эксперимента показано на рис. 24. Визуально в испытанных образцах было заметно некоторое увеличение льдистости за счет шлиров вблизи “холодного” края образцов (рис. 26).

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. 24-26 и табл. 12-14). Из представленных материалов следует,

что заметного перераспределения влажности не происходит, однако криогенное строение не остается постоянным.

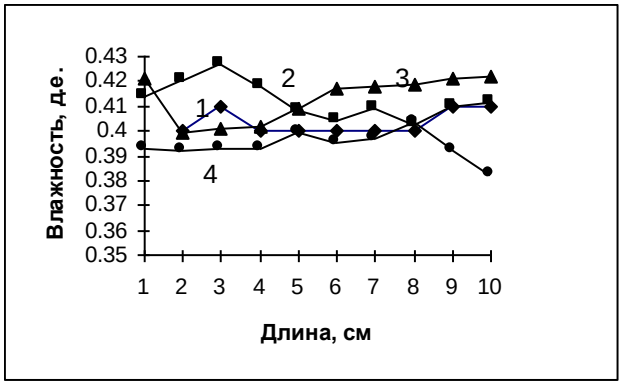


Рис. 24. Распределение влажности в образцах мерзлого морского суглинка: 1 - начальное; при воздействии температурного градиента (слева -2.7°С, справа -2.2°С) спустя: 2 - 1 год; 3 - 3 года 9 месяцев; 4 - 11 лет

Исследования Е.М.Чувилиным наших образцов с помощью оптической микроскопии показали, что существовавшее до опыта однородное микростроение суглинка значительно изменилось, причем наибольшие изменения зафиксированы в засоленном образце. Основные изменения происходят в области, прилегающей к “теплому” краю образца. Перестройка криогенной микротекстуры выразилась в доращивании шлиров льда, параллельных потоку тепла, и уменьшении мощности ледяных включений, перпендикулярных потоку тепла. Наблюдается определенная упорядоченность криогенной микротекстуры: утолщение микрошлиров и их разрежение за счет уменьшения количества более тонких микрошлиров, 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 отрицательных 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 $P \to 0$, α - коэффициент изотермической сжимаемости, R - газовая постоянная, r - молярная концентрация компонента.

а

б

Рис. 25. Криогенное строение: а - контрольного образца суглинка для экспериментов по исследованию миграции влаги при длительном воздействии температурного градиента (заданная влажность 0.44); б - образца суглинка после 5 лет испытания на сдвиг. Масштаб 1:2

С другой стороны, понижение температуры кристаллизации воды в мерзлом грунте пропорционально молярной доле растворенных веществ и не зависит от их химической природы:

$$\Delta T = \theta_{kp} \sum r_i$$

где θ_{kp} - криоскопическая постоянная.

Поскольку диффузионный осмотический перенос солей в мерзлом грунте, очевидно, пропорционален разности химических потенциалов, то величина потока соли может быть выражена в виде:

$$q_c = k\left[\mu(T_1) - \mu(T_2)\right] \approx kR(T_1 \ln r_{T1} - T_2 \ln r_{T2})$$

где **K** - коэффициент переноса.

Предположим, что растворена только одна соль, например, **NaCl**. Тогда, учитывая, что и **T(1)** и **T(2)** - равновесные температуры, найдем концентрации соли в объемах раствора при **T(1) и T(2):**

$$r_{T1} = \frac{T_0 - T_1}{\theta_{kp}} \qquad r_{T2} = \frac{T_0 - T_2}{\theta_{kp}}$$

а б в

Рис. 26. Криогенное строение образцов суглинка в эксперименте по воздействию температурного градиента спустя: а - шесть месяцев; б - пять лет; в - одиннадцать лет. Вверху -2.7 ℃, внизу -2.2 ℃, масштаб 1:2.

Соответственно, диффузионный поток будет равен в этом случае:

$$q_c = kR\left\{T_1 \ln\frac{T_0 - T_1}{\theta_{kp}} - T_2 \ln\frac{T_0 - T_2}{\theta_{kp}}\right\}$$

Принимая для оценки значение $\boldsymbol{\theta_{kp}}$=0.01, $\boldsymbol{T_1}$ = 272°К, $\boldsymbol{T_2}$ = 268°К, получим $\boldsymbol{q_c \cong}$ 413**kP.**

Таким образом, приближенный термодинамический анализ показывает, что такой процесс в принципе возможен, хотя константа диффузии (проводимость) **К** 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.Дербеневой (1965) и Р.П.Мурмана (1973) оценены 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 (1985) также не отмечалось изменения начальной влажности. В.П.Романовым показано наличие миграции для растворов

NaCl и **$CaCl_2$**, причем скорость миграции ионов **Na^+**, оказывается зависящей от **pH** раствора. Последний результат согласуется с данными изучения миграции ионов при постоянной отрицательной температуре Е.А.Нечаева и Э.В.Кан (1980). Проведенные В.П.Романовым (1979) 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 в растворах щелочно-земельных металлов. Эти ионы адсорбируются специфически (возможно химическое взаимодействие) и практически не обладают подвижностью (В.П.Романов, 1974). Поэтому, несмотря на увеличение общего числа ионов с ростом **pH**, доля их участия в переносе солей может не изменяться.

Следует отметить, что В.П.Романовым задавались концентрации около 1 г-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 2-8 х 10^{-7} $см^2/с$. 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.П.Лебеденко, В.Д.Ершова и других, в которых приводились в соприкосновение засоленные образцы (растворами 0.1-0.4 н **NaCl**) со льдом при температуре -1 и -15 °С показали, что в засоленном мерзлом грунте происходит 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 (рис. 27).

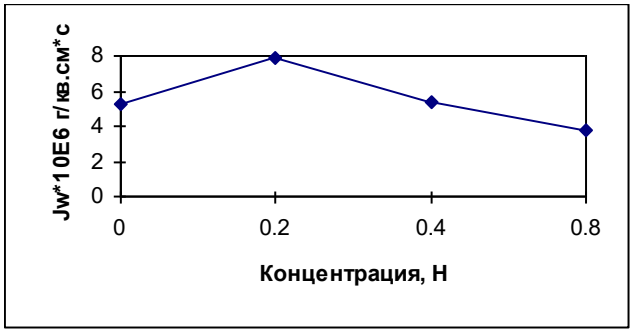


*Рис. 27. Изменение среднего миграционного потока влаги J_w в зависимости от исходной концентрации порового раствора с **NaCl** (Э.Д.Ершов и др., 1992)*

В почвах на протяжении зимнего периода происходят существенные изменения состава и содержания растворимых солей (Голяков, 1951; Еловская и

др., 1966; Панин и Казанцев, 1986). Для верхнего слоя почвы обычны градиенты температур до 10°С/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.Остроумовым (1990) были проведены эксперименты по миграции солей в мерзлых грунтах под действием градиента температуры. Им изучались смеси грунтов песчаного и легко-суглинистого состава, из которых готовились образцы длиной 110 мм и диаметром 40 мм. Исходные объемные влажности задавались в диапазоне от 0 до 20% у песчаных и до 30% у суглинистых грунтов, для увлажнения использовался раствор хлорида калия 10% концентрации. Кассеты с образцами размещались в установке, поддерживающей постоянные (±0.3°С), но различающиеся отрицательные температуры на противоположных концах образца (-15°С и -5°С). В.Е.Остроумов 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 час.), чем в талых (96 час). 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°С), а в условиях длительных опытов редко возможно надежное термостатирование. Поэтому результаты опытов В.Е.Остроумова могут быть приняты лишь с этими оговорками. Кроме того, задаваемый температурный градиент около 1°С/см очень высок.

Таким образом, если эффект миграции солей в мерзлых грунтах в возможен, но для его возникновения, по различным наблюдениям и оценкам, 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 буроопускных свай возникает вопрос проникновения солей из мерзлой толщи в заливаемый между сваей и стенками скважины раствор. Ю.Я. Велли и А.Н. Яркиным описано отсутствие засоления строительного раствора вблизи сваи, опущенной буроопускным способом в засоленный мерзлый грунт.

Автором были проведены эксперименты в подземной лаборатории Амдерминской мерзлотной станции. Был использован морской современный суглинок, отобранный вблизи п. Амдерма. 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 м и заморожены при температуре около -10°С (всестороннее охлаждение образцов). Для засоления использовалась морская соль, полученная выпариванием воды Карского моря. В результате промерзания была получена мелкошлировая криогенная текстура с хаотичным расположением шлиров длиной до 10 мм и толщиной до 1 мм. Образцы вставлялись в стенку, отделявшую камеру с постоянной температурой около -2.2°С от камеры с температурой около -2.7°С. Производился контроль распределения влажности и засоленности в образцах, которые были распределены достаточно однородно (табл. 12). Спустя 6 месяцев и 4 года после начала эксперимента образцы были изучены и получено распределение влажности и засоленности, показанное на рис. 24 и 28.

Таким образом, не зафиксировано эффекта направленной миграции, но распределение засоленности в образцах стало, в сравнении с начальным, неоднородным. Это касается и влажности (табл. 14, рис. 24).

Были проведены и эксперименты по миграции солей при постоянной температуре (-3°С). Они были подготовлены и начаты на Амдерминской станции Ю.С.Петрухиным, и впоследствии продолжены автором. Приводились в соприкосновение два образца морского суглинка при температуре -2 °С - незасоленный и с засоленностью 0.5% (использовалась морская соль). Образцы изолировались от внешней среды.

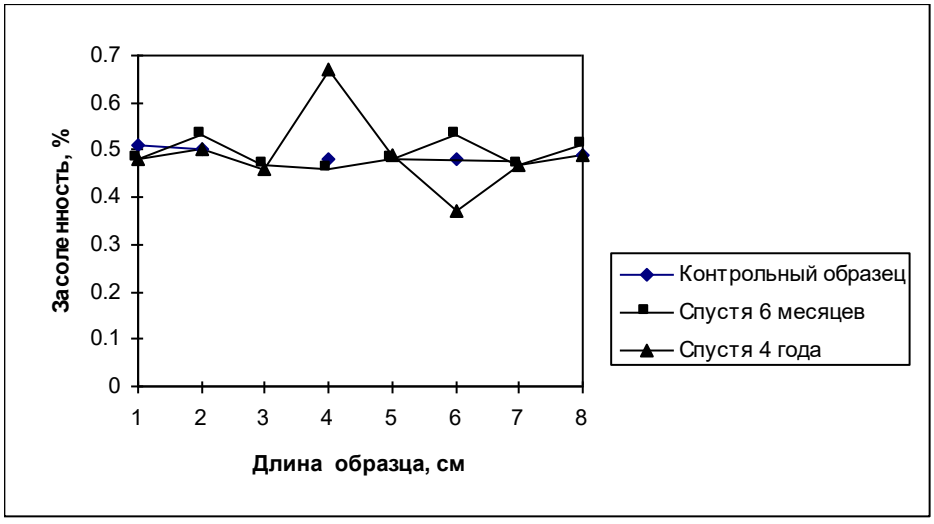


Рис. 28. Распределение засоленности в образце морского суглинка при разном времени воздействия постоянного температурного градиента (левый край образца -2.2°С , правый край -2.7°С)

При таком резко неоднородном начальном распределении засоленности (градиент более 0.1%/см) в суглинке происходит его многолетнее перераспределение (рис. 29).

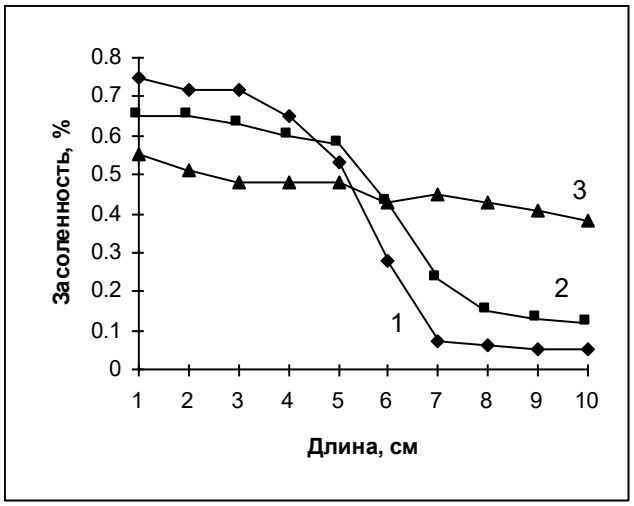


Рис. 29. Миграция морских солей в суглинке при температуре -3°С: 1 - заданное начальное распределение засоленности, 2 - спустя 7 месяцев, 3 - спустя 11 лет эксперимента.

Вычисленный на основании этих данных коэффициент диффузии составляет около $2*10^{-7}$ $см^2/с$. 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. 30) 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 значительном времени воздействия, существующего в мерзлых толщах. К сожалению, это выходит за пределы возможностей прямой экспериментальной проверки.

Здесь, как и во многих других случаях невозможен количественный термодинамический анализ. Основные термодинамические соотношения вычисляются не полностью и не вполне применимы тонким жидким водным пленкам. Возможны как чрезвычайно низкие значения миграционных коэффициентов, так и пороговая величина градиента, препятствующих массопереносу в градиентном температурном поле. Критерием устойчивости может выступать соотношение градиента температуры или засоленности с пороговым его значением.

Исследование миграции влаги в условиях многолетнего сдвига при приложении напряжения, соответствующего предельно-длительному значению, проводилось в течении 2-х лет; при этом деформация сдвига составила 1 см, а в зоне сдвига наблюдалась незначительная концентрация ледяных шлиров,

зафиксированы заметные изменения микростроения, в том числе рост размеров ледяных прослоев в зоне сдвига (рис. 25).

Исследования В.П.Романова (1985) показали, что при постоянной отрицательной температуре -3.5 - -4.5 °С, существующей в подземной лаборатории Института мерзлотоведения в г. Якутске, изменение концентрации ионов может быть замечено только через 8 - 10 мес. 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.

Такие представления подтверждаются разрезами мерзлых засоленных пород. На рис. 30 и рис. 31 представлены характерные колонки скважин, пробуренных вблизи п. Амдерма сотрудниками мерзлотной станции.

Распределение засоленности неравномерно (рис. 30), ее значение изменяется от 0 до 1 и более % на глубине 8 м.

По разрезу встречаются колебания засоленности на 0.2-0.3% в пределах десятков сантиметров по глубине (рис. 31). И это типичная картина для разрезов Югорского п-ова, 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°С/см (от -20 до -2 °С) изменения концентрации солей происходили примерно через месяц.

Рис. 30. Пример увеличения засоленности с глубиной. Скважина №3 в п.Амдерма в морских отложениях.

Наблюдения Ю.Я.Велли и др. (1987) за распределением засоленности в основании свайных фундаментов показывают, что нарушения распределения засоленности по глубине, вызванные нагружением свай в вечномерзлый грунт, практически не восстанавливаются при температурах мерзлой толщи -4°С и ниже.

Эксперименты Ю.П.Лебеденко и др. (1987) 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 носила экстремальный характер, с максимальным льдонакоплением при засоленности 0.1 н раствором **NaCl** (рис. 27). Однако в природных условиях этот процесс, вероятно, не имеет широкого распространения, т.к. мигрирующая в засоленную породу влага вновь должна замерзнуть в соответствия с принципом равновесной концентрации раствора с температурой. Следовательно, процесс может поддерживаться только при сильном, выше равновесного, засолении породы.

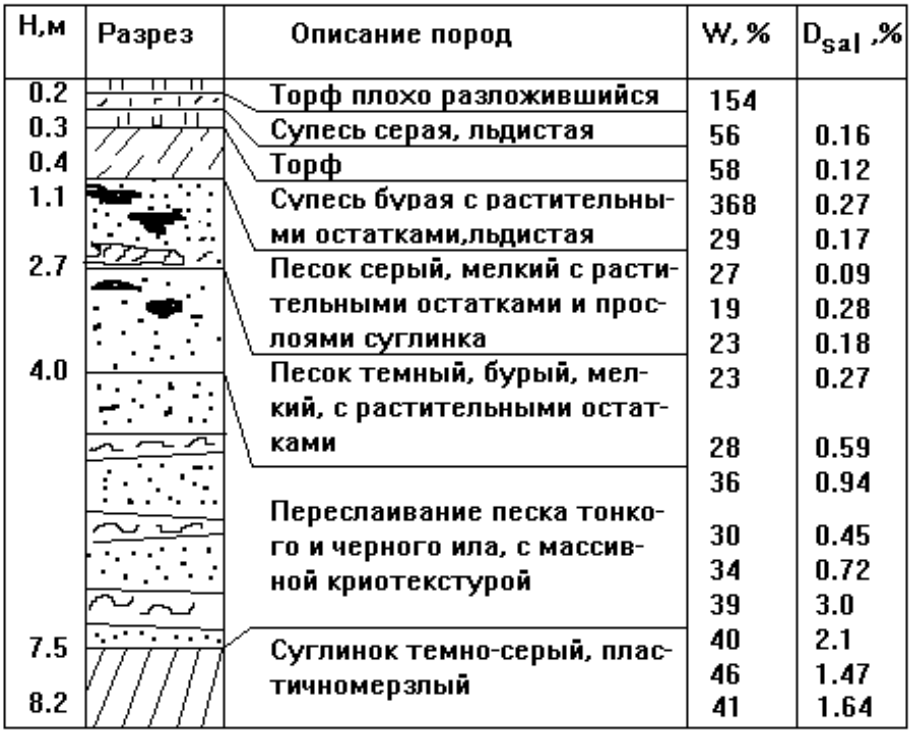


Рис. 31. Пример распределения солей в разрезе при переслаивании. Скважина на морской косе в п.Амдерма.

Подведем итоги исследований миграции солей, которая особенно важна для эволюции засоленных мерзлых пород. Таким образом, в течение длительного времени при градиенте температуры около 0.1 °С/см в льдонасыщенных образцах мерзлых глинистых засоленных пород с криогенными текстурами происходит изменение криогенного микростроения без заметного общего переноса влаги.

Исследования реплик образцов под микроскопом показали, что перестройка криогенной микротекстуры выражалась в доращивании шлиров льда, параллельных потоку тепла, и уменьшении мощности ледяных включений, перпендикулярных потоку тепла.

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°С. При малых значениях градиента засоленности при постоянной температуре и при малых значениях градиента температуры (0.1°С/см и менее) миграция солей в засоленных глинистых мерзлых породах с криогенными текстурами не фиксируется по крайней мере в течение нескольких лет, однако происходит их локальное перераспределение. Полученные данные, по нашему мнению, приближенно устанавливают пороговые значения градиентов.

При повышении температуры и увеличении значений градиента температуры, а также в нельдонасыщенных породах миграция как влаги, так и солей происходит и, вероятно, имеет очень большое значение для распределения засоленности в геологических разрезах. Как было показано ранее, кровля многолетнемерзлых пород обычно рассолена до глубины около 10 м.

В расчетах принималось, что поток соли движется в основном вместе с влагой, мигрирующей под влиянием температурного градиента. Синхронность потоков влаги и солей подтверждается в том числе данными на рис. 28 и рис. 32. В летние периоды изменение может достигнуть 0.1-0.01 % за 10 лет. При этом в зимний период поток соли направлен в сезонноталый слой, из которого летом происходит быстрое вымывание солей (рис. 33).

Рис. 32. Распределение засоленности (%, кривая 1) и влажности (д.е., кривая 2) в мерзлом морском суглинке при воздействии температурного градиента (слева -2.2°С, справа -2.7°С) после 4 лет эксперимента

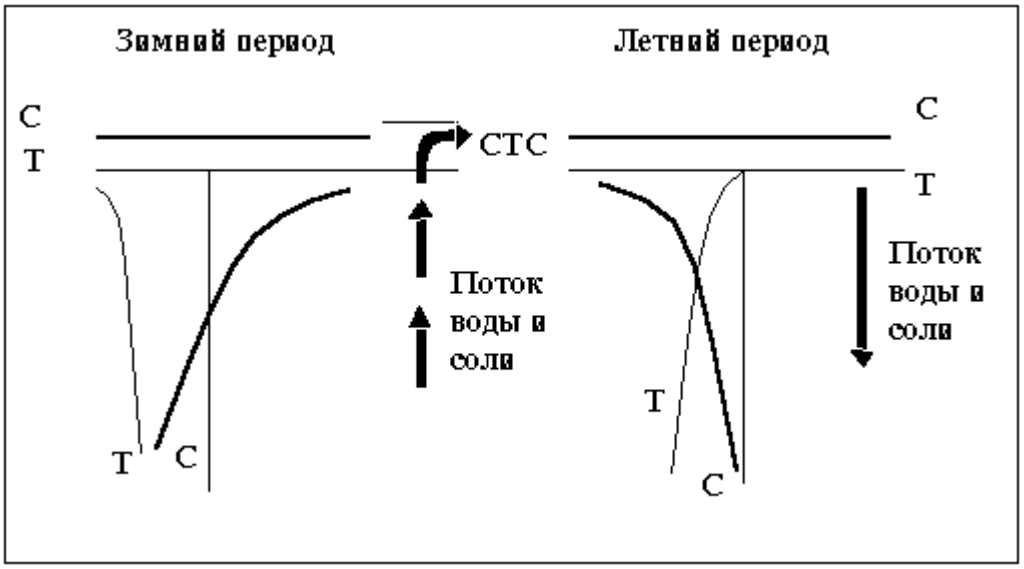


Рис. 33. Схема рассоления верхнего горизонта многолетнемерзлой толщи.

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, наблюдаемое повсеместно в разрезах засоленных мерзлых толщи и имеющее важное практическое значение в фундаментостроении на Арктическом побережье.

7.5. ХИМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД

Под химическим воздействием здесь понимается воздействие на мерзлые породы больших концентраций солей и солевых растворов.

О выравнивании концентраций солей, не превышающих равновесную при данной температуре в мерзлой породе, как уже отмечалось в предыдущем параграфе, имеются различные данные. Заметные изменения концентрации в мерзлых породах могут происходить при постоянной температуре и величинах коэффициента диффузии порядка 10^{-7} - 10^{-8} $см^2/с$ (Murrmann, 1973) спустя годы. По данным И.В. Бойко (1962) диффузия солей в мерзлых грунтах происходит со скоростью около 1 см за 10 дней (в слоях - 2-3 см). С.Б.Ухов (1958) установил, что при отсыпке 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°С концентрация раствора хлористого натрия при послойном засолении через 20 см будет равномерна только через 80-100 дней.

В целом оценки коэффициентов диффузии ионов в мерзлых породах достаточно близки (табл. 15).

Таблица 15. Значения коэффициентов диффузии ионов в мерзлых породах по данным различным авторов

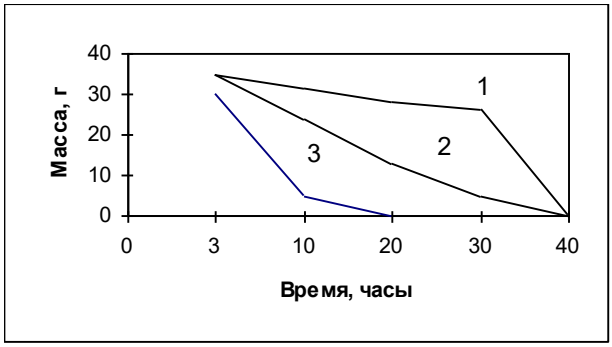
Коэффициент диффузии, $см^2/с$	Автор
$2\text{-}8*10^{-7}$	Murrmann R.P., 1973
$10^{-7}\text{-}10^{-8}$	Смирнова О.Г., 1997
$5*10^{-8}$	Брушков А.В., 1998 (длительные опыты)

Ю.П.Лебеденко (1987, 1988, 1990 и др.) установил, что миграция воды одновременно с ионами солей от больших к меньшим концентрациям в мерзлые породы происходит в широком интервале концентраций, от слабых растворов до высококонцентрированных, при различных температурах, в том числе низких (до

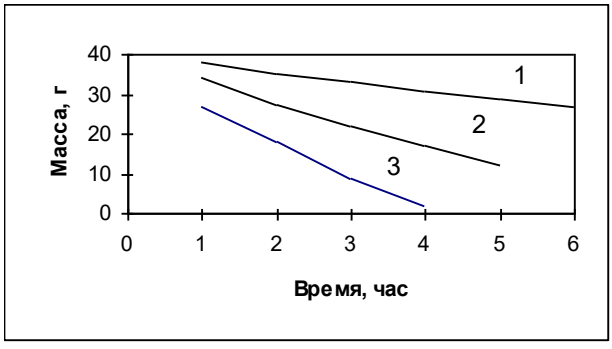
-20 -30°C). Причем с уменьшением концентрации раствора наблюдался рост потока влаги в мерзлую породу. Эксперименты Ю.П.Лебеденко проводились в основном вблизи температуры кристаллизации растворов, как правило, при концентрациях раствора, превышающих равновесную с данной температурой.

Другой вид химического воздействия на засоленные мерзлые породы - воздействие концентрированных солевых растворов, вплоть до разрушения породы. В этом случае возникают процессы переноса ионов растворенных солей и жидкой фазы воды. В талых грунтах это приводит к осмотическому выносу из них воды и уплотнению в результате усадки. Одновременно формируется встречный поток ионов солей из внешнего водного раствора в поровое пространство породы. В мерзлых породах происходит осмотический перенос незамерзшей воды в концентрированной раствор. По мере уменьшения концентрации внешнего раствора осмотический поток влаги падает до нулевого значения. Величина этой критической концентрации возрастает с ростом дисперсности и понижением отрицательной температуры (Лебеденко, 1990), т.е. в тех случаях, когда влагу труднее отделить от поверхности минеральных частиц.

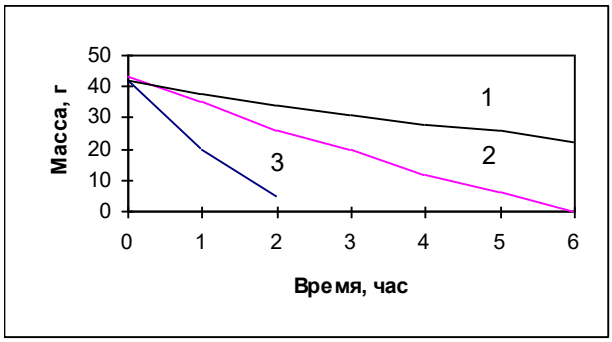
При этом происходит движение ионов солей из раствора, концентрация которого выше равновесной с температурой, в мерзлую породу. По мере постепенного засоления мерзлой породы, закономерности которого изучались Н.А.Бенедиктовой (1992), происходит переход льда в воду и разрушение самой мерзлой породы.



а



б



в

Рис. 34. Изменение массы мерзлых образцов при воздействии солевых растворов: 1 - 100, 2 - 150, 3 - 200 г/л; а, б, в - соответственно суглинок, мелкий и крупный песок. Данные Е.А.Гайдаенко (1990)

Понижение температуры вызывает замедление процессов влаго - и соленакопления за счет вымерзания пленок связанной воды. Слоистость и литологическая неоднородность образцов приводит к неравномерности распределения солей.

С повышением дисперсности накопление влаги и ионов увеличивается, что связано с большой активной поверхностью частиц. Наибольшее накопление наблюдается в каолинитовой глине, наименьшее - в монтмориллонитовой. Уплотнение образцов сильно снижает накопление влаги и ионов. Подвижность ионов при -6°С уменьшается в ряду **Na > Mg > Cu > Pl > K > Fe > Co** (Бенедиктова, 1992).

Разрушение самих мерзлых пород при воздействии раствора в результате таяния льда происходит по-разному.

По данным Е.И.Гайдаенко (1990), наиболее медленно разрушаются суглинки, затем мелкие и крупные пески (рис. 34). Это обусловлено как большей влажностью (льдистостью) суглинков, так и тем, что суглинки являются более связными породами, которые труднее распадаются на отдельности и тем более на отдельные частицы, чем легко осыпающиеся пески.

Были выполнены наблюдения с мерзлым песком с влажностью 0.27 и суглинком с влажностью 0.43 при температуре - 2°С и раствором морской соли с концентрацией 45 г/л, показали, что породы разрушаются с близким скоростями. Суглинок предварительно не уплотнялся, имел высокую влажность и поэтому легко терял связность при оттаивания льда. Его скорость разрушения была только немного ниже, чем скорость разрушения песка.

Нами был также установлен следующий факт роста кристаллов льда в условиях, когда они, казалось бы, не должны были образовываться. Поверхность разрушения в наших опытах, как и в опытах Е.И.Гайдаенко, была вертикальной. Масса образцов около 1 кг, образцы одной стороной были сморожены со стенкой сосуда, а другой соприкасались с раствором, устанавливались в стеклянный сосуд с раствором объемом 1 л. Эксперимент был начат 13 апреля, а 4 мая часть образца суглинка уже разрушилась, однако на его поверхности выросли игольчатые ледяные кристаллы. Концентрация раствора была близка к равновесной при данной температуре. По-видимому, ледяные кристаллы на поверхности образцов имеют более высокую температуру образования, чем лед-цемент. И в условиях, когда грунтовый лед продолжает разрушаться, на поверхности мерзлой породы при концентрации раствора, близкой к равновесной, происходит льдообразование.

Более высокая температура кристаллизации воды в свободных условиях может объясняться влиянием поверхности минеральных частиц на грунтовый лед, а также локальным повышением концентрации ионов вблизи поверхности частиц в результате их адсорбции. После полного разрушения образца сростки ледяных кристаллов оказались на поверхности грунтового осадка и оставались в таком положении в течение еще 2-3 недель.

В целом на процесс взаимодействия засоленных мерзлых пород с растворами солей, вероятно, важное влияние оказывает также неоднородность и статистический характер этого взаимодействия. Однако это представляет собой предмет будущих исследований.

Таким образом, впервые экспериментально установлено, что при воздействии постоянного температурного градиента, а также сдвиговых напряжений в течение нескольких лет в засоленных грунтах происходит изменение криогенного микростроения без заметного общего переноса влаги. Миграция солей в мерзлых грунтах при воздействии градиента засоленности при постоянной температуре, а также при воздействии градиента температуры происходит при больших значениях этих градиентов. Впервые экспериментально доказано существование многолетней миграции солей. С ней, в частности, связаны пространственные закономерности распределения засоленности в морских отложениях голоцена и плейстоцена Ямала, Печорской низменности и других районов, она определяет увеличение засоленности с глубиной в разрезах (до 10-15 м), имеющее практическое значение в фундаментостроении на Арктическом побережье.

ЧАСТЬ 3. СВОЙСТВА ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И ФАКТОРЫ, ИХ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

ГЛАВА 8. СВОЕОБРАЗИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

8.1. ПЛОТНОСТЬ ГРУНТОВ И ПЛОТНОСТЬ ЧАСТИЦ ГРУНТА

Как было показано в п. 4.1, 4.3 засоленные мерзлые породы отличаются разнообразием гранулометрического и минерального состава и относятся пре-

имущественно к типу мелководных морских осадков континентального шельфа. В условиях холодного моря содержание карбонатов невелико и часто мы имеем дело со слабо литифицированными песками, супесями и суглинками.

Как известно (Лысенко, 1972), удельный вес (плотность частиц) песков колеблется обычно от 2.64 до 2.70 г/см^3; для кварцевых песков он равен 2.65-2.66 г/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 г/см^3.

Плотность песков зависит от плотности частиц, пористости и влажности. В среднем плотность песков колеблется от 1.43 до 1.70 г/см^3. Плотность мерзлых песков Якутии, по Н.И. Вотякову, несколько выше и составляет в среднем 1.90 г/см^3. По нашим данным, средняя плотность засоленных песков Ямала составляет 1.83 г/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 других (1975), плотность многолетнемерзлых пород Ямала изменяется в широком диапазоне. Наиболее низкой плотностью отличаются сильнольдистые суглинистые и глинистые породы со слоистой и слоисто-сетчатой криогенными текстурами, а наибольшей - песчаные и глинистые породы с массивной криотекстурой. 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/см^3 составляет в сумме более 50%. Важный вывод сделан В.Т.Трофимовым (1975), заключающийся 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/см^3, а также лагунно-морских отложений первой, второй и третьей террас, для которых наиболее встречаемая (более 50% случаев) плотность составляет 1.91 - 2.0 г/см^3. В таблице 16 приведены для примера некоторые физические свойства грунтов Амдерминского района.

Таблица 16. Физические свойства засоленных мерзлых пород в основании объекта “Плауэн”, п.Амдерма, скважина 1

.

Глубина отбора, м	Наименование грунта	W_c	Плотность, г/см^3		Плотность частиц, г/см^3	Коэф. влажности K_w	Пористость n	D_{sal}, %
			естест сост.	сухо-го				
2.5-3.5	супесь	0.23	1.83	1.49	2.68	0.77	44.4	0.2
4.0-4.5	супесь	0.30	1.78	1.38	2.68	0.85	48.5	0.14
4.5-5.0	супесь	0.24	1.80	1.45	2.68	0.76	45.8	0.2
6.1-6.8	супесь	0.22	1.88	1.55	2.68	0.81	40.7	0.16
4.1-5.0	супесь	0.24	1.83	1.48	2.68	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

Глубина, м	Наименование грунта	Гранулометрический 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
2.5-3.5	супесь	0.2	0.3	8.4	21.7	41.6	19.7	3.0	5.1
4.0-4.5	супесь	0	0.1	0.3	2.1	55.2	27.7	0.8	13.8
4.5-5.0	супесь	0.1	0.3	1.3	9.2	43.1	28.8	8.9	8.3
6.1-6.8	супесь	0.1	0.2	0.5	5.4	58.4	20.8	5.4	9.2
4.1-5.0	супесь	0.1	0.1	0.6	6.3	56.3	20.3	7.2	9.1
8.5-9.3	суглинок	0.1	0.5	2.1	9.2	14.7	36.1	14.7	22.6

Для северной части Печорской области (Геокриология СССР, 1988) для прибрежно-морских засоленных голоценовых песчаных отложений средняя плотность составляет 2.0 г/см^3 при интервале изменения 1.83-2.13 г/см^3, а супесчаных - 1.86 г/см^3 при интервале изменения 1.78-1.97 г/см^3.

Плотность частиц глинистых грунтов составляет в среднем, по М.П. Лысенко (1972), от 2.70 до 2.76 г/см^3. Более высокий удельный вес имеют глины, образовавшиеся в результате выветривания основных и ультраосновных пород и содержащие 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/см^3. Для засоленных суглинков Югорского полуострова среднее значение плотности частиц составляет 2.72 г/см^3, для засоленных супесей Ямала - 2.67 г/см^3.

Для суглинков Амдермы среднее значение плотности составляет 1.72 г/см^3 (среднее из 60 определений). При определениях, как правило, не принимались в расчет ледяные шлиры толщиной более 1 см, с их учетом плотность засоленных глинистых грунтов несколько ниже.

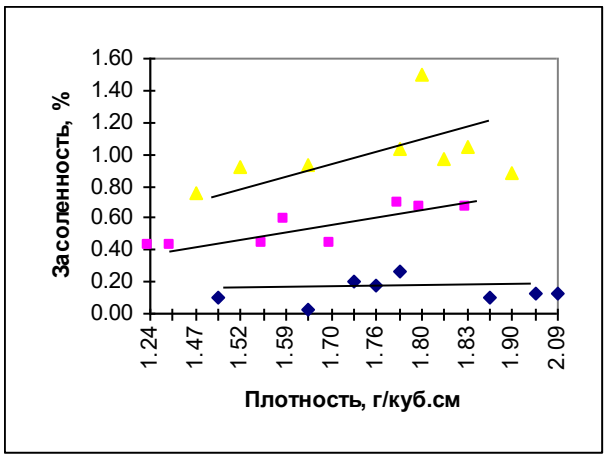


Рис. 35. Взаимосвязь засоленности и плотности для образцов ненарушенного сложения мерзлых суглинков п-ова Ямал (для трех различных горизонтов)

Плотность глинистых грунтов колеблется в широких пределах - от 1.35 до 1.90 г/см^3, а для сильно уплотненных глин - даже 2.30 г/см^3 (Лысенко, 1972).

Существует определенная связь между влажностью, засоленностью мерзлых пород и их плотностью в естественном залегании (рис. 35 и 36), обусловленная их происхождением. Так, на приведенном примере для образцов с полуострова Ямал (рис. 35) засоленность увеличивается с возрастанием плотности. При этом влажность (льдистость), как правило, уменьшается (рис. 36).

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.

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 горизонта многолетнемерзлых пород происходит уменьшение льдистости, увеличение плотности и одновременно засоленности.

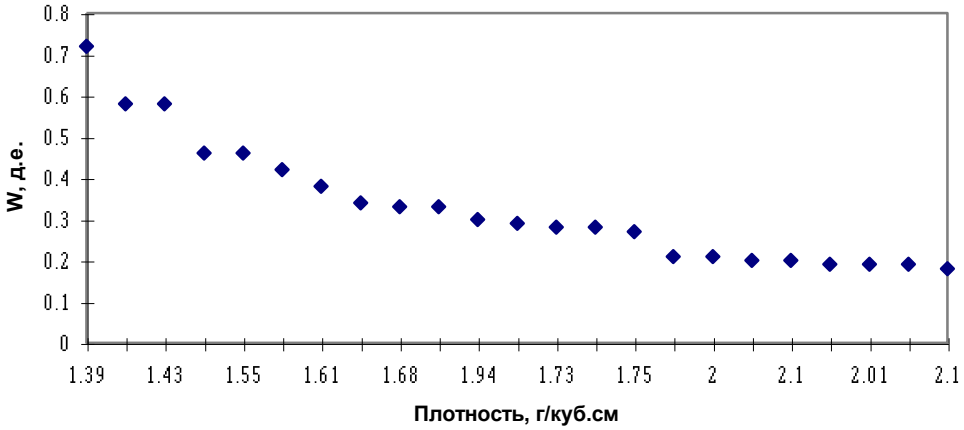


Рис. 36. Взаимосвязь суммарной влажности (W) и плотности грунта для монолитов различного состава из р -на Бованенковского ГКМ (26 образцов)

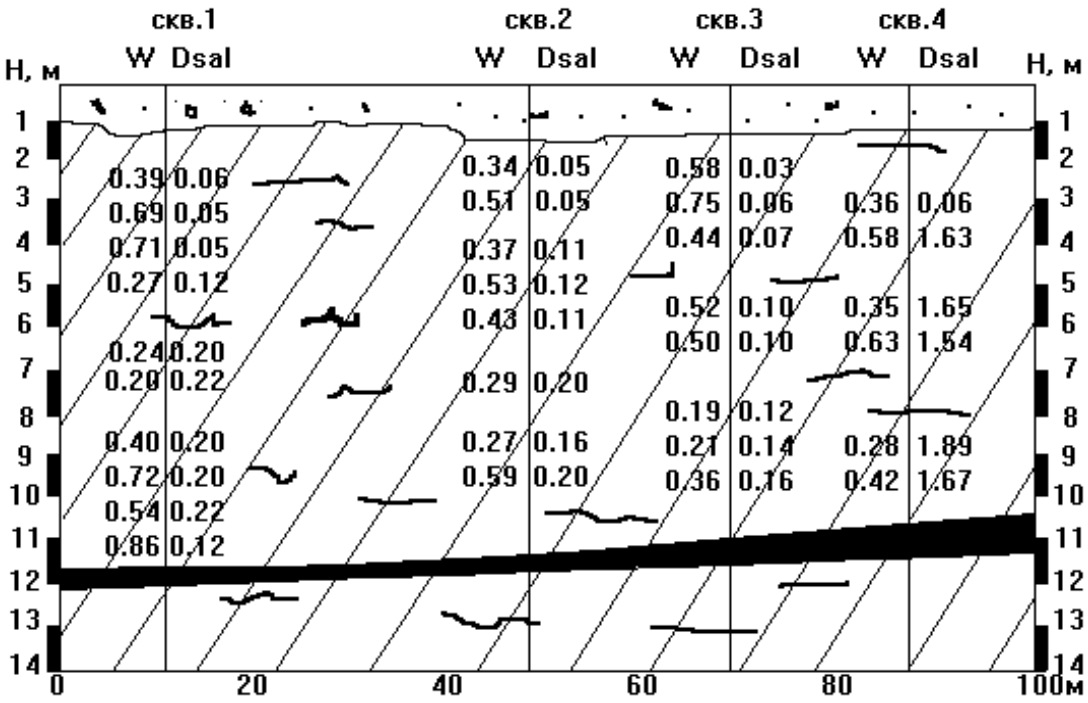


Рис. 37. Разрез морских засоленных четвертичных отложений Югорского полуострова (п.Амдерма): песок с гравием и галькой; суглинок голубовато-серый, с гравием и растительными остатками; лед; W - влажность суммарная, д.е.; Dsal - засоленность, %; H - глубина, м.

Типичный разрез засоленных грунтов Югорского полуострова приведен на рис. 37.

В целом засоленные мерзлые породы отличаются сравнительно небольшой плотностью, малой степенью литификации и большой пористостью

8.2. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Теплофизические свойства засоленных мерзлых пород (теплопроводность и теплоемкость), а также температуры замерзания и фазовый состав влаги во многом определяются степенью засоления и составом солей порового раствора.

Понижение температуры замерзания порового раствора при засолении происходит, как известно, приблизительно в соответствии с выражением:

$$dT = K*q/m,$$

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 (1957), А.П. Боженовой, Ф.Г. Бакулину (1957), 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 засолении, которое достигается, по данным П.А.Гришина (1963), при засоленности 1%.

Известно (Ершов и др., 1979), что у огландинского бентонита емкость поглощения составляет 42, у кембрийской глины - 5, а у каолинитовой глины около 4 мг-экв на 100 г сухого грунта. Для **NaCl** это составляет соответственно около 2% для бентонита и 0.2% для кембрийской глины и каолина. Однако эти соли связаны минеральными частицами, не участвуют в движении порового раствора и, как правило, не определяются методами, предназначенными для исследования засоленности (по электропроводности и сухому остатку водной вытяжки). Важное значение имеет их возможный переход в раствор, который, вероятно, возможен при изменении состава солей раствора или при резком снижении его концентрации (нарушается равновесие между диффузным слоем и поровым раствором). Однако в обоих случаях этот процесс, вероятно, мало заметен из-за небольших величин колебаний концентраций. И, конечно, он совершенно не характерен для менее дисперсных грунтов (супесей и песков).

Многочисленные определения температуры замерзания при различной засоленности, влажности для различных глинистых грунтов п-ова Ямал показали, что эта температура практически линейно зависит от концентрации порового раствора. Однако глины имеют характерное понижение температуры начала за-

мерзания 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°С, 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 моляльности обусловливает неравенство 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, по-видимому, 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:

$$C_{ef}(t) = C_0 + Q\rho\frac{dW_{ice}}{dt}$$

где dW_{ice}/dt - изменение льдосодержания 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 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 начинает 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*град.С. Однако теоретический расчет теплопроводности мерзлого грунта осложнен ввиду влияния многих факторов и обычно она определяется экспериментально.

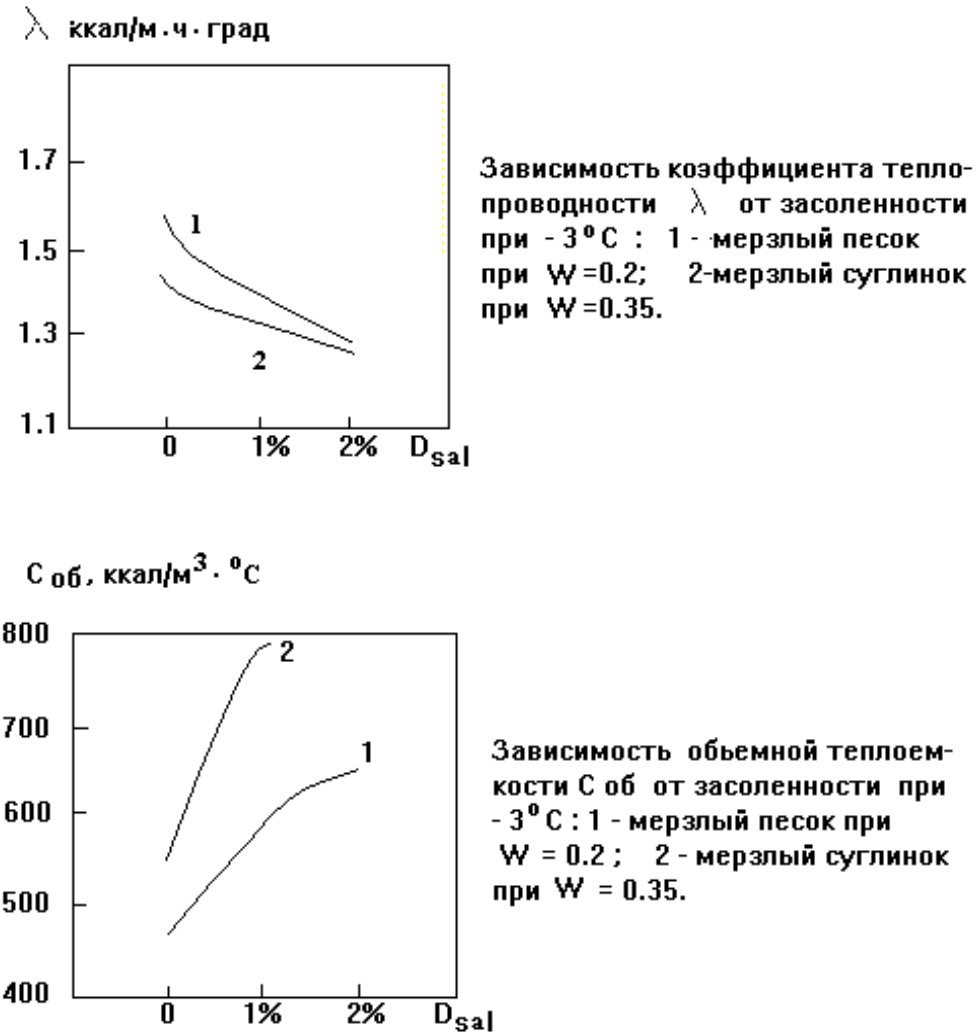


Рис. 38. Некоторые теплофизические свойства засоленных мерзлых пород.

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 (рис. 38). Температура замерзания поровых растворов с различной концентрацией солей практически не отличается от температуры замерзания свободных растворов тех же концентраций.

Таблица 17. Рекомендуемые расчетные значения коэффициентов теплопроводности грунтов с хлоридно-натриевым типом засоления в талом и мерзлом состоянии

Плотность сухого грунта, Pdf г/см^3	Влажность грунта Wtot, доли единицы	Коэффициент теплопроводности, Вт/ (м К)													
		Пески						Супеси						Суглинки и глины	
		Засоленность Dsal, %						Засоленность Dsal, %						Dsal, %	
		0		0.5		1.0		0		0.5		1.0		0-2	
		λ_{th}	λ_f	λ_{th}	λ_f	λ_{th}	λ_f	λ_{th}	λ_f	λ_{th}	λ_f	λ_{th}	λ_f	λ_{th}	λ_f
1.0	0.60								2.00						1.90
1.2	0.40								1.90					1.57	1.80
1.4	0.35							1.80	1.86					1.57	1.66
1.4	0.30							1.74	1.80						
1.4	0.25	1.91	2.14					1.57	1.68						
1.4	0.20	1.57	1.86	1.40	1.46	1.32	1.40	1.33	1.51	1.28	1.36	1.22	1.22	1.10	1.22
1.4	0.15	1.39	1.62	1.12	1.18	1.05	1.10	1.10	1.27	1.10	1.18	1.10	1.12	0.87	0.99
1.4	0.10	1.10	1.27	0.96	0.84	0.90	0.79	0.93	1.05	0.92	1.04	0.90	1.03	0.75	0.75
1.4	0.05	0.75	0.81	0.68	0.56	0.65	0.53	0.64	0.70	0.64	0.67	0.64	0.64	0.52	0.52
1.6	0.30	-	-	-	-	-	-	1.86	1.97	-	-	-		1.86	1.86
1.6	0.25	2.50	2.73					1.80	1.91					1.68	1.68
1.6	0.20	2.15	2.37	1.80	1.86	1.58	1.50	1.62	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	1.42	1.28	1.30	1.22	1.22
1.6	0.10	1.45	1.62	1.25	1.18	1.15	1.05	1.16	1.28	1.16	1.20	1.16	1.16	0.93	0.9
1.6	0.05	1.05	1.10	0.85	0.74	0.82	0.70	0.81	0.87	0.81	0.80	0.81	0.79	0.64	0.64
1.8	0.20	2.67	2.84					1.86	1.97		1.8		1.6	1.80	1.80
1.8	0.15	2.26	2.62	1.9	2.07	1.80	1.70	1.68	1.80	1.62	1.62	1.58	1.42	1.57	1.57
1.8	0.10	1.97	2.20	1.78	1.68	1.70	1.50	1.45	1.57	1.42	1.42	1.38	1.26	1.22	1.22
1.8	0.05	1.45	1.51	1.20	0.92	1.12	1.04	0.99	0.99	0.99	0.97	0.99	0.96	0.75	0.75
2.0	0.10	2.73	2.90					1.74	1.86					1.39	1.39
2.0	0.05	2.10	2.14												

В связи с присутствием в грунте гидрофильных минеральных частиц влияние малой концентрации соли на понижение температуры замерзания, например, суглинков, сказывается меньше, чем при сильном засолении, например, 1%.

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 и обобщения материалов предыдущих работ Р.Г.Мотенко 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. 17). В этой таблице ρ_{dth} и ρ_{df}, λ_{th} и λ_f - соответственно плотности пород, коэффициенты теплопроводности в талом и мерзлом состоянии.

8.3. 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 (Вотяков, 1975; Ершов и др., 1979 и другие), что содержание незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах существенным образом зависит от степени их засоленности, состава солей и грунтов. В частности, засоление каолинитовой 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: первый обусловлен обычным влиянием поверхности частиц, адсорбционными и капиллярными явлениями, другой - и он является даже более важным для засоленных мерзлых пород - увеличение концентрации солей в поровом растворе.

Не останавливаясь здесь подробно на влиянии минеральных частиц, поскольку этот вопрос довольно сложен и описан в специальной литературе

(Фазовый состав влаги в мерзлых породах, 1979; С.Е. Гречищев и др., 1980; Э.Д.Ершов, 1986; Л.В.Чистотинов, 1973 и др.), 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.Яркина, 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 сказываются на его концентрации, но при засолении породы, например, солями кальция происходит вытеснение иона $\mathbf{Na}^+$ из обменного комплекса и ион $\mathbf{Na}^+$ 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 (Кириллин, Шейндлин, 1956):

$$\Delta T = \frac{Ro * To^2 * \ln(1-c)}{Ro * To * \ln(1-c) - l}$$

где молярная доля растворенных веществ может быть представлена в виде (Л.В.Чистотинов, 1973):

$$C = \frac{1}{1 + \frac{100W * M}{18g}}$$

где **W** - относительная влажность, **M** - средний молекулярный вес растворенных солей; **g** - их весовое значение, приходящееся на 100 г сухого грунта (засоленность); **l** - молярная теплота плавления (1440 кал/моль); $\mathbf{R_o}$ - универсальная газовая постоянная, равная 2 кал/град*моль; $\mathbf{T_o}$ - температура кристаллизации растворителя.

Как уже отмечалось в предыдущем параграфе, температура замерзания поровых растворов различной концентрации солей практически не отличается от температуры замерзания свободных растворов тех же концентраций. Благодаря этому обстоятельству стал возможным достаточно достоверный прогноз содержания незамерзшей воды в засоленных мерзлых породах и опреде-

ление температур их замерзания. Обычно используются различные соотношения, так или иначе связанные со вторым законом Рауля.

Так, Cheung (1979) предложил следующую формулу для расчета понижения температуры, подобную данной выше (Кириллин, Шейндлин, 1956):

$$\Delta T = \frac{RT_0^2}{Q} X_2$$

где $$X_2 = \frac{W_2/M_2}{W_1/M_1 + W_2/M_2}$$

где **ΔT** - понижение температуры кристаллизации, $\mathbf{T_0}$ - температура кристаллизации чистой воды, **Q** - теплота кристаллизации, **R** - газовая постоянная, $\mathbf{W_1}$ и $\mathbf{W_2}$ - веса растворителя и растворимого, $\mathbf{M_1}$ и $\mathbf{M_2}$ - их молекулярные веса. Похожие уравнения приводит еще ряд зарубежных авторов.

Сравнительно простое выражение предложили Ю.Я.Велли и П.А. Гришин (1982):

$$T = a \times K$$

где **a** равно 57 для морской соли, 62 для **NaCl**, 32.5 для $\mathbf{CaCl_2}$, а $\mathbf{K=D_{sal}/(W+D_{sal})}$.

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 грунтов и температурных условий (В.Г.Чеверев, 1986). Предпринятая Ю.С. Петрухиным (1990) попытка экспериментального сравнения методов свидетельствует об удовлетворительности криоскопического метода в довольно широком диапазоне условий для засоленных мерзлых пород.

Результаты экспериментальных исследований Э.Д.Ершова, Ю.П. Акимова, В.Г.Чеверева, Э.З. Кучукова (1979) показывают, что содержание незамерзшей воды в мерзлых породах существенно зависит от степени их засоленности (см. рис. 15, 16). 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. Аналогичные выводы были сделаны Э.Д.Ершовым и др. (1979) при анализе содержания незамерзшей воды от засоленности суглинка и песка хлористым натрием. Как известно, толщина

диффузного слоя минеральных частиц в зависимости от концентрации соли в поровом растворе определяется уравнением Гуи:

$$\delta = A\sqrt{\frac{1}{c}}$$

где δ - приведенная толщина диффузного слоя (среднее расстояние от адсорбционного слоя до центра тяжести электрических зарядов диффузного слоя); **С** - концентрация ионов раствора; **А** - константа.

При больших концентрациях электролита толщина диффузного слоя в породах приближается к нулю и при некоторой концентрации, зависящей в том числе от вида ионов, взаимодействие 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.

Таким образом, данные об изменении содержания незамерзшей воды от засоленности мерзлой породы свидетельствует о прогрессирующем, по мере увеличения засоленности, влиянии солей (рис. 39, 40). Причем на кривых зависимости незамерзшей воды от засоленности можно выделить три характерные области (рис. 39).

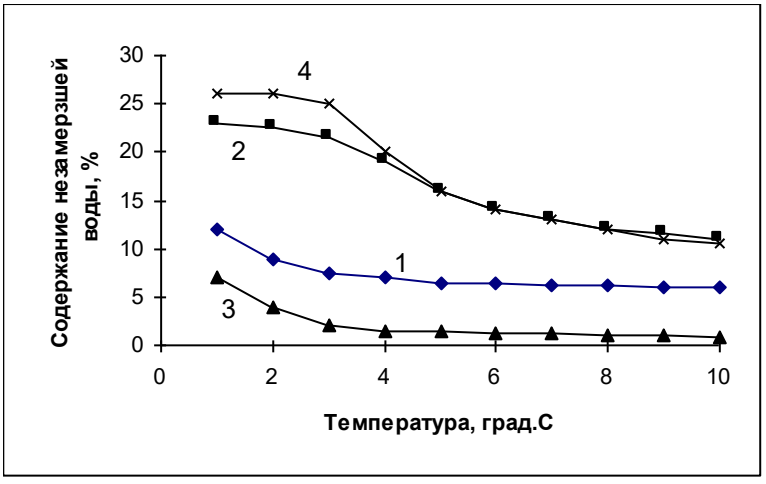


Рис. 39. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры при различной концентрации ***$CaCl_2$*** *в поровом растворе суглинка: 1 - 0 н, 2 -1 н и каолина: 3 - 0 н, 4 - 1 н (Э.Д.Ершов и др., 1979).*

Первая - область слабой зависимости содержания незамерзшей воды от засоленности. Вторая область - переходная и, наконец, третья - область интенсивного роста незамерзшей воды с ростом засоленности, когда порода практически не оказывает влияния и характер изменения содержания незамерзшей воды от засоленности и отвечает максимальному приросту содержания незамерзшей воды (Ершов и др., 1979).

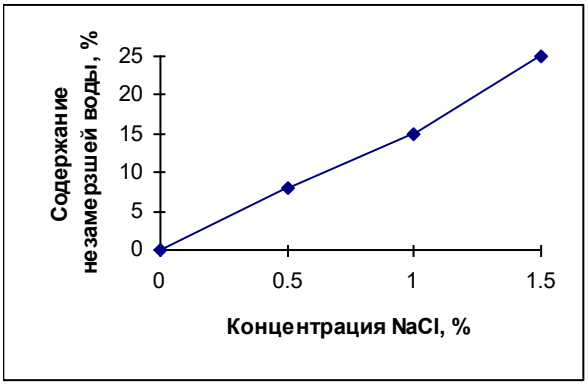


Рис. 40. Зависимость содержания незамерзшей воды от засоления порового раствора хлористым натрием мерзлого песка при температуре -4°С (по Н.И. Вотякову, 1975).

Значительно влияет собственно состав солей. Одного процента хлористого натрия в мерзлом суглинке достаточно, чтобы изменить содержание незамерзшей воды в нем, по сравнению с незасоленным, практически в 2 раза. В то же время такое же количество азотнокислого кальция слабо сказывается на содержании незамерзшей воды (Ершов и др., 1979). При пересчете засоленности на количество ионов кривые содержания незамерзшей воды для различных солей лежат близко друг к другу (рис. 41). Это объясняется тем, что содержание незамерзшей воды уменьшается в связи возрастанием валентности катионов (и соответственным уменьшением агрегированности частиц, толщины диффузного слоя и содержанием рыхлосвязанной воды) и увеличением молекулярного веса соли (по уравнению Вант-Гоффа) и зависит от состава соли следующим образом: **NaCl**>морская соль>**$CaCl_2$**>**$CaSO_2$**.

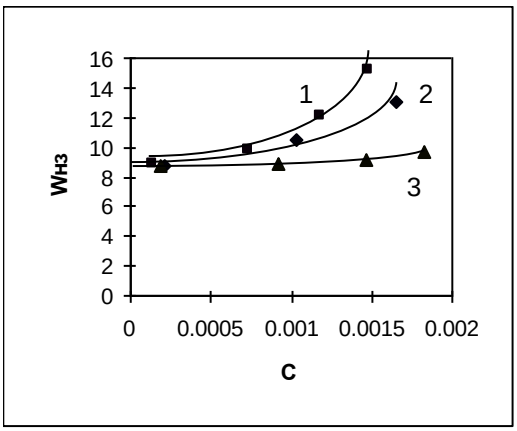


*Рис. 41. Количество незамерзшей воды ($W_{нз}$) в морском суглинке при -2°С при засолении различными солями: 1 - **NaCl**, 2 - **$FeCl_3$**, 3 - **$Ca(NO_3)_2$** в зависимости от содержания ионов в единице массы сухого грунта (С в 10^{23}/грамм).*

Влияние различного состава солей на содержание незамерзшей воды можно оценить также по температурам замерзания влажных грунтов. Так, по данным А.Н.Яркина (1987), представленным в табл. 18 и рис. 42, при засоленности 1% для пылеватого суглинка с влажностью 0.28 температура замерзания порового раствора с хлористым натрием - 2.3 °С, а с сульфатом магния - только - 0.35 °С. Проведенные в 1986-1992 гг. на Амдерминской мерзлотной станции

исследования фазового состава влаги позволили установить закономерности изменения содержания незамерзшей влаги в грунтах Арктического побережья.

Таблица 18. Температура замерзания засоленных грунтов различного состава по данным А. Н. Яркина (1987)

Грунт, влажность	D_{sal}, %	Температура замерзания, ^{0}C			
		NaCl	морская соль	**$CaCl_2$**	**$MgSO_4$**
Суглинок пылеватый W= 0.28	0.2	-0.50	-0.30	-0.25	-0.15
	0.5	-1,10	-1.0	-0.60	-0.25
	1.0	-2.30	-1.80	-0.95	-0.35
Супесь пылеватая W= 0.23	0.2	-0.65	-0.55	-0.45	-0.25
	0.5	-1.60	-1.40	-0.80	-0.40
	1.0	-3.50	-2.65	-1.45	-0.50

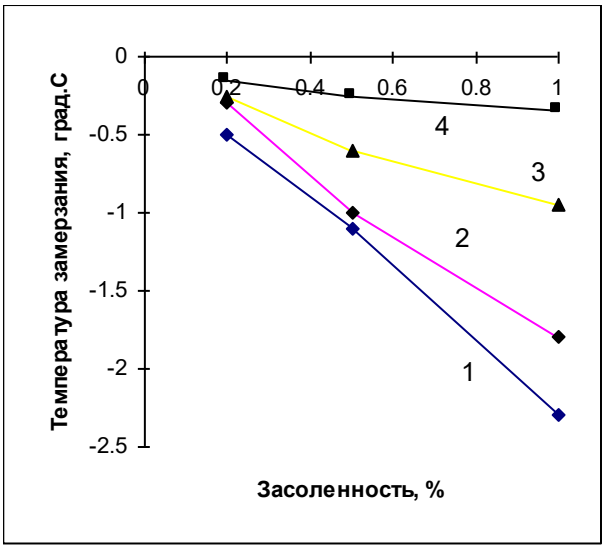


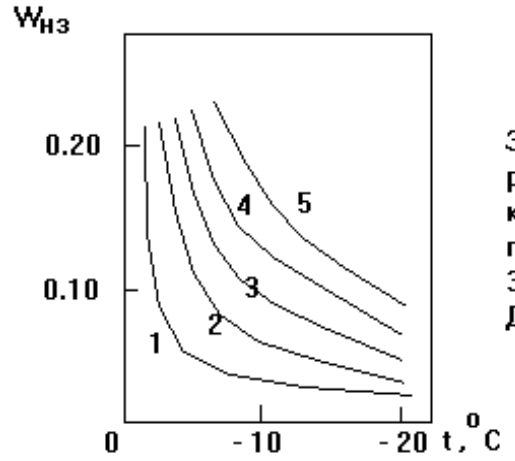
*Рис. 42. Зависимость температуры замерзания засоленного морского пылеватого суглинка с влажностью 0.28 по данным А. Н. Яркина (1987) с различным составом засоления порового раствора: 1 - **NaCl;** 2 - морская соль; 3 - **$CaCl_2$;** 4 - **$MgSO_4$***

При температурах -5 ÷ -8°C в морских суглинках и супесях сохраняется значительное количество незамерзшей воды. При температурах ниже - 10 ÷ - 5°C кривые незамерзшей воды в зависимости от температуры при различной засоленности начинают сближаться (рис. 43). Вероятно, это происходит за счет выпадения из раствора некоторых солей, в частности, мирабилита - концентрация начинает уменьшаться, а также других процессов. Это характерно для морского засоления и не проявляется для раствора чистой соли хлористого натрия (E.Hivon, 1991).

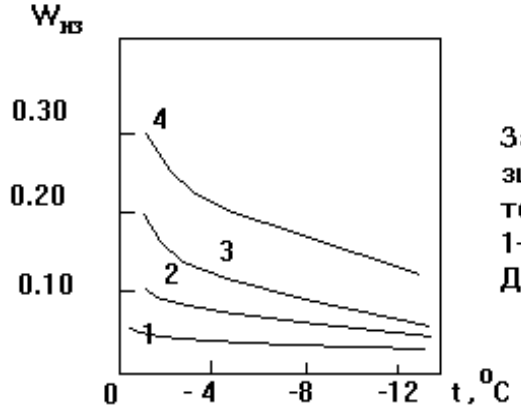
В циклах оттаивания и промерзания для содержания незамерзшей воды в засоленных мерзлых породах проявляется гистерезис (рис. 44). В песке содер-

жание незамерзшей воды уменьшается с понижением температуры быстрее, чем в суглинке (рис. 44 и 45), 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 ÷ -4°C). Скорость роста содержания незамерзшей воды с увеличением засоленности при -8 °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 удержать от замерзания дополнительное количество воды. А при увеличения толщины пленки их действие уже не сказывается и скорость роста содержание незамерзшей воды замедляется. Возможно, это связано также с захватом части катионов кристаллами льда при более низких температурах.



Зависимость содержания незамерзшей воды в пылеватом суглинке (оз.Тибей-то) от температуры при засоленности: 1-0%, 2-0.2%, 3-0.5%, 4-1%, 5-1.5%. Данные И.В.Шейкина.



Зависимость содержания незамерзшей воды в пылеватом песке от температуры при засоленности : 1-0%, 2-0.2%, 3-0.4%, 4-1.2%. Данные Е.Хивон.

Рис. 43. Содержание незамерзшей воды в различных типах засоленных мерзлых пород.

Общее изменение наклона кривых зависимости содержания незамерзшей воды от солености (рис. 46) при различной температуре обусловлено тем, что угол наклона этих кривых должен быть пропорционален понижению температуры (формула Кириллина-Шейдлина; Чистотинов, 1973).

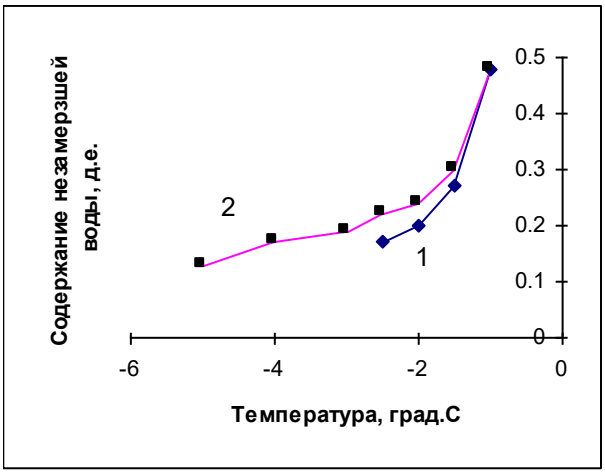


Рис. 44. Зависимость содержания незамерзшей воды в морском суглинке (оз.Тюрин-То) при естественной засоленности 0.4% от температуры: 1 - в цикле оттаивания, 2 - в цикле замерзания. Данные Ю.С.Петрухина (Амдерминская НИМС).

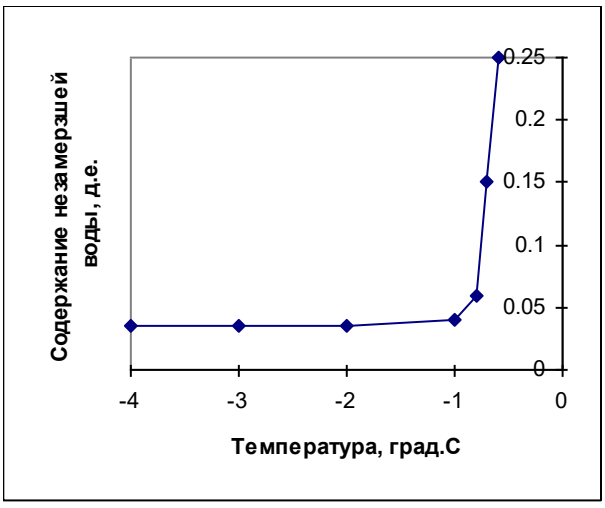


Рис. 45. Зависимость содержания незамерзшей воды в песке (р.Еркута-Яха) при естественной засоленности 0.03% от температуры. Данные Ю.С.Петрухина (Амдерминская НИМС).

Часть исследователей придает большое значение прямым корреляциям содержания незамерзшей воды и механических свойств засоленных мерзлых пород (Г.П. Бровка и И.И. Романенко, 1987 и другие). Исследования Ю.С.Петрухина показали, что для песка с естественной засоленностью 0.03% содержание незамерзшей воды при температуре ниже -1°С практически не меняется. Однако коэффициент вязкости этого песка при температуре -2°С составляет 0.46х10*6 МПа*с, а при температуре -3.8°С - 0.98 х 10*6 МПа*с. Таким образом, механические свойства песка продолжают изменяться при понижении температуры. В отношении супеси были получены сходные результаты. Для засоленного мерзлого суглинка прочность почти строго обратно пропорциональна содержанию незамерзшей воды. При построении зависимости

прочности от **1/Wнз** установлено, что она близка к прямой (рис. 47). Прямые зависимости эквивалентного сцепления от обратной величины содержания **Wнз** пересекаются на оси абсцисс при **1/Wнз**=3.6, что соответствует **Wнз**=0.28. Величина **Wc**=0.28 для исследованного суглинка соответствует влажности нижнего предела пластичности.

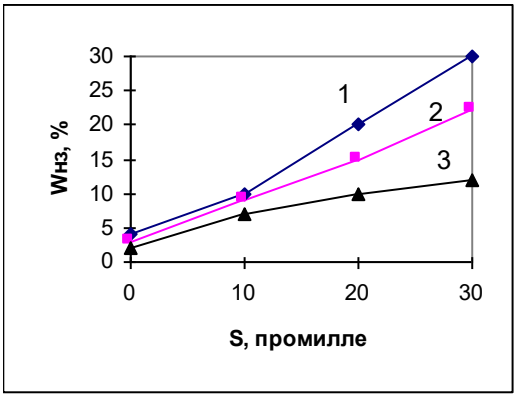


*Рис. 46. Зависимость содержания незамерзшей воды **Wнз** в пылеватом песке от концентрации порового раствора **S**: 1 - при -2℃; 2 - при -4℃; 3 - при -8℃. Засоление **NaCl** (построено по данным E.Hivon).*

Ю.С.Петрухин предположил, что при влажности раскатывания поры грунта в значительной степени свободны от льда, который, по-видимому, находится в виде изолированных агрегатов и не цементирует породы.

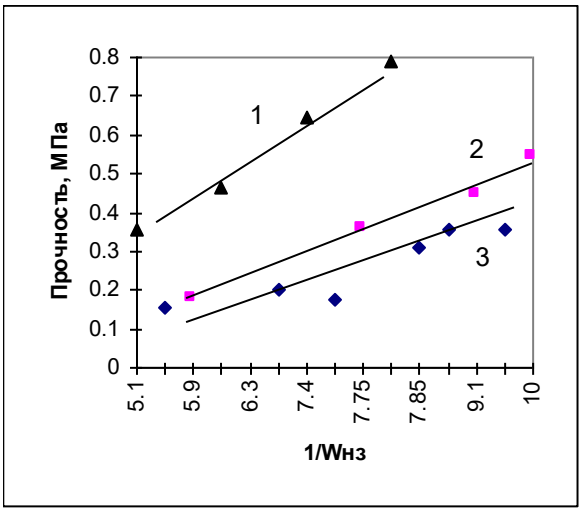


Рис. 47. Зависимость длительного эквивалентного сцепления (Сэкв10^{-1}, кривая 3), кратковременной прочности на одноосное сжатие (кривая 1) и длительной прочности на одноосное сжатие (кривая 2) от $(Wнз)^{-1}$, где Wнз - содержание незамерзшей воды.*

Таким образом, с некоторым приближением зависимость механических характеристик прочности грунтов от содержания незамерзшей воды может быть представлена в виде:

$$F = A\,(Wp - Wнз)/Wp*Wнз$$

где **A** - коэффициент, учитывающий характер испытаний.

В данном случае для **Сэкв A**=0.023, для **Gкр A**=0.527 и для **Gдл A**=0.079 (**Gкр** и **Gдл** - прочность на одноосное сжатие соответственно кратковременная и длительная). Вычисленные коэффициенты корреляции для зависимостей:

$$C_{экв}=f(1/W_{нз}),\ G_{кр}=f(1/W_{нз})\ \text{и}\ G_{дл}=f(1/W_{нз})$$

составляют соответственно 0.98, 0.96 и 0.88, что свидетельствует о хорошей корреляции.

8.4. 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.

8.4.1. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Как известно (В.В. Федынский, 1967), распределение постоянного электрического 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 Омм. Характер переменных электромагнитных полей зависит также от диэлектрической постоянной **e** 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 слагающих:

$$\gamma=\Sigma\alpha CNF(\mu_{+}+\mu_{-})$$

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 (Федынский, 1967):

$$\gamma = 0.1\ C\ (\text{Омсм})\text{-}1$$

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 темпера-

тура 0°С имеет диэлектрическую проницаемость 88, лед - 79 при -2°С и 3 при -18°С. Магнитная восприимчивость мерзлых пород очень мала (Грунтоведение, 1973).

Экспериментальные исследования, проведенные Ю.Д.Зыковым и его сотрудниками (1990), показали, что удельное электрическое сопротивление, как и скорость продольных сейсмических волн мерзлых засоленных пород зависит от концентрации солей в поровом растворе и температуры (рис. 48, 49). 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 соответствует 0°С и при увеличении концентрации смещается в область более низких температур - в соответствии с законом, связывающим концентрацию раствора с температурой его замерзания (Зыков и др., 1990).

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.

По данным О.П. Червинской и др. (1997), эффективная низкочастотная диэлектрическая проницаемость сильно засоленных мерзлых песков сохраняет аномально большие 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.

8.4.2. АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Скорости прохождения упругих волн в горных породах изменяются в значительных пределах (Федынский, 1967). Если изверженные и кристаллические породы характеризуются скоростью распространения волн от 3 до 7 км/сек, то в осадочных скорости изменяются от 0.5 до 6 км/сек. Как правило, удается установить четкую анизотропию пород - скорость всегда больше по напластованию, чем перпендикулярно ему. Например, в глинистых сланцах скорость по напластованию равна 1400 м/сек, а в перпендикулярном направлении всего 490 м/сек. В целом для осадочных пород существует довольно обоснованная статистическая зависимость между скоростью и плотностью пород:

$$v = a*p - b$$

где **v** выражается в км/сек, **p** (плотность) - в г/см3, а **a** и **b** - параметры. По Н.Н. Пузыреву **а** = 6, **в** = -11, по А.К. Урупову - 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.

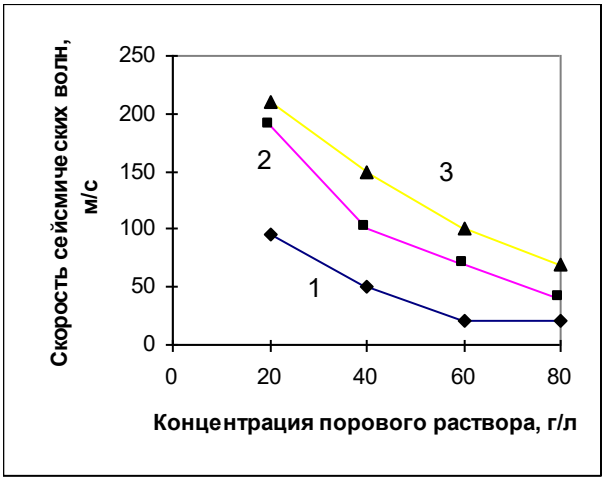
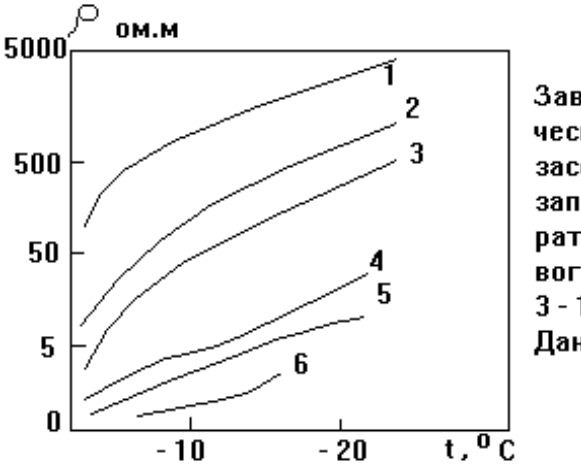


Рис. 48. Зависимость скоростей продольных сейсмических волн в засоленной супеси от концентрации порового раствора при температуре -5°С для влажности, %: 1 - 10; 2 - 20; 3 - 30 (Зыков и др., 1990).

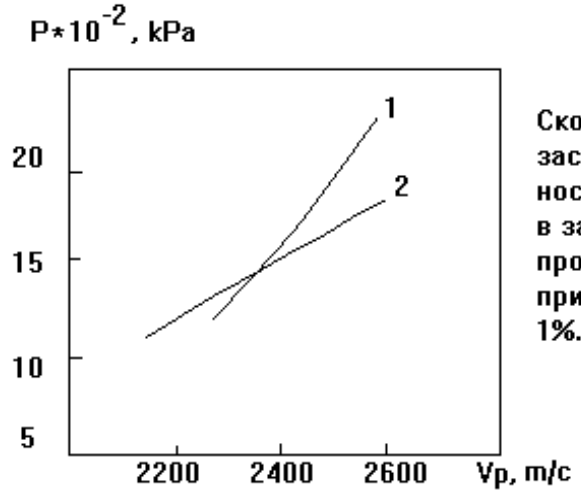
Для засоленных мерзлых грунтов наблюдается закономерное понижение температуры, соответствующей началу увеличения скорости распространения упругих волн (Зыков, 1992). Оно тесно связано с концентрацией порового раствора в мерзлых породах. Корреляционная зависимость этой температуры от концентрации описывается, по результатам исследований Ю.Д.Зыкова, известным из теории растворов уравнением:

$$Тнз = 3.36 * C/C_{1m}$$

где **Тнз** - температура начала замерзания, **С** - концентрация порового раствора, C_{1m} - концентрация одномоляльного раствора. В области температур ниже точки замерзания наблюдается ярко выраженная обратно пропорциональная зависимость скоростей упругих волн от концентрации раствора.



Зависимость удельных электрических сопротивлений в мерзлой засоленной супеси при полном заполнении пор влагой от температуры при концентрации порового раствора, г/л : 1 - 1.5; 2 - 5.4; 3 - 10; 4 - 30; 5 - 50; 6 -75. Данные Ю.Д.Зыкова.



Скорость продольных волн в засоленном суглинке при влажности 34% и температуре - 6 гр.С в зависимости от временной прочности на одноосное сжатие при засоленности : 1 - 0.5% ; 2 - 1%.

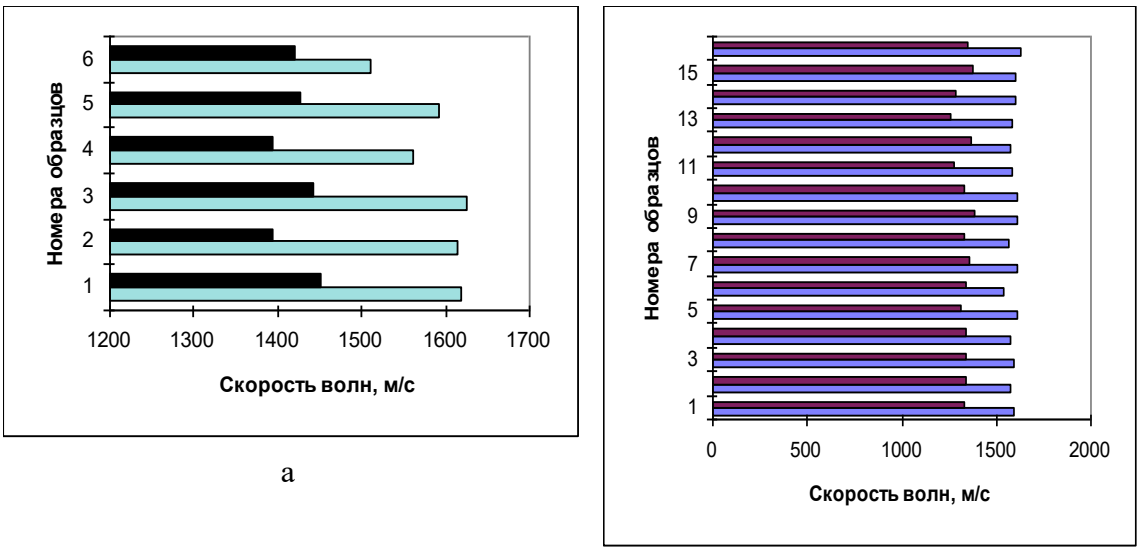
Рис. 49. Основные геофизические свойства засоленных мерзлых пород.

Увеличение дисперсности и повышение температуры приводит к выполаживанию графиков **v-p.** 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 **vp(W).** В этом случае максимум скорости приходится на влажность, приблизительно соответствующую полному заполнению пор.

В глинистых грунтах увеличение дисперсности приводит обычно к понижению скоростей упругих волн, а в песчаных иногда наблюдается обратный эффект, связанный с особенностями изменения относительной льдистости в мерзлых засоленных грунтах.

По данным О.П. Червинской и др. (1997), 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 п. Ямал нарушенного сложения в зависимости от засоленности и временного сопротивления одноосному сжатию $G_{вр}$. В наших экспериментах увеличение засоленности грунта приводило к монотонному уменьшению скоростей продольных волн. Также хорошо прослеживается зависимость скоростей продольных волн от временного сопротивления одноосному сжатию, где большему значению временного сопротивления соответствуют большие скорости (рис. 49).



а

б

Рис. 50. Скорости акустических волн в образцах морской супеси (а) и песка (б) при температуре -4°С и засоленности 0.2% до (заштрихованная область) и после (темная область) динамометрических испытаний на ползучесть.

На рис. 50 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.

8.5. ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИЕ 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 (катоду), 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 (дзета-потенциала), соответствующего падению электрического потенциала в диффузном слое ионов вокруг минеральных частиц. Наибольшая величина дзета-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 **К** (Грунтоведение, 1973), который отражает электрокинетические свойства грунта, геометрию порового пространства и свойств порового раствора. Значение **К** для различных грунтов изменяется только в узких пределах (от 1*10-3 до 8*10-5 кв.см/в*сек).

Для мерзлых пород явление электроосмоса изучалось А.А. Ананяном (1952). При разности потенциалов 120 - 130 В и силе тока около 12 мА в образце 7.5 х 8 х 44 см мерзлой глины при температуре -1.5 ÷ -2.4°С в течение 6 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. Ананян 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 поступившая в катодную зону

незамерзшая вода является здесь избыточной и она выделяется здесь 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 : $2Na^+ + 2H_2O + 2e = 2Na^+ + 2OH^- + H_2\uparrow$

на аноде: $2Cl^- - 2e = Cl_2\uparrow$

или $2SO_4^{2-} + 2H_2O - 4e = 4H^+ + 2SO_4 + O_2\uparrow$

При этом вблизи катода следует ожидать резкое возрастание **pH** и щелочную реакцию, а на аноде - падение **pH** 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 **J**=0.4 мА. Образец выдерживался в течение 12 суток. Судя по распределению влажности, засоленности и **pH** (рис. 51), 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**=0.3. Наблюдалось также связанное с электролизом падение **pH** вблизи анода до 4.0 и повышение **pH** вблизи катода до 9.0. В то же время в образцах песка при засолении 0.2%, напряжении 12 в и силе тока 0.4 мА в течение 20 дней существенного перераспределения влаги не наблюдалось (рис. 52). Эти эксперименты доказывают роль пленочного механизма электроосмоса, связанного с адсорбированными поверхностью минеральных частиц ионами диффузного слоя, который имеется в суглинке и практически отсутствует в песке.

Интересный результат был получен при измерении засоленности в образце суглинка по его длине. Измерения проводились в 9 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 разнонаправленное движение ионов различных знаков при электролизе может быть неодинаково; возможно, преобладает движение к аноду. Кроме того, происходит растворение материала анода: в нашем случае медного электрода возможна следующая реакция:

$$Cu - 2e = Cu^{2+}$$

с переходом ионов соли в раствор.

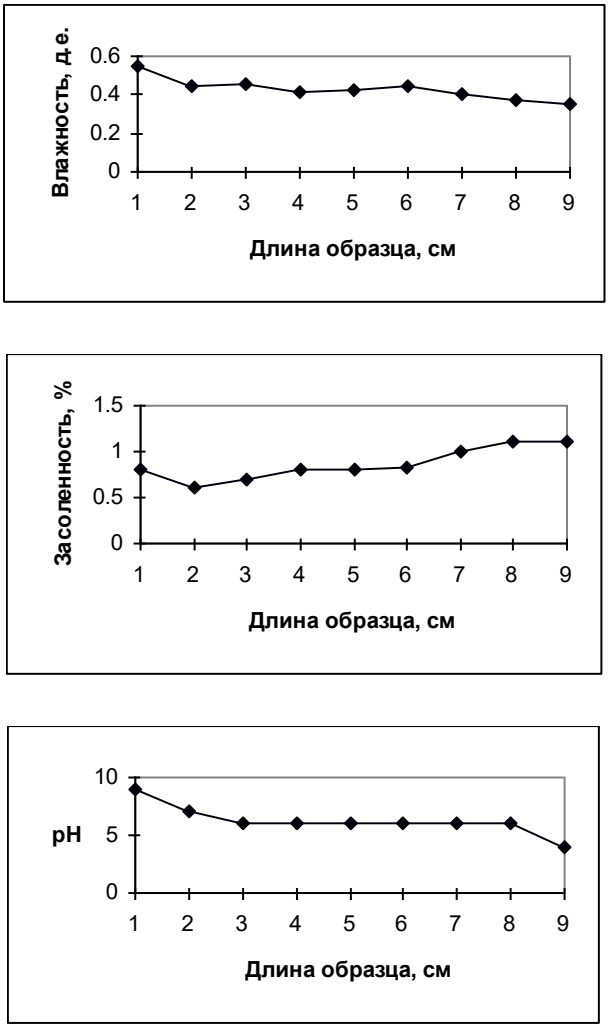


*Рис. 51. Распределение влажности, засоленности и водородного показателя **pH** в образце мерзлого суглинка с начальной влажностью 0.46 и засоленностью 1.0% при пропускании постоянного электрического тока (катод слева) **u**=0.6 в, **J**=0.4А при температуре -2.5℃ после 12 суток эксперимента.*

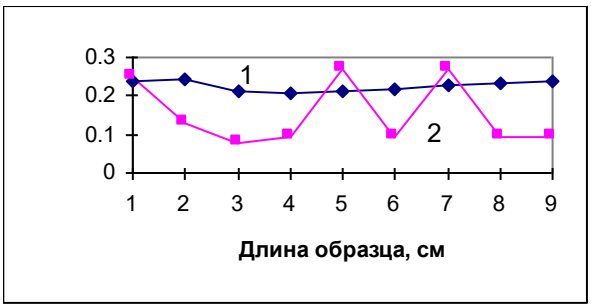


*Рис. 52. Распределение влажности в д.е. (1) и засоленности в % (2) в образце мерзлого песка с начальной влажностью **W**=0.24 и $\mathbf{D}_{sal}$=0.18% при пропускании постоянного электрического тока **u**=12 В, **J**=0.4 мА, **θ**= -2.5℃ после 20 суток эксперимента.*

Таким образом, возможно увеличение общей концентрации ионов вблизи анода из-за электролитического растворения материала анода.

Очевидно, требуются дальнейшие исследования этих процессов. Вместе с тем можно отметить важное значение электроосмоса в практике. Если с его помощью можно изменять значения влажности и засоленности в мерзлых засоленных грунтах, имеющих низкую несущую способность, этот метод может стать основой способа укрепления оснований, особенно металлических свайных, с помощью постоянного электрического тока.

8.6. ПЛАСТИЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ

Под пластичностью грунта понимается его способность под воздействием внешних условий изменять форму без разрыва сплошности и сохранять приданную ему форму после того, как действие внешней силы устранено (Сергеев и др., 1973). Это свойство обусловлено содержанием в грунтах связанной воды и относится к немерзлому их состоянию.

Пластичность проявляется лишь в определенном диапазоне влажности, пределы которого являются важными количественными характеристиками породы. В засоленных мерзлых породах эти характеристики, хотя и определяются в талом (немерзлом) состоянии, но оказываются зависящими от засоленности. Мы рассматриваем здесь этот вопрос из-за важной роли пластичности в формировании свойств немерзлых пород; кроме того, засоленные мерзлые породы являются промежуточными по своим свойствам между мерзлыми и немерзлыми, а пластичность пород при небольшом засолении еще недостаточно изучена. Как известно (Сергеев и др., 1973), верхним пределом пластичности, или нижним пределом текучести ($\mathbf{W_f}$) называют граничную влажность (в процентах) при превышении которой грунт переходит из пластичного состояния в текучее. Нижним пределом пластичности ($\mathbf{W_p}$) называют минимальную влажность (в процентах), граничную между полутвердым и пластичным состоянием, при которой минеральные частицы способны перемещаться относительно друг друга без нарушения сплошности. Разность верхнего и нижнего пределов пластичности называют числом пластичности ($\mathbf{I_p}$). Пластичность зависит главным образом от содержания глинистой фракции и особенно возрастает при увеличении количества коллоидных частиц. Минералогический состав грунта также сильно влияет на пластичность: частицы биотита размером <2 мк имеют, по Аттербергу, число пластичности 43, а пластичность у кварцевых частиц такого же размера отсутствует. Состав обменных катионов на пластичность влияет следующим образом (Сергеев и др., 1973): с возрастанием валентности возрастает пластичность:

$$\textit{катион}^{+} >> \textit{катион}^{++} >> \textit{катион}^{+++}$$

Концентрация порового раствора заметно сказывается на числе пластичности, т.к. от нее зависит толщина диффузного слоя катионов вблизи поверхности минеральных частиц. Известно, что присутствие значительного количества солей понижает пределы пластичности грунтов. Это связано с процессом дегидратации грунтовых частиц, уменьшением диффузного слоя и, соответственно, количества рыхлосвязанной воды. Для осканглины такой эффект наблюдается при концентрации **NaCl** 3н (170 г/л), а при концентрации раствора 0.01н **NaCl** (0.6 г/л) наоборот, происходит увеличение числа пластичности в сравнении с дистиллированной водой.

В.И.Аксенов провел эксперименты с суглинком морского генезиса (п. Ямал) в диапазоне засоленностей 0.02 - 1.5%. В пределах засоленности от 0 до 0.5% (что соответствует концентрации порового раствора около 18 г/л) влажность предела текучести (W_f) сначала увеличивалась на 1-3%, а затем уменьшалась. В диапазоне от 0.5 до 1.5% происходит постепенное уменьшение предела текучести. По мнению С.Б. Ухова (1959), изменения пределов пластичности могут происходить лишь при небольшой концентрации порового раствора (до 20-30 г/л). По данным С.Г.Лосевой и др. (1990) при возрастании засоления хантайского суглинка от 0 до 2-3% происходит снижение предела текучести от 28 до 24, предела раскатывания (нижнего предела пластичности) от 20 до 16 и числа пластичности от 9 до 5 при засолении хлористым натрием и хлористым кальцием.

В целом, несмотря на очевидное проявление эффекта влияния засоления на пластичность, при засолении, характерном для засоленных мерзлых грунтов и составляющем 0.2-1%, он не столь значителен и часто оказывается в пределах точности определения влажности (около 2%). Так, в наших экспериментах при изменении засоленности от 0.5 до 1.0% в образцах амдерминского морского суглинка изменения пределов пластичности находились внутри обычного разброса значений влажности.

8.7. ПУЧИНИСТЫЕ СВОЙСТВА

Пучинистые свойства засоленных мерзлых пород в обычном интервале засоленностей, несмотря на практическую значимость этого вопроса, изучены еще недостаточно. В определенной мере это связано с тем, что породы сезонноталого и сезонномерзлого слоев, как правило, не засолены. Даже если образование сезонноталого слоя происходит на засоленных многолетнемерзлых породах, надмерзлотные воды быстро вымывают соли. Засоленность, тем не менее, заметно влияет на пучинистые свойства грунтов (рис. 53).

В общем виде величина пучения промерзающих грунтов может быть выражена следующим образом (Ершов, 1985):

$$h_{пуч} = h_{расп} + h_{шл} - h_{ус}$$

где $h_{пуч}$ - величина пучения грунта за счет увеличения в объеме на 9% замерзающей поровой влаги (массивное распучивание); $h_{шл}$ - величина пучения за счет миграционного льдонакопления; $h_{ус}$ - величина деформаций усадки талой зоны грунта за счет обезвоживания.

В наибольшей степени пучению подвержены супесчано-суглинистые грунты из-за их большой влажности и возможности в них интенсивного влагопереноса и льдонакопления.

Величина $h_{расп}$ определяется главным образом разностью начальной влажности и влажности за счет незамерзшей воды при данной температуре промораживания. Ввиду значительного содержания незамерзшей воды в засоленных мерзлых породах эта разность уменьшается с увеличением засоленности. Следовательно, массивное распучивание также уменьшается с ростом засоленности. Так, морской засоленный песок обладает слабой пучинистостью (рис. 54).

Миграционное льдонакопление и сопровождающая его усадка характерны для глинистых пород, однако в промерзающих засоленных породах изучены не в достаточной мере. По некоторым данным, засоление уменьшает плотность миграционного потока влаги к фронту промерзания в глинистых породах. Исследования А.П. Боженовой и Ф.Г. Бакулина (1957) показали, что увлажнение образцов суглинка раствором хлористого кальция приводит к уменьшению мощности шлиров льда по сравнению с дистиллированной водой.

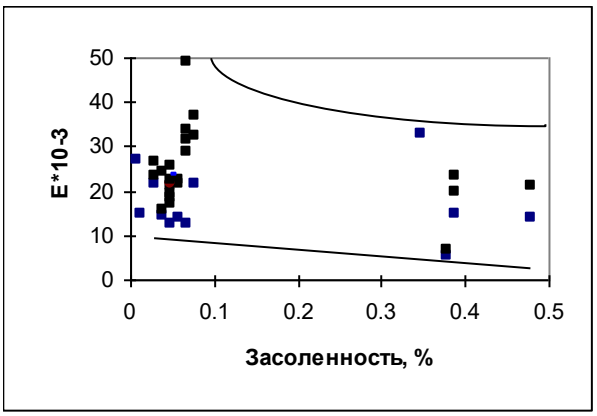


*Рис. 53. Зависимость относительной величины пучения (**E**) от засоленности для супесчано-суглинистых пород Ямала. Экспериментальные данные Ю.В. Софронова и А.Н.Минаева.*

С.Б.Ухов (1963) сообщает, что в случае засоления **NaCl** при концентрации грунтового раствора 0.3-0.4 от равновесной для данной температуры относительная величина пучения составляет 15-20% от максимальной. З.А. Нерсесовой (1961) 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 экспериментальным данным Л.В.Чистотинова (1973), при промерзании происходит перераспределение влажности и ионов порового раствора и накопление солей в мерзлой зоне промерзающих пород. Ионы накапливаются в мерзлой зоне неравномерно, приблизительно в следующей последовательности $Cl^- > Mg^{2+}+Ca^{2+} > SO_4^{2-} > Na^+ > HCO_3^-$.

При этом Л.В.Чистотинов 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 появлению осмотической составляющей потока влаги, которая направлена навстречу основному миграционному потоку и должна была бы уменьшать его.

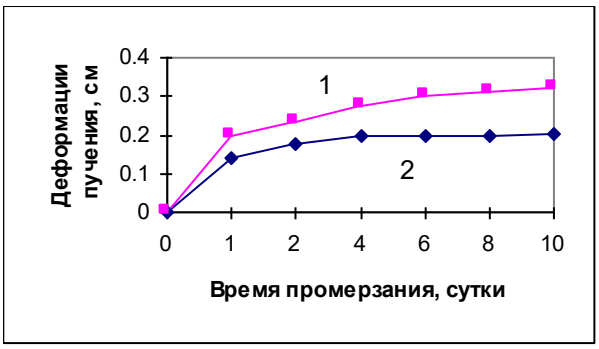


Рис. 54. Деформации пучения в образце (высота 20 см) морского засоленного (D_{sal}=0.05%) пылеватого песка с различной начальной влажностью (1 - 17%; 2 - 16%) при температуре промораживания -2.5°С

Э.Д.Ершовым, Ю.П.Лебеденко и другими (1992) было показано, что при небольших концентрациях порового раствора в промерзающей засоленной породе наблюдается увеличение плотности миграционного потока по сравнению с незасоленной. В частности, в промерзающей при - 17°С каолинитовой глине максимальный миграционный поток влаги около $8*10^{-6}$ г*см$^{-2}$*с$^{-1}$ наблюдался при засолении **NaCl** при концентрации порового раствора 0.2 н или 11.6 г/л. По мнению Э.Д.Ершова, Ю.П.Лебеденко др. (1992), это, вероятно, связано с тем, что небольшое засоление пород не приводит к значительному изменению концентрации в двойном электрическом слое и падению электрокинетического потенциала. В то же время происходит образование заряженной поверхности льда и увеличение содержания ионов в диффузном слое. Это увеличивает движущие силы миграции за счет осмотической составляющей. При дальнейшем увеличении концентрации солей в поровом растворе наблюдается уменьшение миграционного потока влаги.

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 $1.2*10^{-6}$ и $2.7*10^{-6}$ г/кв.см*с, что в 2 раза в суглинке и 2.5 раза в глине ниже, чем в незасоленных образцах. В промерзающей каолинитовой глине при засолении ее 0.05н 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 (Ершов и др., 1992). Наши экспериментальные данные также свидетельствуют об уменьшении перераспределения влаги в промерзающем морском суглинке при увеличении засоленности.

Таким образом, в промерзающих глинистых породах миграционное льдонакопление в целом уменьшается с ростом засоленности (рис. 53). Однако при небольших концентрациях порового раствора может происходить его увеличение, вероятно, за счет осмотической составляющей потока влаги. С увеличением содержания электролитов в воде ионы диффузного слоя грунтовых мицелл гидратируются в меньшей степени, становится меньше связанной воды и тоньше ее пленка, поэтому ослабевает миграционный поток влаги к фронту промерзания. Составляющая пучения, обусловленная усадкой h_{yc}, также должна зависеть от концентрации ионов порового раствора, т.к. последняя изменяет содержание связанной воды. Чем больше засоленность, тем меньше связанной воды и соответственно меньше усадка (Грунтоведение, 1973).

В целом засоление пород приводит, как правило, к уменьшению пучения при промерзании. Экспериментальные исследования различных дисперсных пород полуострова Ямал показали, что в основном этот вывод подтверждается. Вместе с тем возможны и изменения величины пучения в близких по составу образцах пород. По данным Г.М.Шахунянца (1988), наблюдаются случаи, когда грунт, находящейся под слоем непромерзшего засоленного грунта за счет повышенной температуропроводности последнего, промерзает на большую глубину, чем в обычных условиях. Физико-химический метод борьбы с пучением грунтов (Б.И. Далматов, В.С. Ласточкин, 1978), заключающийся в засолении, не нашел широкого применения, несмотря на эффективное снижение засолением прочности смерзания пород с фундаментом. Так, работы ПечорНИПИпроекта под руководством И.В. Бойко (1962) показали, что засоление основания столбчатых фундаментов ограды телецентра солями хлористого кальция и магния ликвидировало пучение пылеватых суглинков. Однако, соли быстро вымываются из грунта (В.А. Черкашин, 1961; и др.) и пучение может возникать снова.

Максимальные величины пучения формируются при некотором определенном соотношении скорости промерзания и градиента температуры (Ершов,

1979). Про градиенте температуре 6-10 град/м и скорости промерзания менее 0.0001 м/час пучение может быть высоким даже в слабопучинистых грунтах.

Увеличение глубины промерзания засоленного, в общем малопучинистого песка до 2 м на морской косе вблизи п.Амдерма привело к небольшим деформациям здания лаборатории аэропорта. Трещины регулярно появляются осенью, в течение сентября - декабря и частично закрываются в течение летнего периода. 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. Таким образом, исследование пучения промерзающих пород, в том числе засоленных, и разработка методов борьбы с ним продолжает оставаться актуальной задачей.

8.8. КОРРОЗИОННЫЕ СВОЙСТВА

Коррозия металлов в грунтах в основном является электрохимической (Грунтоведение, 1973). 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 величин стандартных электродных потенциалов. Каждый член этого ряда, стоящий выше, обладает более отрицательным потенциалом, чем его сосед, расположенный 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. Очень важную роль выполняет кислород, проникающий через грунт к металлам. По-видимому, наиболее важными факторами подземной коррозии металлов являются следующие: содержание влаги в грунте и ее **pH**, электропроводность грунта, воздухопроводимость породы, а также электродный потенциал металла в контакте с породой (Ахумов и др., 1972).

Для того, чтобы образовался электрический элемент и началась коррозия, отнюдь не обязательно наличие двух разных металлов, находящихся рядом. 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 (Хорн, 1972). Как в большинстве 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 (Грунтоведение, 1973). В связи с этим очень большое значение имеет величина электрического сопротивления во внешней цепи, т.е. грунта, которое во многих случаях является контролирующим фактором коррозии. Поэтому в настоящее время 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 (А/кв.см). Кроме скорости удельной потери массы, а также плотности тока, ее можно измерять скоростью увеличения глубины раковин (шитингов) на поверхности металла.

В соответствии с действующим ГОСТом 9.602-89 коррозионная активность грунта по отношению к стали характеризуется значениями удельного электрического сопротивления породы, определяемого в полевых и лабораторных условиях, и средней плотностью катодного тока при смещении потенциала на 100 мВ ниже (отрицательной) потенциала коррозии стали в грунте. Степень коррозионной активности оценивается следующим образом. Низкой считается активность при удельном электрическом сопротивлении 50 Омм, средней плотности катодного тока до 0.05 А/м^2 при потере массы до 1 грамма в сутки, а высокой - более 2 грамм при сопротивлении до 20 Омм и плотности тока 0.20 А/м^2.

Необходимо иметь в виду, что коррозия не полностью определяется величиной удельного электрического сопротивления. На коррозию влияет скорость притока кислорода, движение раствора, его химический состав и т.д.

Исследования засоленных мерзлых грунтов Ю.Д.Зыкова, О.К. Червинской, А.Г. Красовского, Е.А. Мозгановой в последние годы 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°С 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 засолен-

ности 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°С 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% (Зыков и др., 1992). Если сравнивать 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.

Металлические приборы для проведения механических испытаний засоленных грунтов в подземной лаборатории Амдерминской мерзлотной станции при отрицательной температуре активно корродируют. Например, одометры после двух-трех месяцев испытаний необходимо поднимать на поверхность и очищать от ржавчины.

В целом коррозионная активность мерзлых засоленных грунтов изучена недостаточно. Имеются общие представления о характере ее изменения с ростом засоления мерзлых пород, а также единичные экспериментальные данные.

Таким образом, температуры замерзания и фазовый состав влаги засоленных мерзлых грунтов зависят от степени засоления, состава солей порового раствора и других факторов, которые, в свою очередь, определяются генетическим типом засоления. Доказано экспериментально, что эти грунты имеют особые электрокинетические и другие физические свойства, указывающие на положение засоленных мерзлых грунтов по их свойствам между мерзлыми и немерзлыми грунтами.

ГЛАВА 9. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ И РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ

9.1. ДЕФОРМИРОВАНИЕ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

Исследованиями установлено, что основные закономерности деформирования засоленных мерзлых грунтов частично соответствуют зависимостям, установленным для незасоленных мерзлых грунтов, однако есть и существенные отличия. На рис. 55 представлены кривые ползучести при одноосном сжатии различных засоленных мерзлых грунтов: песка, супеси и суглинка.

Для песка при всех значениях засоленности ($\mathbf{D_{sal}}$=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 происходил при деформации 4 - 7%, а в стадию прогрессирующего течения - при 8 - 11%. На кривых ползучести мерзлой засоленной супеси (при $\mathbf{D_{sal}}$=0.09; 0.2%; и **W**=0.36-0.40) стадии деформирования в исследованном интервале температур -2 ÷ -4°С не выделяются: наблюдается затухающая ползучесть до величины деформации 20% и более. Аналогично происходит деформирование мерзлого суглинка в интервале засоленностей $\mathbf{D_{sal}}$=0.5-1.0% в том же интервале температур.

Этой особенностью засоленные мерзлые породы отличаются не только от незасоленных пород, где, как правило, наблюдаются все три стадии деформирования, но и от сильнольдистых, где преобладает течение с постоянной скоростью. Это может быть связано с особым строением засоленных мерзлых пород. 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.

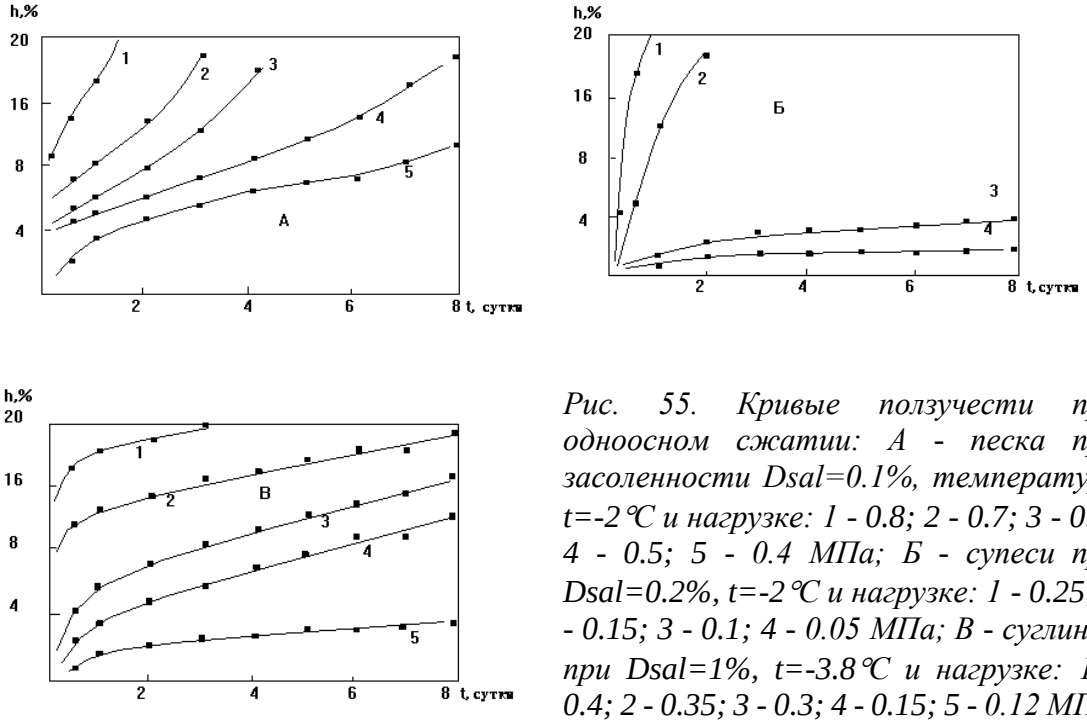


Рис. 55. Кривые ползучести при одноосном сжатии: А - песка при засоленности Dsal=0.1%, температуре t=-2℃ и нагрузке: 1 - 0.8; 2 - 0.7; 3 - 0.6; 4 - 0.5; 5 - 0.4 МПа; Б - супеси при Dsal=0.2%, t=-2℃ и нагрузке: 1 - 0.25; 2 - 0.15; 3 - 0.1; 4 - 0.05 МПа; В - суглинка при Dsal=1%, t=-3.8℃ и нагрузке: 1 - 0.4; 2 - 0.35; 3 - 0.3; 4 - 0.15; 5 - 0.12 МПа.

Нами исследовались возможности аппроксимации полученных кривых деформирования в экспериментах, продолжительность которых составляла от нескольких суток до нескольких недель, с помощью различных уравнений. В частности, степенная зависимость, соответствующая так называемой теории старения, использовалась в следующем виде:

$$\sigma = A(t)\varepsilon^m = \xi t^{-\alpha}\varepsilon^m \qquad (1),$$

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(σ) - ln(ε)**, не являются прямыми

линиями с постоянным наклоном, как следовало бы ожидать в соответствии с уравнением (1). Эти кривые имеют переломы 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 $\mathbf{D_{sal}}$=0.5%, **W**=0.35; **t**=4°C значения **m** изменяются от 0.15 до 0.45. Величины **u** и **a**, определенные на различных участках кривых, значительно отличаются друг от друга, а также от их среднего значения (табл. 19).

Таблица 19. Деформационные свойства засоленных мерзлых пород при одноосном сжатии

.

Грунт	Место отбора	T, °C	Засоленность, D_{sol}, %	Влажность / Плотность, г/см^3	ξ, кг*час	m	α
Песок	р.Се-Яха	-2	0.2	0.26 / 1.87	32	0.8	0.3
			0.5	0.30 / 1.71	9	0.8	0.3
				0.50 / 1.49	4.6	0.8	0.4
				0.70 / 1.39	12	0.8	0.4
Песок	р.Еркута-Яха	-2	0.03	0.26 / 1.85	95	0.5	0.3
Супесь	р.Еркута-Яха	-2	0.2	0.36 / 1.79	7	0.4	0.1
			0.5	0.36 / 1.79	5.8	0.6	0.3
Суглинок	Междуречье р.Се-Яха и р.Морды-Яха (салехардские отложения)	-1	0.2	0.46 / 1.65	36	0.6	0.3
		-2	0.2	0.46 / 1.65	12	0.3	0.1
		-3	0.2	0.46 / 1.65	16	0.3	0.08
			0.5	0.46 / 1.65	8	0.3	0.08
			1.5	0.46	10	0.3	0.16

				1.67			
				0.70 1.51	8.5	0.4	0.14
		-6	0.5	0.46 1.62	24	0.3	0.07
			1.5	0.54 1.68	31	0.5	0.2

Коэффициент упрочнения **m** изменяется от 0.22 до 0.71 для мерзлых засоленных песков и супесей 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 и изменения на микроуровне характера механических процессов по мере деформирования.

Аппроксимация кривых ползучести засоленных мерзлых грунтов выражением (1) в некоторых случаях не вполне удовлетворительна. Изменения параметров **a**, **u** и **m** 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, а структурные связи, очевидно, разделяются на два главных типа: льдоцементационные, обусловленные присутствием ледяных включений и связями "лед-минеральная частица", и водно-коагуляционные, обусловленные гидратными оболочками вокруг частиц (табл. 20). Первые отличаются значительно большей прочностью, возможно, некоторой упругостью, однако необратимо разрушаются во времени уже при небольших деформациях и больше характерны для песков. Вторые, напротив, легко нарушаются, но способны к восстановлению, эластичны и преобладают в глинистых грунтах; связанные с ними деформации Н.Я. Денисов предложил называть структурно-адсорбционными.

Таблица 20. Основные структурные связи в засоленных мерзлых породах

Свойства	Льдоцементационные	Водно-коагуляционные
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

Вероятно, поэтому для засоленных глинистых мерзлых пород не наступает течения даже с постоянной скоростью: при деформировании грунт уплотняется в основном за счет немерзлых прослоев, частицы сближаются, сохраняя неразрушенными ледяные включения, и в целом происходит его упрочнение. Такие явления наблюдаются и в немерзлых грунтах (Ломтадзе, 1984 и другие), однако в них сами деформации затухающей ползучести обычно не столь велики. В целом характер деформаций будет определяться, по видимости, соотношением льдоцементационных и водно-коагуляционных связей в породе.

Из экспериментов вытекает важное методическое требование к испытаниям для определения этих деформационных характеристик, касающееся длительности этих испытаний. Опыты должны продолжаться не менее 2-3 суток, при меньшей продолжительности результаты оказываются непригодными для прогноза деформаций оснований зданий и сооружений.

В литературе имеется указание на то, что для сильнольдистых грунтов точки перегиба кривых $\ln(\sigma) - \ln(\varepsilon)$ связаны с так называемыми пределами ползучести. При этом выделяются две характерные точки перегиба - первая отвечает пределу затухающей ползучести, а вторая - пределу линейной ползучести. Таким образом, изменение характера деформирования, зафиксированное в изменениях величин ξ, m и α, выражено и на собственно кривых ползучести $\varepsilon(t)$, перегибы на которых и являются этими пределами. В засоленных мерзлых грунтах этого не наблюдается.

На процесс деформирования оказывают влияние такие факторы, как локальные фазовые переходы, миграция влаги, изменение положения грунтовых частиц и другие процессы, роль которых еще предстоит выяснить количественно. Несмотря на то, что этот вопрос является слабо разработанным на уровне модели, в последнее время удалось (Брушков, Власов, Мерзляков и Талонов, 1996), в частности, получить решение для количественного описания влияния локальных фазовых переходов на деформируемость пластично-мерзлых грунтов.

В качестве модели грунта рассмотрим безграничное упругое пространство с коэффициентами Ламе λ, μ и объемным коэффициентом температурного расширения α, содержащее сферическое включение радиусом R из изотропного материала, характеризуемого упругими модулями λ_1, μ_1 и объемным коэффициентом температурного расширения α_1. Под действием внешнего поля напряжений, характеризуемого тензором σ^0_{ij} (i, j=1,2,3), в окрестности включений возникает неоднородное поле напряжений, которое

определяется следующим выражением (без учета проскальзывания по контакту):

$$\sigma_{ij}=\sigma^{0}_{ij}+F_{ij}\,T+W_{ij},$$

где компоненты тензоров F_{ij} и W_{ij} определяются выражениями, которые получаются из известных в механике сплошной среды с учетом принятых допущений. 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 сложные процессы в мерзлых породах при деформировании, является актуальной будущей задачей.

9.2. КОМПРЕССИОННАЯ СЖИМАЕМОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Как показано С.С.Вяловым (1953), а затем А.Г. Бродской (1962), мерзлые породы отличаются значительной сжимаемостью. Суммарный коэффициент сжимаемости мерзлых пород можно представить в виде (Э.Д.Ершов и др., 1987):

$$A_0 = Ay + An + A\phi + Aw$$

где **Ау, Ап, Аф, Aw** - частные коэффициенты относительной сжимаемости мерзлых пород за счет соответственно упругого сжатия, закрытия пор и дефектов, фазового перехода льда в незамерзшую воду и оттока незамерзшей воды.

На компрессионной кривой Н.А.Цытович (1973) предлагает выделять 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% (Цытович, 1973).

Величина **Ау**, вероятно, изменяется от 0.006 для песков до 0.015 $МПа^{-1}$ для глин (Ершов и др., 1987), если судить по результатам испытаний при низких температурах.

Величина **Ап,** главным образом, зависит от количества свободных пор в мерзлой породе и становится особенно заметной при влажности, меньшей

полного водонасыщения. Но и при полном водонасыщении количество свободных пор может составлять, вероятно, до 5% и более по объему породы.

Величина **Аф** определяется сдвигом фазового равновесия на границе “лед - незамерзшая вода “ при увеличении общего давления в мерзлой породе, а также постепенным переходом льда в незамерзшую воду по мере ее оттока из рассматриваемого 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/см^2 способна понизить температуру замерзания на 0.07°С. При условии свободного стока воды термодинамический анализ показывает, что понижение будет почти в 10 раз больше, т.е. на 0.7°С. Если принять во внимание возможную концентрацию напряжений на контактах частиц, понижение может, вероятно, быть больше на порядок и более. Это соответствует некоторым опубликованным в литературе данным (Н.А.Цытович, 1973 и др.). По О.А.Кондаковой (1985), изменение содержания незамерзшей воды в мерзлых породах при их нагружении возрастает с увеличением дисперсности пород и от монтмориллонитовой к каолинитовой глине. Так, при температуре -1.5°С и давлении 0.3 МПа значение **Аф** для каолинитовой глины составило 0.03 МПа$^{-1}$, а для монтмориллонитовой - лишь 0.008 МПа$^{-1}$. Для песчаных и супесчаных грунтов величина **Аф** незначительна.

По данным Э.Д.Ершова и др. (1987), частная составляющая **Aw** играет основную роль в сжимаемости высокотемпературных тонкодисперсных влагонасыщенных мерзлых пород и поэтому требует особого рассмотрения. При преодолении структурной прочности мерзлых пород внешняя нагрузка передается на воду, которая начинает фильтроваться на свободных концах образца, а распределение давления в поровой влаге принимает характерный параболический вид. Однако если в талых грунтах по мере компрессии давление начинает выравниваться по высоте образца, уменьшается и приближается к величине давления набухания, то в мерзлых грунтах этот процесс происходит несколько иначе.

В мерзлых грунтах параболическое распределение давлений и движение воды продолжается долго. Этому способствует наличие льда в породе, который, в силу необходимости поддержания фазового равновесия переходит в воду и восполняет то ее количество, которое фильтруется к границам образца (Ершов и др., 1987). По существу, величина **Aw** в значительной мере должна определяться проводимостью незамерзших прослоев влаги. Льдонасыщенность и особенно ледяные шлиры препятствуют движению влаги. Так, массивная криогенная текстура каолина в экспериментах О.А. Кондаковой (1984) не нарушала непрерывность в нем жидкой фазы, а поэтому не препятствовала

оттоку незамерзшей воды, в результате которого грунт при компрессии потерял значительное количество влаги (24% от исходного количества). Напротив, ячеистая криогенная текстура бентонита изолировала отдельные части минерального скелета друг от друга, локализовав в них незамерзшую воду, в результате при аналогичных условиях компрессии бентонит потерял лишь 8% исходной влажности.

По данным О.А.Кондаковой (1984), мерзлые породы различного *минерального состава* по сжимаемости могут быть расположены в следующий ряд: монтмориллонитовая глина > полиминеральная глина > каолин > супесь > песок. Монтмориллонитовая глина имеет большую льдистость, а также большую свободную пористость и содержание незамерзшей воды. Поэтому здесь в высокой степени развиты процессы закрытия пор, смещения минеральных агрегатов и ледяных кристаллов по жидким пленкам.

О.А.Кондаковой (1984) было также установлено, что засоленность мерзлых пород увеличивает их сжимаемость вследствие возрастания фильтрационно-миграционных процессов за счет увеличения толщины водных пленок. При этом период фильтрационной стадии консолидации значительно уменьшается, например, с увеличением засоленности полиминеральной глины от 0.7 до 1.7%. Сильнее засоленность влияла на глинистые породы, чем на песчаные. Кроме того, было установлено, что сжимаемость мерзлых пород, засоленных хлоридом натрия больше, чем засоленных карбонатом натрия. По результатам экспериментов А.Г.Бродской, с увеличением льдистости сжимаемость мерзлых пород повышается, т.к. увеличение льдистости сопровождается увеличением содержания пустых пор, воздуха и дефектов. Исследованиями Н.А.Цытовича (1973) и других установлено, что величина льдистости неоднозначно влияет на деформируемость при компрессии, приводя сначала к уменьшению (при льдистости менее 0.15), а затем повышению сжимаемости.

Проведенные нами исследования позволили установить, что засоленные мерзлые породы обладают значительной сжимаемостью. Коэффициент сжимаемости во всем диапазоне засоленностей (от 0.05 до 1.5%) и температур (-2 ÷ -4°С) выше значения 0.001 $см^2/кг$, которое является критерием пластичномерзлого состояния пород (СНиП 2.02.04-88). В свое время Ю.Я.Велли (1973) 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 $кг/см^2$ 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.Вялова (1973), осадка незасоленного суглинка при

той же нагрузке и температуре 1°С составляет всего 0.01, т.е. почти на порядок меньше.

Необходимо отметить здесь некоторые методические особенности экспериментов, обусловленные особыми свойствами мерзлых засоленных грунтов. Мы использовали стандартные дырчатые штампы. Вероятно, в будущих опытах их следует заменить сплошными. Все зазоры в одометрах должны быть минимальны. Это вытекает из установленного факта сильного выноса солей по водным пленкам, оставляющего белый солевой налет на поверхности металлических частей одометра после опыта. Необходимо учитывать исключительную продолжительность экспериментов - до 4-х 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. 56). Таким образом, структурная прочность (Цытович, 1973) у мерзлых засоленных пород, по-видимому, очень мала. У суглинков и частично у супесей выделяется участок интенсивного деформирования - уплотнения и структурно-необратимых деформаций, а также участок затухания деформации, упрочнения грунта.

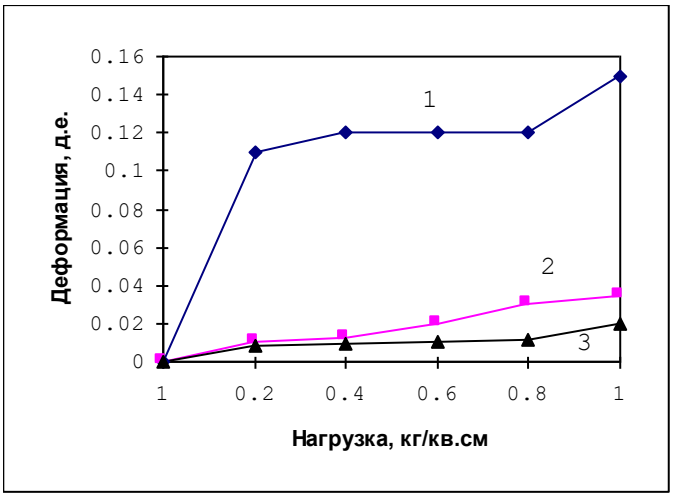


Рис. 56. Зависимость стабилизированных деформаций от нагрузки при компрессионных испытаниях: 1 - суглинок (оз.Тибей-То) при θ= -2°С; D_{sal} = 1.0%; W=46%; одностороннее промораживание образцов; 2 - супесь (п.Бованенково) при θ= -3°С; D_{sal}=0.5%; W=35%; 3 - песок (р.Еркута-Яха) при θ= -3°С; D_{sal}=0.5%; W=24%.

Как известно, эффективное давление увеличивается с возрастом породы (Ломтадзе, 1984) в результате ее диагенеза. Отсутствие эффективного давления указывает на недоуплотненное состояние породы, недостигнутое состояние равновесия. В случае засоленных мерзлых грунтов недоуплотненное состояние обусловлено, вероятно, в первую очередь возникновением льдоцементационных связей, препятствующих консолидации породы.

На некоторых кривых (рис. 56, кривая 1) выделяется еще один - третий (по Н.А.Цытовичу, 1973 - четвертый) участок нарастающих деформаций при больших нагрузках - 10-12 кг/см^2. Природа этих деформаций связана, вероятно, с выдавливанием грунта и льда через дырчатый штамп одометра. В практике такие нагрузки, правда, встречаются редко. Для засоленных песков и некоторой части супесей ни участок структурно-необратимых деформаций, ни участок уплотнения на компрессионных кривых не выделяются - кривые близки к прямой, что связано, по-видимому, с равномерным во 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 засоленного суглинка влажность за время компрессионного опыта изменилась при -2°С 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 (табл. 21). Соли содержатся в засоленном мерзлом грунте главным образом в незамерзших жидких водных пленках, поэтому в результате течения жидких пленок в процессе компрессионного воздействия вместе с поровым раствором из образцов выносятся практически все соли. По-видимому, это весьма эффективный механизм опреснения засоленных мерзлых пород.

Для оценки деформационного поведения различных мерзлых засоленных пород нами использовались компрессионные модули деформации при различных нагрузках уплотнения, а также относительные коэффициенты устойчивости при компрессии. Коэффициенты устойчивости **К** определялись нами в данном случае отношением (**Ко)** компрессионного модуля уже уплотненного грунта при **G** = 1.0 МПа к начальному модулю при **G** = 0.2 МПа, а дальше пересчитывались по формуле **К= 1 - 1/Ко**. Он отражает степень уплотнения, упрочнения породы, повышения ее несущей способности в процессе компрессионного сжатия. Наоборот, уменьшение коэффициента устойчивости свидетельствует о разупрочнении, разрушении структуры породы при компрессии.

Закономерность изменения сжимаемости мерзлых засоленных грунтов в зависимости от их *дисперсности* (рис. 57) 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% едва заметно.

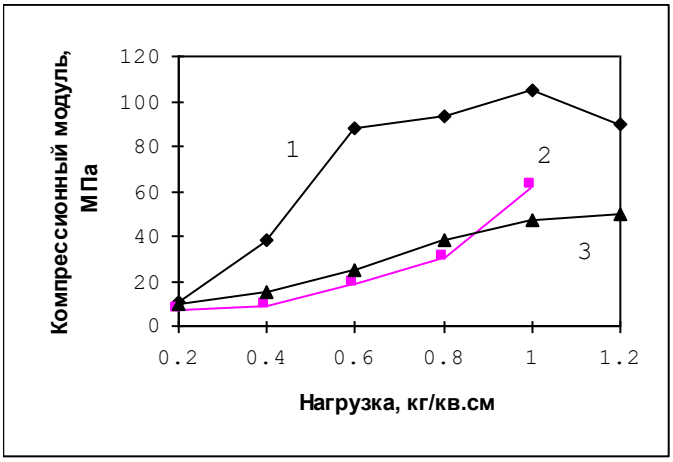
Поэтому сравнение грунтов различной дисперсности - песка, супеси и суглинка при одном значении засоления - 0.5% - приводит к результату, когда сжимаемость супеси и суглинка близка, а песка - заметно меньше. При меньшей засоленности суглинок, вероятно, обладал бы большей сжимаемостью, чем супесь.

Деформируемость при компрессионном сжатии постепенно, по мере увеличения *плотности* и уменьшения *пористости*, естественно, уменьшается с ростом нагрузок, за исключением очень больших (1.2 МПа), когда вероятно выдавливание грунта через дырчатый штамп (рис. 56 и другие).

Таблица 21. Изменение характеристик образцов мерзлого суглинка (оз.Тибей-То) с односторонним промораживанием при засоленности D_{sal}*=1% и температуре* θ*=-2°С в процессе компрессионных испытаний.*

N образца	Время определения	Влажность **W**, д.е.	Плотность **ρ**, г/см^3	Засоленность D_{sal}, %	Пористость **n**, д.е.	Степень влажности **G**, д.е.
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

Рис. 57. Компрессионные модули грунтов различной дисперсности в зависимости от нагрузки при θ*= -3°С;* D_{sal}*=0.5%: 1 - песок; 2 - супесь; 3 - суглинок*



Сравнение коэффициентов устойчивости в этих условиях более интересно. Коэффициенты устойчивости увеличиваются в ряду: суглинок - супесь - песок, что свидетельствует о большем упрочнении песчаных пород при компрессии, меньшей пластичности и текучести под нагрузкой.

Увеличение *засоленности* мерзлых пород приводит к увеличению сжимаемости (рис. 58), особенно в области больших нагрузок, когда частицы породы сильнее прижаты друг к другу и особенно велика роль толстых жидких водных пленок. Увеличение коэффициента устойчивости при засолении, возможно, связано с большими возможностями уплотнения, но проявляется не во всех породах.

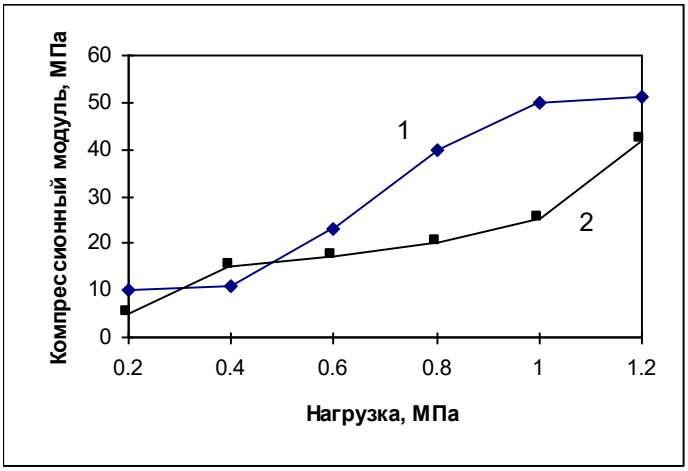


Рис. 58. Компрессионные модули суглинков с различной засоленностью в зависимости от нагрузки при θ= -3 °C: 1 - D_{sal}=0.5%; 2 - D_{sal}=1.5%

Влияние *льдистости* на сжимаемость засоленных мерзлых пород было изучено нами на примере суглинка. Полученный нами результат не отличается от известной для незасоленных мерзлых пород закономерностей увеличения сжимаемости с ростом льдистости. В экспериментах (рис. 59) с суглинком со значительным засолением (засоленность 1.5%) увеличение начальной влажности приводило к заметному снижению модулей деформации, но только при больших нагрузках, когда сказывалось 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 шлиров для течения жидких прослоек. Увеличение пустотности и дефектности при увеличении льдистости компенсируется, таким образом, разобщенностью жидких пленок, которые в условиях большого засоления играют важнейшую роль в сжимаемости мерзлой породы.

Необходимо отметить также снижение коэффициента устойчивости с ростом льдистости, что объясняется, вероятно, меньшим уплотнением в льдистых породах скелета породы, минеральных частиц, которые обеспечивали бы возрастание прочности.

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 2 серии - с засоленностью 1.0%, причем одна серия - при всестороннем промораживании при -4°С, другая - при одностороннем промораживании при той же температуре -4°С. Образцы с односторонним промораживанием отличались большей плотностью (1.65 г/см^3), степенью водонасыщения **G** (0.88), чем образцы со всесторонним промораживанием (**P**=1.60 г/см^3; **G**=0.85), а также ориентированными параллельно плоскости, перпендикулярной уплотняющей нагрузке, мелкими ледяными шлирами.

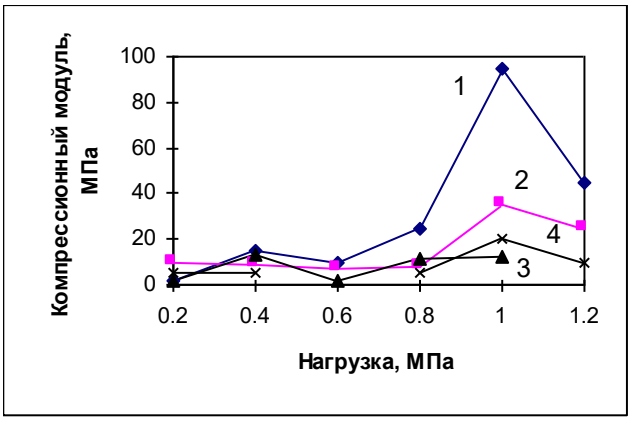


Рис. 59. Компрессионные модули суглинка с различной влажностью в зависимости от нагрузки при θ= -3°С и D_{sal}=1.5%: 1 - W=36%; 2 - W=53%; 3 - W=61%; 4 - W=70%

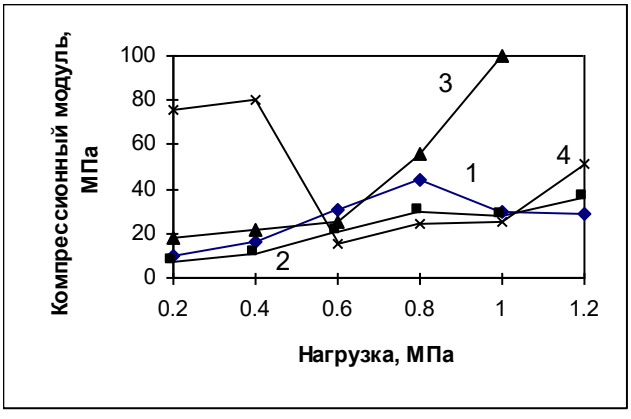


Рис. 60. Компрессионные модули супеси с различным химическим составом засоления в зависимости от нагрузки при θ = -3°С и D_{sal} = 0.5%: 1 - NaCl; 2 - $CaCl_2$; 3 - $MgCl_2$; 4 - Na_2SO_4

Следовало, вероятно, ожидать увеличения компрессионных модулей во всем диапазоне нагрузок у односторонне промерзавших образцов как за счет их большей плотности, степени водонасыщения, так и за счет препятствования потоку незамерзшей воды ориентированными перпендикулярно ему ледяными шлирами. Однако это происходит только при нагрузке 0.6, 0.8 и 1.2 МПа при засоленности 0.5% и при 0.8 МПа при засоленности 1%. 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. По-видимому, эффект влияния ориентировки шлиров и небольших изменений начальной плотности выражен незначительно.

Исследования влияния *состава солей* показали, что наибольшей сжимаемостью отличаются образцы, насыщенные солями **NaCl** и **$CaCl_2$** (рис. 60). Как известно, ион **Na^+** (в сравнении с другими ионами) увеличивает содержание незамерзшей воды в мерзлых породах (Ершов и др., 1987). 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 (Р.Хорн, 1972). Следовательно, фильтрационная составляющая сжимаемости может уменьшаться, уменьшая и общую сжимаемость. Суглинок с раствором сульфата натрия характеризуется наибольшими модулями деформации, т.к. значительно меньше влияет на содержание незамерзшей воды. Однако при нагрузках 0.6 - 1.0 МПа наблюдается резкое снижение модуля деформации мерзлого суглинка, насыщенного сульфатом натрия до величин, соответствующих хлоридному засолению. По-видимому, при этом преодолевается структурная прочность породы, в целом не характерная для засоленных мерзлых пород морского типа. Вероятно, структурная прочность имеет место при сульфатном засолении и составляет величину около 0.4 МПа, что в целом согласуется с данными Н.А.Цытовича (1973). При дальнейшем возрастании нагрузки до 1.0-1.2 МПа происходит уплотнение и упрочнение породы, модуль деформации снова увеличивается до 60 МПа. Данные И.В.Шейкина свидетельствуют о том, что раствор **$CaCl_2$** имеет несколько более низкие температуры замерзания, чем даже **NaCl**. Вероятно, поэтому кривая зависимости модуль деформации - нагрузка для насыщенной раствором

хлористого кальция супеси находится в основном ниже соответствующей кривой для **NaCl** - супеси.

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, т.к. в зависимости от категории породы либо проводят, либо не проводят расчеты устойчивости сооружений по деформациям. В.И. Аксенов неоднократно высказывался 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 $см^2$/кг, т.е. 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.

9.3. ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ПРИ ВДАВЛИВАНИИ ШАРИКОВОГО ШТАМПА

Настоящий параграф включен в главу 8, несмотря на то, что определяемое шариковым штампом эквивалентное сцепление относится к характеристикам прочности, а не деформируемости. Однако, как показано в главе 11, собственно прочность является достаточно условной характеристикой для засоленных мерзлых пород. Как правило, они разрушаются в результате пластично-вязкого течения, без нарушения сплошности или проявлении 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 во 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 под заданной нагрузкой 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, ее устойчивости. Широкое использование этой характеристики обусловлено сравнительной простотой приборов и определений.

В соответствии со строгим решением теории пластичности (Ишлинский, 1944) для идеально связанных неупрочняющихся тел отношение твердости (прочности) к напряжению при пределе текучести можно принять за постоянную величину, а сцепление мерзлых пород **Сэкв** тогда, как показано П.А.Цытовичем (1954), определяется выражением:

$$Сэкв=0.18P/\pi*D*S_t$$

где **P** - нагрузка на шариковый штамп; **D** - диаметр шарикового штампа; S_t - величина осадки штампа. По мнению Н.А.Цытовича (1973), величину эквивалентного сцепления, определяемую шариковым штампом таким образом, следует считать комплексной характеристикой сил связности пластичных грунтов, причем, как показано С.С.Вяловым (1959), влиянием диаметра штампа и величиной нагрузки часто можно пренебречь и считать эквивалентное сцепление независящим от них. Определяют мгновенное эквивалентное сцепление (при времени вдавливания штампа 10-15 сек), восьмичасовое **Сэкв** (наиболее часто определяемая характеристика) и длительное **Сэкв**.

Экспериментальная практика (Аксенов, Брушков, 1993) 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 температуры. Важным является недопущение выпора, что ограничивается конечной осадкой, которая не должна превышать 0.1 диаметра штампа. За критерий стабилизации при определении длительного эквивалентного сцепления **Сэкв** 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 интенсивности снижения прочности грунтов принято соотношение восьмичасового сцепления к длительному, имеющее приблизительно постоянную величину около 0.75 для незасоленных мерзлых грунтов.

Для засоленных мерзлых грунтов, по данным некоторых исследователей (Аксенов, 1977), величина эквивалентного сцепления должна определяться с учетом корректировки перечисленных критериев. В частности, рекомендуется применять другой критерий стабилизации: 0.005м 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 иным и составляет: 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 мин: ***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 определениях физико-механических свойств разброса их значений, в том числе для грунтов естественного сложения - монолитов.

Деформируемость при вдавливании шарикового штампа увеличивается при повышении *температуры* (Аксенов, 1977; Аксенов, Брушков, 1993).

На примере супеси (р. Се-Яха) нами было изучено влияние *засоленности* при -3°С. 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. 61 - 64), 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 (Велли, 1973). Осадки штампа несколько выше при уменьшении *дисперсности* при одинаковой засоленности, однако эта зависимость выражена нечетко (рис. 61). На рис. 61 виден также значительный разброс экспериментальных значений эквивалентного сцепления в различных образцах при близких значениях засоленности. Это подтверждает точку зрения о том, что использование единичных образцов естественного сложения для изучения зависимости какого-либо их параметра от засоленности, влажности и т.д. может привести к ошибочным результатам.

Даже для искусственно приготовленных образцов разброс нередко был столь значителен, что для 10 и более определений показатель точности, например, оставался около 0.3 (табл. 22), а коэффициент вариации - 0.39.

Влияние *криогенного строения* исследовалось на примере образцов суглинка (оз.Тюрин-То) при температуре -3°С. Различная сетчатая криогенная текстура образцов была получена методом одностороннего промораживания при различном темпе охлаждения. Сравнивались образцы с тремя видами криогенных текстур - массивной, сетчатой со шлирами 0.1-0.5 мм и сетчатой со шлирами до 2 мм.

Изучению влияния криогенных текстур на механические свойства мерзлых пород посвящено сравнительно мало работ. Впервые на такое влияние было обращено внимание еще в 30-е годы М.И. Сумгиным и Н.А.Цытовичем. В 1956 году Н.К.Пекарская испытывала на сдвиг и одноосное сжатие

многолетнемерзлые суглинистые 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 прослоями. При анализе полученных результатов длительных экспериментов Н.К.Пекарская 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.

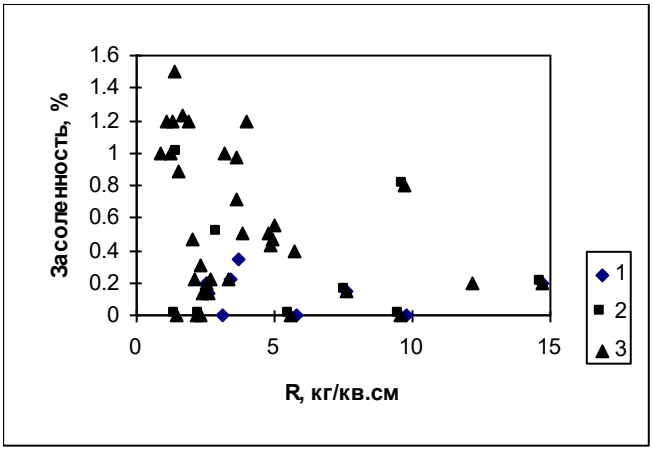


Рис. 61. Зависимость прочности (R), определенной по длительному эквивалентному сцеплению, от засоленности при θ = -3°С для грунтов различной дисперсности: 1 - песков; 2 - супесей; 3 - суглинков.

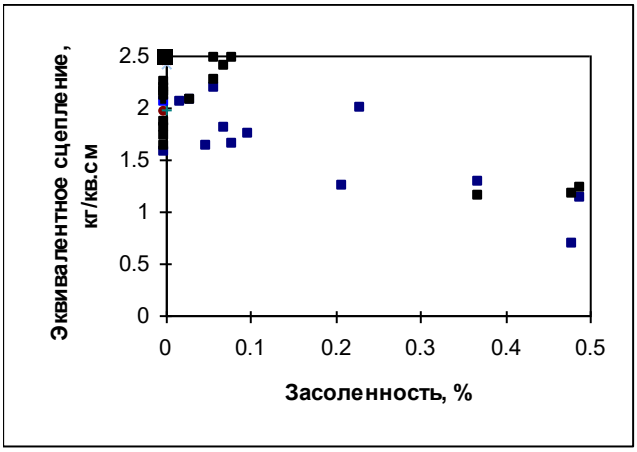


Рис. 62. Результаты исследования восьмичасового эквивалентного сцепления $C_{экв}$ в песках естественного сложения п-ова Ямал при θ = -3 °C (каждая точка - среднее из 3-х определений).

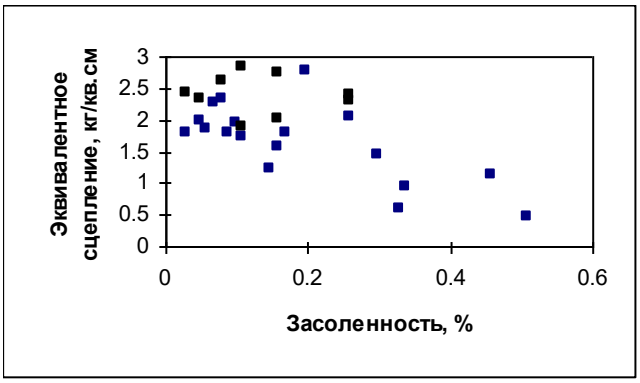


Рис. 63. Результаты исследования восьмичасового эквивалентного сцепления Сэкв в супесях естественного сложения п-ова Ямал при θ= -3 °C (каждая точка - среднее из 3-х определений).

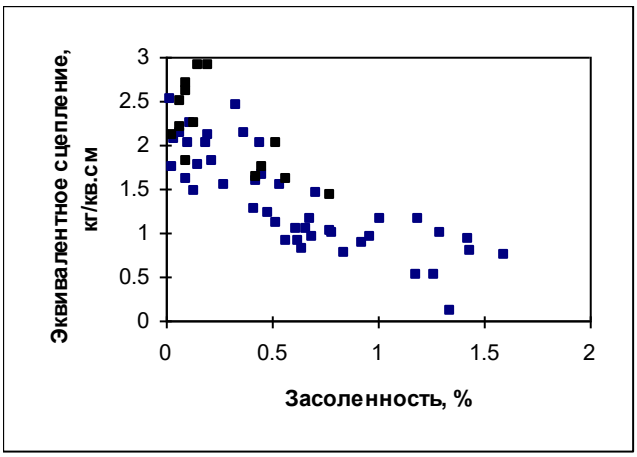


Рис. 64. Результаты исследования восьмичасового эквивалентного сцепления $C_{экв}$ в суглинках естественного сложения п-ова Ямал при θ= -3 °C (каждая точка - среднее из 3-х определений).

Эти выводы в известной мере подтвердились исследованиями З.П. Артемова. Он работал с амдерминскими грунтами (супесь, песок) нарушенного сложения, т.е. на искусственно приготовленных 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.

Автор отмечает, что пределы ползучести мерзлых грунтов слоистой криогенной текстуры оказались зависящими от толщины прослоя льда (до 4 мм влияние слоистости почти не наблюдается).

Сведения о влиянии криогенного строения на прочность засоленных пород в литературе практически отсутствуют. Наши исследования методически не выходили за рамки ГОСТ 21048-75, запрещающего применение шарикового штампа лишь при превышении ледяными прослойками толщины 2 мм - ледяные шлиры в приготовленных нами образцах не превышали этого значения.

Вместе с тем в литературе отсутствуют данные об испытаниях мерзлых пород различной текстуры шариковым штампом, поэтому изучение возможности применения метода шарикового штампа в данных условиях было одной из задач проводимого исследования.

Нами исследовались образцы с суммарной влажностью на пределе текучести 0.46 при продолжительности опытов 8 часов (краткосрочные) и до 42 суток (длительные). Каждый образец испытывался не менее 6 раз, статистическая обработка проводилась в соответствии с ГОСТ 20522-75. Штамп мог попасть и на грунтовой прослой, и на лед.

Таблица 22. Результаты испытаний грунтов п-ова Ямал шариковым штампом.

Грунт	θ, °C	D_{sa} l %	W, %	Условия опытов, засоление	C^8, кг/см^2	$C_{длит}$ кг/см^2	Коэфф. перехода	Показатель точности ρ	Коэф. вариации v	Колич. опытов
Супесь р.Се-Яха	-3	0.5	33	Мор.соль	0.63	0.48	0.73	0.06	0.16	27
		1.0	33	Мор.соль	0.24	0.18	0.74	0.12	0.21	15
Супесь п.Бованенково	-3	0.5	35	NaCl	0.69	0.48	0.69	0.28	0.39	10
				$CaCl_2$	0.81	0.47	0.58	0.11	0.15	12
				$NaSO_4$	1.79	1.46	0.81	0.32	0.15	6
Суглинок оз.Тюрин-То	-3	0.5	56	массивная криотекстура	1.12	0.54	0.48	0.05	0.06	14

				сетчатая криотек-стура, шлиры 0.1-0.5 мм	1.46	0.73	0.5	0.16	0.15	21
Суглинок салехард-ский	-3	0.5	46	мор.соль	0.79	0.39	0.49	0.13	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
				W=0.35	1.35	0.87	0.36	0.07	0.16	18
Суглинок оз.Ти-бей-То	-3	0.5	37	всесто-роннее промо-раживан. при -4°С	0.62	0.39	0.62	0.06	0.12	15
				то же при -15°С	0.91	0.56	0.61	0.05	0.11	15
				односто-роннее промора-живание при -4°С	1.09	0.64	0.59	0.21	0.20	24

Образцы с одинаковым криогенным строением объединялись в один инженерно-геологический элемент. Объединение проводилось на основании критерия Фишера:

$$F = \frac{\sigma^2}{\sigma_n^2}$$

и Стьюдента:

$$t = \frac{\left|\overline{A_1} - \overline{A_2}\right|}{\sqrt{n_1\sigma_1^2 + n_2\sigma_2^2}} * \sqrt{\frac{n_1 n_2 \left(n_1 + n_2 - 2\right)}{n_1 + n_2}}$$

Где $\mathbf{A_1}$ и $\mathbf{A_2}$ - среднеарифметические значения эквивалентного сцепления в двух образцах; $\mathbf{G_1}$ и $\mathbf{G_2}$ - соответствующие им среднеквадратические отклонения; $\mathbf{n_1}$ и $\mathbf{n_2}$ - число испытаний.

Два образца объединялись в один инженерно-геологический элемент с одинаковой криотекстурой, если одновременно выполнялись условия:

$$F < Fa \quad и \quad t < ta$$

где **Fa** и **ta** - величины, рекомендуемые ГОСТ 20522 - 75. Таким образом, выделенные элементы сравнивались между собой.

Было получено, что эквивалентное сцепление грунтов с сетчатой текстурой выше, чем у образцов с массивной и зависит от толщины ледяных включений: **Сэкв**=1.12 кг/см^2 для массивной текстуры, **Сэкв**=1.46 кг/см^2 для сетчатой криогенной текстуры с толщиной шлиров от 0.1 до 0.5 мм и **Сэкв**=1.56

кг/ см^2 для сетчатой криогенной текстуры с толщиной шлиров 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.Вялова о наличии точки пересечения кривых длительной прочности мерзлых грунтов различного криогенного строения: грунты с сетчатой текстурой остаются более прочными (**Сэкв**=0.54 кг/см^2 для массивной текстуры; **Сэкв**=0.73 кг/см^2 для сетчатой криотекстуры с толщиной шлиров 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 толщиной шлиров до 2 мм. С помощью статистической обработки установлено, что при данной температуре и засоленности все образцы с сетчатой текстурой объединяются в один инженерно-геологический элемент в соответствии с критерием:

$$\left|\bar{C} - C_i\right| \le \nu\sigma_{CM}$$

где **С** - среднее значение сцепления; **Ci** - единичное значение сцепления; **v** - статистический критерий (табулирован ГОСТ 20522-7), **Gсм** - смещенная оценка среднеквадратического отклонения характеристики. Касаясь статистических оценок эквивалентного сцепления, выполненных нами 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°С (суглинок салехардский) и -3°С (супесь, п.Бованенково), показали, что для супеси восьмичасовое эквивалентное сцепление изменяется в ряду (табл. 17): 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.

Засоление сульфатом натрия приводит к фактическим значениям прочности, которые рекомендует СНиП 2.02.04-88 для всех засоленных грунтов и которые являются завышенными по сравнению с прочностью грунтов с хлоридным типом засоления.

Объяснение высокой прочности грунта, засоленного сульфатом натрия, можно предложить следующее. Моль хлористого натрия весит около 58 г, в то время как моль сульфата натрия - около 142 г. При одинаковой засоленности количество тяжелых сульфат-ионов в поровом растворе будет в 2 раза меньше, чем хлор-ионов, соответственно изменится их влияние на содержание незамерзшей воды и прочность в целом. Более важен следующий факт. По Рингеру, 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°С (за счет увеличения концентрации рассола в результате выделения пресного льда), а затем наступает понижение концентрации сульфата натрия до температуры -22.6°С. Имеются также данные о том, что выпадение мирабилита происходит при -8.2°С (Э.Паундер, 1967). При этом для чистого раствора сульфата натрия (точнее, его криогидрата) эвтектическая точка соответствует температуре всего -1.2°С, т.е. при -3°С или даже -2°С (температуры опытов) раствор уже не должен содержать этой соли и прочность грунта должна быть повышенной.

Интересен также факт наиболее низкого длительного эквивалентного сцепления для супеси и суглинка при засолении хлористым кальцием. Моль 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 (И.В.Шейкин, 1988) - отличается именно хлористый кальций. Поэтому при одной, равновесной температуре концентрация хлористого кальция может быть меньше, чем **NaCl**. Соответственно, может быть больше количество незамерзшей воды для хлористого кальция. Ранее для мерзлых пород, насыщенных $\mathbf{CaCl_2}$, была установлена наибольшая сжимаемость, теперь фиксируется наименьшее длительное эквивалентное сцепление, вероятно, из-за несколько большего содержания незамерзшей воды и более толстых жидких прослоев.

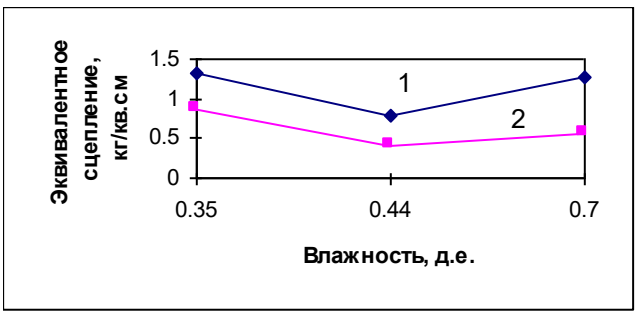


Рис. 65. Влияние влажности на эквивалентное сцепление сале-хардского суглинка при θ = -3°С; D_{sal}=0.5%: 1 - восьмичасовое эквивалентное сцепление; 2 - длительное эквивалентное сцепление.

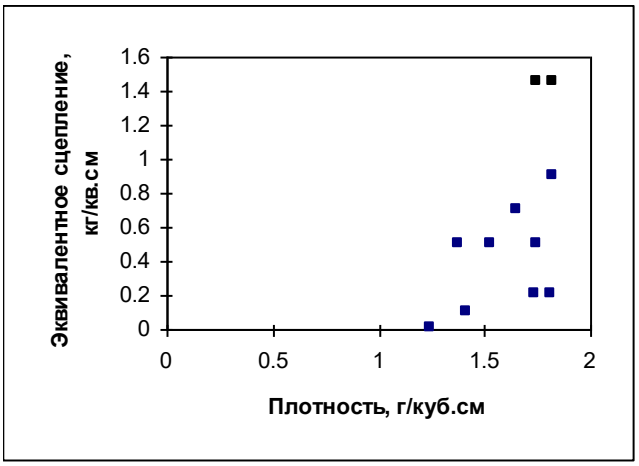


Рис. 66. Влияние плотности влажного грунта на длительное эквивалентное сцепление ($C_{экв}^{дл}$) для образцов суглинков при θ=-3 °C; D_{sal}=1.0%.

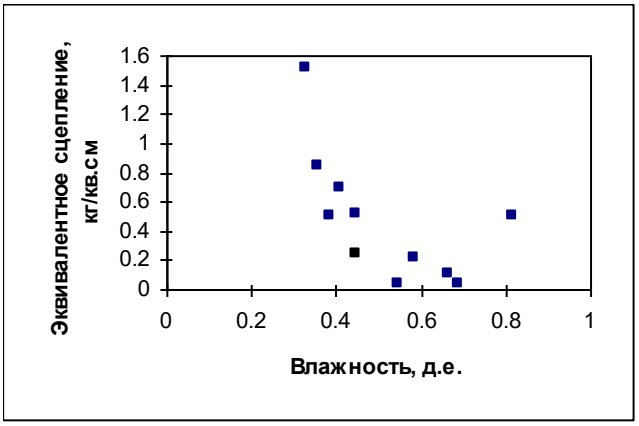


Рис. 67. Влияние влажности (W) на длительное эквивалентное сцепление ($C_{экв}^{дл}$) для образцов суглинков при θ=-3 °C; D_{sal}=1.0%.

Близкие к нашим данные получены в последнее время также Л.Т.Роман и другими (1996). По результатам экспериментов Л.Ф.Свинтицкой, восьмичасовое эквивалентное сцепление харасавэйской глины снижается при ее засолении до 0.5% различными солями в следующем ряду: **$NaHCO_3$ > Na_2SO_4 > Na_2SO_4+$NaHCO_3$ > NaCl+$NaHCO_3$ > NaCl+Na_2SO_4 > $CaCl_2$.**

Исследования влияния *льдистости* на примере салехардского суглинка при температуре -2°С и засоленности 0.5% привели к результату, отличному от известных данных Е.П.Шушериной (1970) и Н.А.Цытовича (1973). Ими для незасоленных мерзлых пород 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 незасоленных мерзлых 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 полном водонасыщении отмечается для суглинка и при одноосном сжатии. Эквивалентное сцепление для засоленных мерзлых пород имеет аналогичную зависимость от влажности (рис. 65-67).

Вероятно, 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 полного 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 (табл. 22).

Влияние *режима промораживания* образцов исследовалось нами на образцах суглинка (оз. Тибей-То) при температуре -3°С и засоленности 0.5%. Первая серия образцов при обычном режиме всестороннего промораживания при -4°С имела средние значения **Сэкв(8)**=0.62, **Сэкв(дл)**= 0.39 при показателе точности 0.05 (15 образцов); вторая, при промораживании при -15°С - более высокие значения **Сэкв(8)**=0.91; **Сэкв**=0.56 при показателе точности 0.05 (15 образцов); третья, при одностороннем промораживании при -4°С, имела наиболее высокие значения - **Сэкв(8)**= 1.09 кг/см^2, **Сэкв(дл)**=0.64 кг/см^2 при показателе точности 0.21 (24 образца).

При одностороннем промораживании происходит большая дифференциация распределения влаги в образцах, поэтому статистические характеристики значительно хуже, однако большая плотность минеральных прослоев повышает значения эквивалентного сцепления.

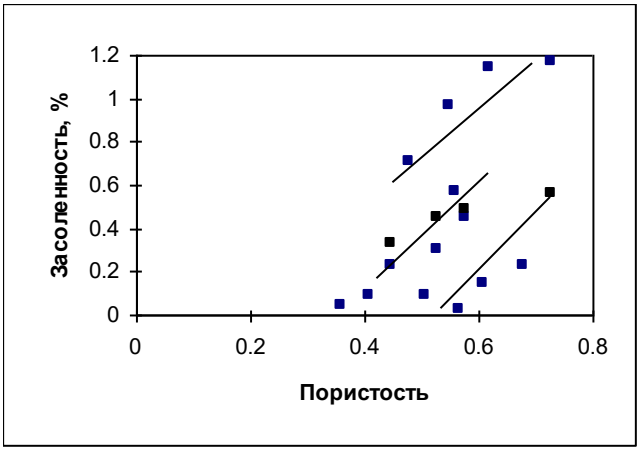


Рис. 68. Связь засоленности с пористостью для партии из 26 образцов мерзлых пород п-ова Ямал ненарушенного сложения.

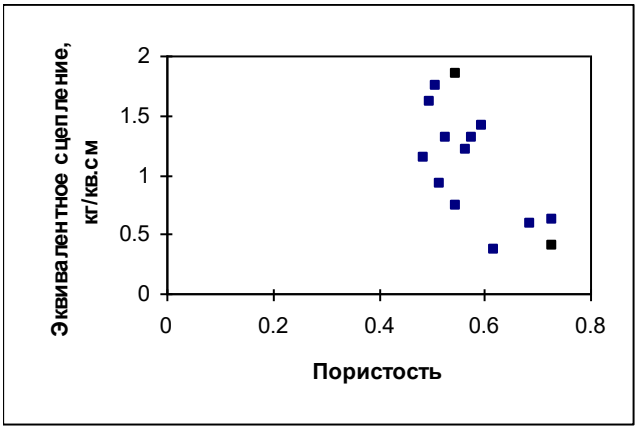


Рис. 69. Влияние пористости (n) на длительное эквивалентное сцепление ($C_{экв}^{дл}$) для образцов мерзлых пород п-ва Ямал ненарушенного сложения.

Вероятно, равномерное распределение мелких ледяных включений, образующихся при промораживании при -15°С, приводит в целом к упрочнению породы по сравнению с промораживанием при более высокой температуре.

Нами были установлены также некоторые другие закономерности изменения эквивалентного сцепления, которые близки к закономерностям изменения других характеристик механических свойств засоленных мерзлых пород, например, влияние *пористости* (рис. 68-69). Прочность в целом уменьшается с возрастанием пористости. Засоленность, как правило, возрастает с увеличением пористости (рис. 68) из-за увеличения общего объема порового раствора, содержащегося в грунте.

9.4. ОСАДКА ПРИ ОТТАИВАНИИ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

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 распученностью, взрыхленностью вследствие льдонасыщения и содержания ледяных прослоев, способных к вытаиванию, т.е. потенциальной неустойчивостью при фазовом переходе.

Величина деформации мерзлой породы при оттаивании $\mathbf{h_{oc}}$, может быть представлена в следующем виде:

$$hoc=h_{л}+h_{осм}+h(G_{см})+h_{ус}-h_{наб}-h_{s}$$

где деформация породы $\mathbf{h_{л}}$ за счет объемных фазовых изменений при переходе льда в воду, $\mathbf{h_{осм}}$ - обусловленная вытаиванием крупных ледяных включений и шлиров льда и преобразованием структуры и текстуры (смыкание

макропор) при оттаивании без нагрузки**;** $\mathbf{h(G_{см})}$ - обусловленная осадкой за счет внешней нагрузки; $\mathbf{h_{ус}}$ - за счет усадки: $\mathbf{h_{наб}}$ - за счет набухания; $\mathbf{h_s}$ - за счет сегрегационного льдовыделения в мерзлой зоне.

Приведенное выше соотношение - итог работы ряда исследователей. Еще в 1939 г. Г.И.Лапкин 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 геокриологии МГУ под руководством Э.Д.Ершова, позволили дополнить это соотношение составляющими, связанными с усадкой и миграцией влаги.

Величина осадки $\mathbf{h_{oc}}$ выражается следующим образом:

$$h_{oc}=A*h+a*h*G$$

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. Поэтому величина **(1-A)** будет безразмерной характеристикой устойчивости мерзлых пород к просадкам, которую можно назвать коэффициентом устойчивости к тепловой осадке **(К = 1 - A).**

Рассмотрим действие составляющих, входящих в уравнение для осадки при протаивании.

Деформации грунта за счет объемных изменений при переходе льда в воду $\mathbf{h_л}$ обусловлены прежде всего степенью водонасыщенности грунтов. Для мерзлых распученных пород с полным водонасыщением независимо от литологического состава, оценка осадок выполняется обычно путем введения коэффициента 0.9. При неполном водонасыщении величина $\mathbf{h_л}$ резко уменьшается.

Деформации $\mathbf{h_{осм}}$**,** обусловленные значительными преобразованиям структуры и текстуры породы, включают в себя смещения за счет вытаивания ледяных шлиров 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 $\mathbf{h_{наб}}$ 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 $\mathbf{h_s}$ обусловлены температурным градиентом в мерзлой зоне, который приводит к образованию градиента влажности незамерзшей влаги и соответственному ее движению и сторону более тонких водных пленок. Итогом этого процесса является возникновение положительных деформаций, уменьшающих деформацию осадки, причем в отдельных случаях положительные деформации могут превысить отрицательные и привести к общему увеличению объема оттаивающей породы.

Развитие деформаций усадки $\mathbf{h_{yc}}$ 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 уравнения 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, промороженных при -4°С и промороженных при низких температурах (до -20°С). В каждой серии было испытано по три образца суглинка (оз. Тибей-То) естественной засоленности (около 0.7%) морского типа. Все образцы обладали очень высокой деформируемостью при оттаивании. Велик также коэффициент сжимаемости, составляющий в образцах обоих серий 0.123 $см^2$/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°С и обладавший выраженным шлировым криогенным строением и большей степенью сегрегации вещества, имеет больший коэффициент оттаивания (0.16), чем промороженный при низких температурах (0.14).

Эксперименты на мерзлых засоленных породах естественного строения (монолитах) проводились нами при одном значении нагрузки - 1 кг/$см^2$, которая в первом приближении может соответствовать бытовому давлению (табл. 23).

Таблица 23. Результаты определения коэффициента оттаивания в мерзлых породах естественного сложения (монолитах) п-ова Ямал при нагрузке 1 кг/см^2

Грунт	Характеристики после опыта			Плотность до опыта,	Коэфф. оттаи-вания	Коэфф. устойчи-вости
	W, %	**D_{sal}, %**	**ρ, г/см^3**	**ρ, г/см^3**	**A**	**K**
Суглинок	38	0.9	1.87	1.75	0.080	0.92
Суглинок	35	0.03	1.88	1.76	0.059	0.94
Супесь	32	0.04	1.81	1.51	0.217	0.78
Супесь	28	0.16	1.89	1.79	0.050	0.95
Супесь	30	0.15	1.84	1.62	0.131	0.87
Песок	21	0.02	2.00	1.95	0.037	0.96

Полученные коэффициенты оттаивания (условные, при нагрузке 1 кг/см^2) 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 сетчатая и блоковая криогенная структура с толщиной ледяных шлиров, как правило, до 1 см. Толщина грунтовых прослоев достигает 5 - 10 см.

При подготовке к эксперименту образец вырезался кольцом из грунтового прослоя, поскольку попытки вырезать образец с ледяным шлиром не удавались из-за хрупкого разрушения образцов по границе раздела “минеральный прослой - лед”. Коэффициент оттаивания отражает, таким образом, осадку при оттаивании минеральных прослоев. Ее низкое значение обусловлено в том числе тем важным обстоятельством, что мерзлые породы заметно засолены и имеют повышенное содержание незамерзшей воды. Для определения полной осадки необходимо учесть вытаивание ледяных прослоев, общая мощность которых достигает 2 см на 10 см длины образца.

Максимальные значения коэффициента оттаивания, а следовательно, минимальные значения коэффициента устойчивости оказались характерными для супеси, где зафиксирована минимальная начальная плотность. Зависимость коэффициента оттаивания от начальной плотности представлена на рис. 70.

В целом, по данным Р.Г.Кальбергенова, например, коэффициент оттаивания плотных морских глинистых пород салехардской свиты (при

средней плотности 1.82-1.86 г/см^3) меняется от 0.001 до 0.004. Зависимость коэффициента оттаивания **A** от начальной *плотности* сухого грунта показана на рис. 71 и аппроксимируется уравнением:

$$A = 1182 * e^{-6\rho_d}$$

Здесь коэффициент оттаивания еще ниже из-за отсутствия начальной нагрузки.

Р.Г.Кальбергеновым были проведены также исследования осадки при оттаивании пойменных аллювиальных отложений п-ова Ямал. 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/см^3, плотность скелета 1.25 - 1.60 г/см^3. 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 0.0002-0.025, для суглинков 0.002-0.003. Для большинства суглинистых образцов коэффициент оттаивания составлял 0.01-0.15.

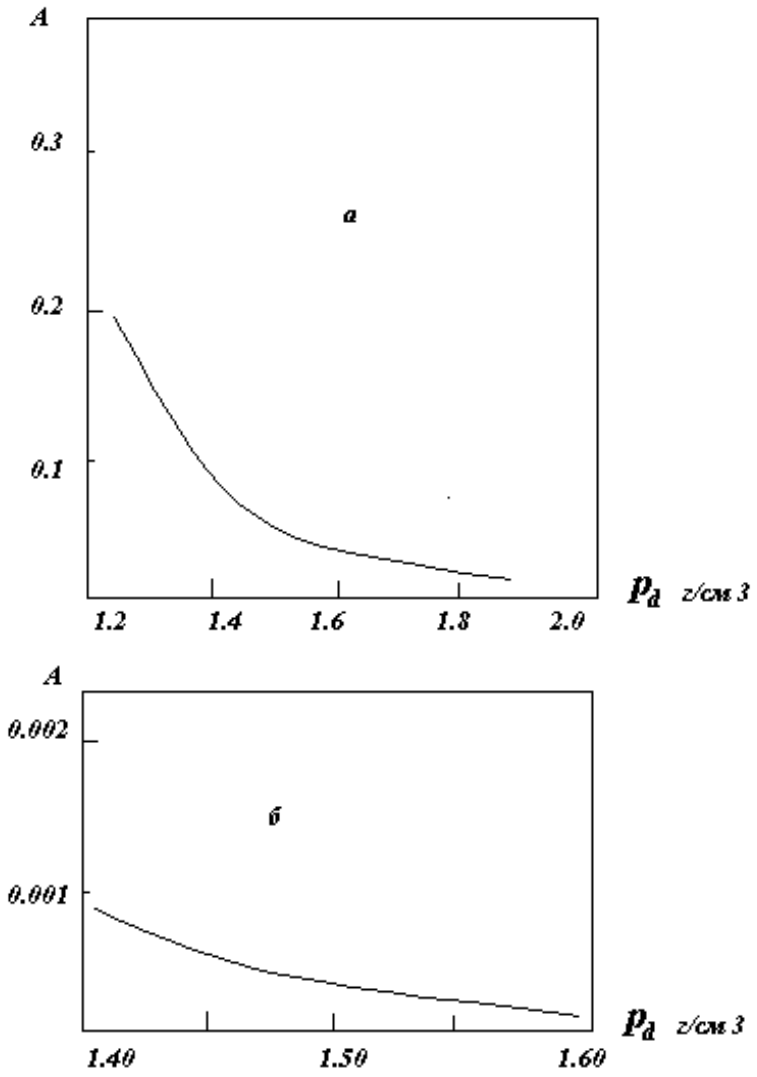


Рис. 70. Зависимость коэффициента оттаивания А от начальной плотности скелета породы для отложений пойменного аллювия п-ова Ямал: а - суглинков; б - песков. Данные Р.Г.Кальбергенова

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. Полученные данные относятся к ограниченному количеству образцов некоторых геолого-генетических типов пород. Вместе с тем выполненные исследования и обобщения позволили установить основные закономерности формирования деформационных свойств засоленных мерзлых пород. Показано, что они имеют важные отличия от незасоленных пород,

характеризуются важной ролью соотношения незамерзшей воды и льда. Лед, как правило, является упрочняющим фактором.

Установленные особенности деформирования свидетельствуют о неустойчивом состоянии засоленных мерзлых пород, их недоуплотненности, что свидетельствует о предрасположенности к быстрым и необратимым изменениям, своеобразной незавершенности их литогенеза. Природа такого характера деформирования мерзлых засоленных пород, очевидно, связана с особенностями их строения.

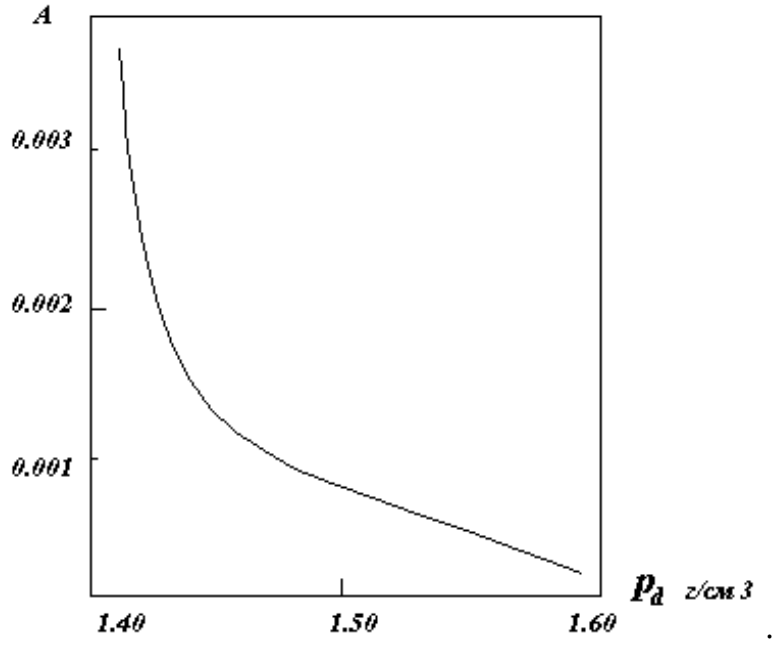


Рис. 71. Зависимость коэффициента оттаивания A от плотности скелета породы (ρ_d) для суглинков п-ова Ямал (п.Бованенково). Данные Р.Г.Кальбергенова.

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 шлиров внутри мерзлой породы играют определяющую роль при длительном деформировании. Мы считаем полезным также при анализе любого воздействия на мерзлые засоленные породы использовать понятие устойчивости как характеристики изменяемости, которая позволяет сравнивать различные параметры сопротивления грунта внешним воздействиям.

9.5. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Рассмотрим влияние различных факторов на процесс деформирования на примере одноосного сжатия засоленных мерзлых грунтов. При необходимости будем выявлять роль этих факторов при других механических испытаниях.

Деформирование засоленных мерзлых грунтов различного состава и строения при одноосном сжатии изучено недостаточно. Поэтому мы провели ряд кратковременных (продолжительностью до 2-3 недель) испытаний. Это были испытания с постоянными нагрузками на сериях 10-20 одинаковых образцов при температурах -2 ÷ -4°С. Мы будем использовать параметры деформирования уравнения аппроксимации С.С.Вялова, которое дает необходимое нам 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 ξ=0.6 кг*час, супесь в этих условиях имеет ξ=7.0 кг*час, т.е. менее деформируема на порядок, а суглинок салехардского возраста имеет значение только 3.0 кг*час. Таким образом, наибольшую сопротивляемость внешним нагрузкам проявляет засоленная супесь. Однако ее сопротивляемость во времени снижается сильнее: α=0.5, в то время как у песка α=0.3, а у суглинка α=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 максимальной сопротивляемостью и наименьшей деформируемостью при равной засоленности отличаются суглинки.

Действительно, средний размер минеральных частиц у суглинков минимален, пористость и общая поверхность частиц больше, поэтому при одинаковом содержании солей следует ожидать, что в суглинках будут более 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.

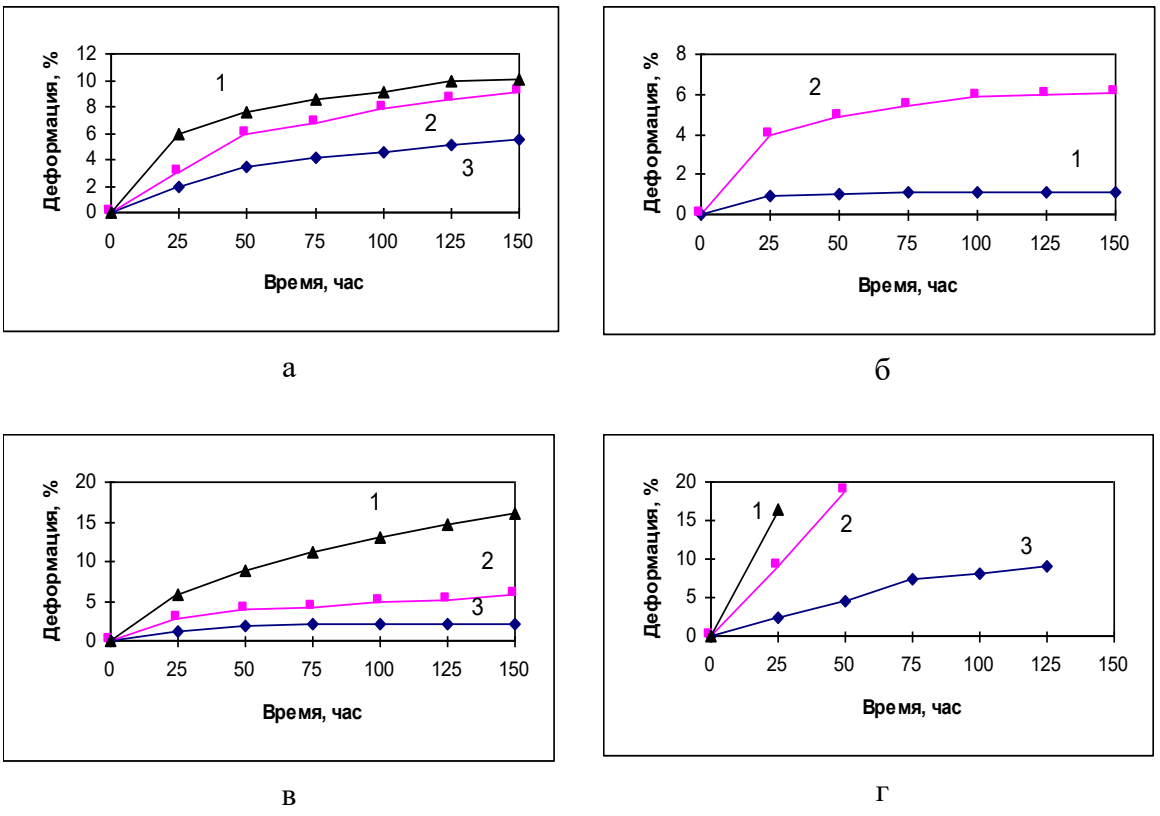


Рис. 72. Кривые деформирования различных типов грунтов: а - песок, нагрузка 0.01 МПа, засоленность 0.5%, температура -2℃ и влажность: 1 - 0.3; 2 - 0.5; 3 - 0.7; б - суглинок, нагрузка 0.1 МПа, температура -3℃ и засоленность: 1 - 0.5%; 2 - 1.5%; в - суглинок, нагрузка 0.3 МПа, засоленность 0.2% и температура: 1 - -1℃; 2 - -2℃; 3 - -3℃; г - нагрузка 0.3 МПа, засоленность 0.2%, температура -2℃ и грунт: 1 - песок; 2 - супесь; 3 - суглинок.

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, т.к. при отсутствии засоления именно в суглинке содержится значительное количество незамерзшей воды. Соответствующие данные приводит, например, Н.А.Цытович (1983).

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. 72). Параметр ξ закономерно увеличивается от 2.3 до 3.0 и 4.0 кг*час при соответственном 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 - и 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 α=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, т.к. механизм деформаций связан при более низких температурах со льдом.

Что касается льда, то обычно влияние температуры на его ползучесть описывают в терминах энергии активации **Eo** (Регель и др., 1974). При этом предполагается, что скорость деформации **dε/dt** изменяется согласно уравнению Аррениуса: $\mathbf{d\varepsilon/dt=A*exp(-Eo/RT),}$ где **R** - газовая постоянная. Это выражение вполне справедливо для монокристаллов льда и для поликристаллического льда ниже -10°С, когда влияние жидких водных прослоев невелико. Для монокристаллического льда значение **Eo** приближенно равно 16 ккал/моль. Для типичного поликристаллического льда при температуре -10°С зависимость $\mathbf{ln(d\varepsilon/dt)}$ от **1/T** нелинейна: значение **Eo** возрастает с ростом температуры. Правда, по мнению некоторых авторов, хотя уравнение Аррениуса и основано на глубоких физических принципах, 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°С, влажности 0.46 и плотности 1.65-1.67 г/см^3 при засолении от 0.5 до 1.5% происходит уменьшение ξ от 2.0 до 1.0 кг*час, а **a** 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 впоследствии 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 супеси (п.Бованенково) не наблюдается увеличения **a** при увеличении засоленности, а в песке (р.Еркута-Яха) - увеличения **m** (при изменении засоленности от 0.1 до 0.2%). Однако при температуре -2°С 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*час) 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. Кривые деформирования песка (р.Се-Яха) при температуре -2°С и засоленности 0.5% с различной влажностью и плотностью представлены на рис. 45 (а). Из них следует, 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** соответственно уменьшается от 0.98 до 0.83 и 0.81, значение ξ возрастает от 0.1 до 0.3. Однако параметр **a** 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 разобщены льдом, который менее связан скелетом грунта и с течением времени легко деформируется. Аналогичная закономерность была получена для салехардского суглинка, в котором при температуре -3°С и засоленности 0.5% при увеличении влажности от 0.46 до 0.70 происходит возрастание ξ от 2.0 до 3.5 кг*час 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** уменьшается от 075 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. 73 для засоленной мерзлой супеси.

Как известно, для мерзлых незасоленных пород наблюдается экстремальная зависимость сопротивления мерзлых пород сжатию от льдосодержания (Шушерина, Бобков, 1969). 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 лед минеральных частиц,

например, R.Hooke и другие 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, в засоленных мерзлых породах возрастание сопротивляемости породы внешним нагрузкам происходит уже после полного водонасыщения (в суглинке 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 деформированию, что, 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 уменьшается, поэтому общая сопротивляемость нагрузкам мерзлой породы возрастает.

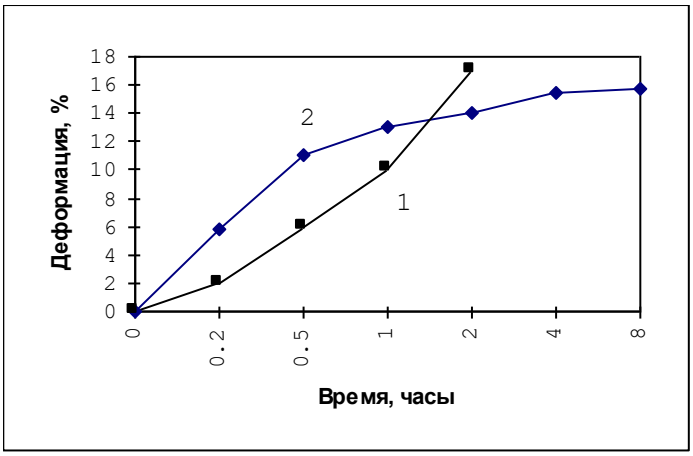


Рис. 73. Кривые ползучести супеси различной плотности и влажности: 1 - W=42%; ρ=1.70 г/см³; 2 - W=30%; ρ=1.81г/см³ при засоленности D_{sal} = 0.09% при θ= -2°C и σ=1.2 МПа при одноосном сжатии.

Важно отметить, что анализ стабилизированных деформаций при компрессионных испытаниях засоленных мерзлых грунтов свидетельствует, что конечные деформации выше у более льдистых грунтов. Это объясняется пластичным течением льда при большом времени воздействия.

Некоторые исследователи, особенно зарубежные, используя при анализе механических свойств мерзлых пород понятие солености (salinity), т.е. концентрацию порового раствора, а не засоленности (salinization), на наш взгляд, не вполне обоснованно считают, что увеличение начальной влажности приводит к уменьшению солености порового раствора.

В мерзлых грунтах соленость порового раствора 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. Соленость же вообще является условной характеристикой самой породы, т.к. растворяющий объем воды в мерзлых грунтах меняется от температуры, давления и т.д.

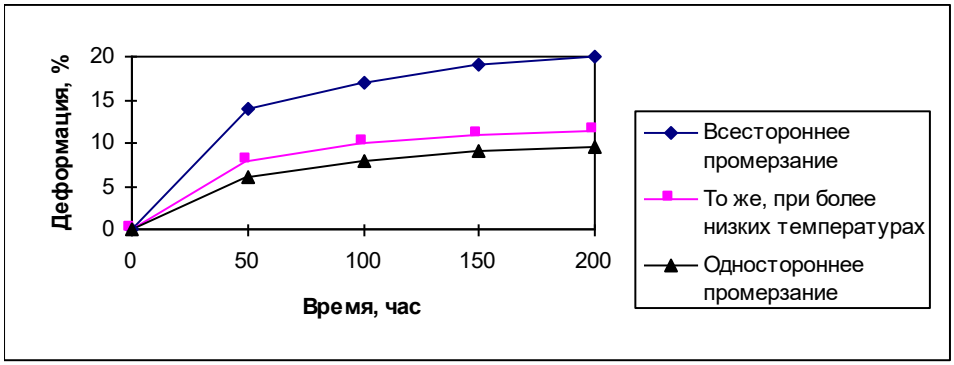


Рис. 74. Влияние условий промерзания на зависимость деформаций от времени при одноосном сжатии при σ*=0.3 МПа суглинка (оз.Тибей-То) при* D_{sal}*=0.5% и* θ*= -3 °С*

Влияние условий промораживания образцов и их **криогенного строения** изучалось нами на трех сериях образцов суглинка (оз.Тибей-То) с засоленностью 0.5%, одна из которых готовилась обычным всесторонним промораживанием при -5°С, другая промораживалась при -20°С, а в третьей образцы готовились односторонним промораживанием при -5°С (рис. 74).

В результате в образцах первой серии наблюдалась мелкослоистая криогенная текстура с хаотичным расположением шлиров, в образцах второй - единичные тонкие шлиры, а в образцах третьей серии образовалась 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/см^3. 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 ξ=0.3 и α=0.07 характерны для образцов, замороженных при низкой температуре.

Как отмечалось выше, увеличение льдистости мерзлых пород приводит к увеличению деформируемости во времени и соответственному увеличению параметра α. Одностороннее промерзание способствует более медленному охлаждению и направленному влагопереносу, следовательно, формированию ледяных шлиров большей толщины и в целом большей сегрегации льда в

мерзлой породе. Вероятно, скольжение минеральных отдельностей вдоль направления ледяных шлиров 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. Поэтому 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 (п.Бованенково) при температуре -3°С, засоленности 0.2% и влажности 0.35. В мерзлую породу добавлялись сухие безводные соли **NaCl, Na_2SO_4, $CaCl_2$** и **$MgCl_2$** в количестве, соответствующем засолению 0.2% по весу сухого скелета грунта.

Как известно (Ершов, 1979), 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 кг*час, а для **Na_2SO_4**-супеси - 17.3 кг*час. Коэффициент упрочнения **m** оказался не зависящим от вида солей, параметр α практичести тоже. Значения параметров деформирования приведены в табл. 24, кривые даны на рис. 75. Более толстые жидкие пленки влаги у хлоридов, особенно у хлорида кальция и натрия, обеспечивают большие деформации породы, чем при засолении супеси сульфатом натрия.

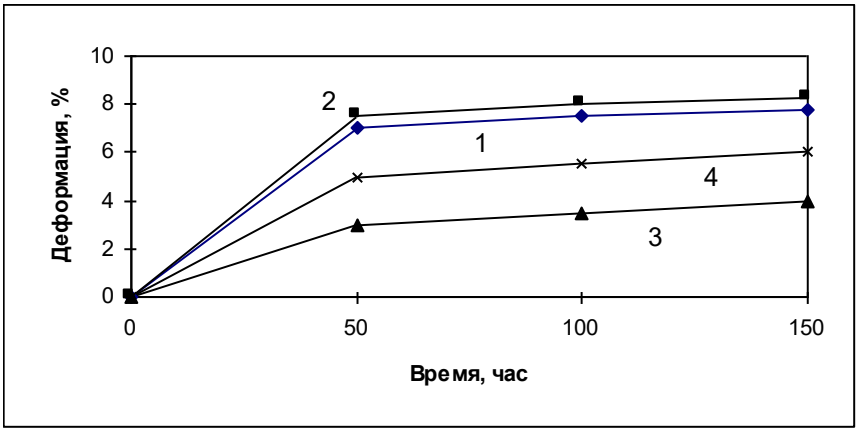


Рис. 75. Влияние солей на деформирование при одноосном сжатии супеси (п.Бованенково) при σ*=0.7 МПа,* D_{sal}*=0.2% и* θ*= -3°С: 1 -* ***NaCl****; 2 -* $CaCl_2$*; 3 -* Na_2SO_4*; 4 -* $MgCl_2$*.*

Таблица 24. Деформационные характеристики засоленной супеси (п.Бованенково) при засоленности D_{sal}*=0.2%, температуре -3°С и влажности W=0.35 с различными солями при одноосном сжатии. Физические свойства супеси даны в табл.5*

Засоление	ξ, кг*час	m	α
NaCl	12	0.2	0.09
$CaCl_2$	12.5	0.2	0.03
Na_2SO_4	17.3	0.2	0.03
$MgCl_2$	15.4	0.2	0.03

Наибольшие деформации характерны для супеси с раствором хлорида кальция, так как именно эта соль имеет наиболее низкие температуры начала замерзания.

В табл. 24 приведены значения параметров **m, ξ, α,** которые использовались для анализа результатов испытаний и по которым можно сделать прогноз деформаций засоленных мерзлых грунтов при одноосном сжатии. Несмотря на их преимущество при составлении прогноза, с их

помощью достаточно трудно сравнить различные засоленные мерзлые породы и их деформации под нагрузками.

Деформации мерзлых пород различных **геолого-генетических типов** имеют особенности, обусловленные их составом и строением (табл. 25).

Таблица 25. Деформационные свойства мерзлых засоленных пород различных геолого-генетических типов (данные В.И. Аксенова и Р.Г. Кальбергенова, 1996 (1); автора (2)).

Грунт	T, °C	W, д.е.	D_{sal}, %	ρ, г/см^3	Параметры ползучести С.С.Вялова			Место отбора, автор, сложение
					m	α	ξ, кг/см^2*сут	
Морские отложения салехардской свиты								
Глина	-3	0.43	0.95	1.71	0.7	0.048	70	Бованенково, (1), ненарушен.
Суглинок	-3	0.46	0.5	1.65	0.3	0.08	8	Бованенково, (2), нарушенное
Глина	-4	0.45	0.82	1.7	0.9	0.081	240	Бованенково, (1), нарушенное
Отложения третьей морской террасы								
Суглинок	-2	0.38	0.5	1.76	0.2	0.062	8.8	Амдерма, (2), нарушенное
Суглинок	-2	0.22	0.23	1.96	0.4	0.057	13	Бованенково, (1), ненарушен.
Песок	-2	0.26	0.11	1.83	0.8	0.06	18	Бованенково, (1), нарушенное
Аллювиальные отложения								
Песок	-2	0.19	0.03	2.03	0.4	0.072	76	Бованенково, (1), ненарушен.
Песок	-2	0.26	0.2	1.87	0.8	0.3	32	р. Се-Яха, (2), нарушенное

Таблица 26. Факторы, влияющие на деформируемость засоленных мерзлых пород

Факторы и их влияние:	Деформации мерзлого грунта	Комментарии

при увеличении	Одноосное сжатие	Шариковый штамп	Компрессия	
Дисперсности	Уменьшаются	Влияние неоднозначно	Возрастают (конечные деформа-ции)	Одновременное влияние содержания льда и начальной пористости
Температуры	Возрастают	Возрастают	Возрастают	Увеличение количества способной к движению незамерзшей воды, изменение вязкости порового раствора и водопрово-димости породы
Засоленности	Возрастают	Возрастают	Возрастают	
Изменении состава солей	$CaCl_2$>NaCl> $MgCl_2$>Na_2SO_4	$CaCl_2$ и NaCl>Na_2SO_4	$CaCl_2$ и NaCl> Na_2SO_4	
Льдистости (суммарной)	Уменьшаются	Уменьшаются	Влияние неоднознач-но	Упрочняющее влияние ледяных включений
Изменении криогенного строения	Массивная> Слоистая криотекстура	Массивная> Сетчатая криотекстура	Сетчатая> Слоистая	
Плотности	Возрастают	Уменьшаются	Уменьша-ются (конечные)	Возрастание связано с увеличением льдистости

Значения параметра ξ - аналога модуля деформаций - в целом возрастают с увеличением дисперсности, что объясняется увеличением льдистости, и возраста отложений. Для грунтов ненарушенного сложения параметр **α,** определяющий влияние времени на деформации, закономерно уменьшается с увеличением 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, однако они показывают, что формирование механических свойств засоленных мерзлых пород, в частности, их деформирование основывается преимущественно на известных физических явлениях и зависит от состава и строения пород.

В таблице 26 перечислены основные факторы, влияющие на деформируемость засоленных мерзлых пород. Комментарии учитывают только главные процессы, определяющие деформируемость.

Возможные механизмы деформирования связаны, таким образом, в основном с 1) деформированием и разрушением более прочных, чем минеральные прослои и агрегаты, ледяных включений; 2) сцеплением и скольжением минеральных частиц; 3) движением незамерзшей воды.

С другой стороны, выявленные 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 засоления. 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 Хайпудырской губы эпихронного типа промерзания, более плотные, менее льдистые и засоленные (в среднем 0.05-0.15%), чем голоценовые морские и аллювиальные суглинки Западного Ямала, отличаются и меньшей деформируемостью. Глинистые голоценовые и плейстоценовые льдистые отложения синхронного типа промерзания, слагающие на Ямале верхние части морских террас (например, 3 морская терраса: вверху сингенетический горизонт с нечеткой дифференциацией грунтов по фракциям и высокой льдистостью, преобладанием базального льда-цемента, 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.

ЧАСТЬ 4. НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

ГЛАВА 10. ДЛИТЕЛЬНАЯ (МНОГОЛЕТНЯЯ) ПОЛЗУЧЕСТЬ

Как показано для мерзлых грунтов впервые Е.П.Шушериной, а затем С.С.Вяловым, Н.К.Пекарской и Р.В.Максимяк (Вялов и др., 1978), 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 (1973), 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 скоростью ползучести $\mathbf{d\varepsilon/dt}$ и напряжением σ, причем кривая исходит из начала координат (Вялов, 1978). 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.Вялова, благодаря исследованиям которого она получила широкую известность). Имеется также ряд других подходов (Вялов, 1978).

Были проведены длительные 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 разработана методика и изготовлено оборудование, позволяющее проводить многолетние эксперименты и исключающее 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.

Подготовка образцов грунтов для испытаний заключалась в сушке грунта, его измельчении и смешивании с раствором морской соли определенной концентрации. Затем образцы укладывались в формы, замораживались и изолировались от окружающей среды в тонких резиновых оболочках. При испытаниях они помещались в специальные герметичные стаканы, содержащие снег. Таким образом, исключалась потеря влажности образцов в течение эксперимента. Опыты проводились с нагрузками, близкими к пределу длительной прочности, параллельно с шестью одинаковыми образцами. В течение всего времени проводился контроль температуры в камере в нескольких точках. Отсчеты выполнялись в основном один раз в месяц.

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. 76). 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.

Во-первых, была использована формула так называемой технической теории старения:

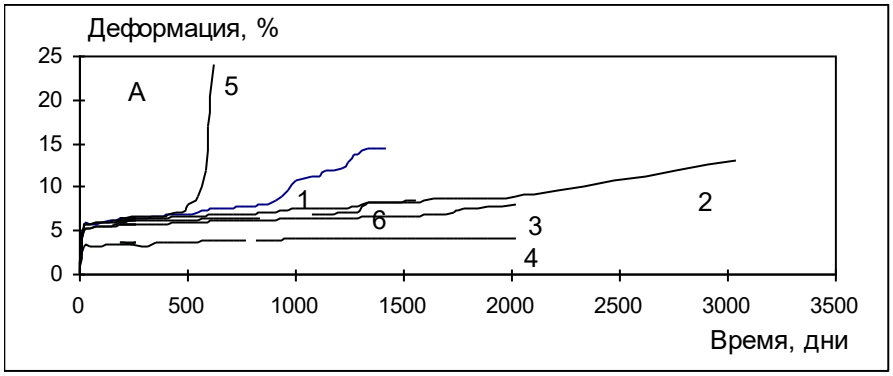
$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{\xi} t^{\alpha} \right)^{\frac{1}{m}},$$

во-вторых, теории упрочнения:

$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{a} \right)^{\frac{1}{m}} t^{\alpha},$$

и, в-третьих, теории течения:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = b\sigma^{n}.$$



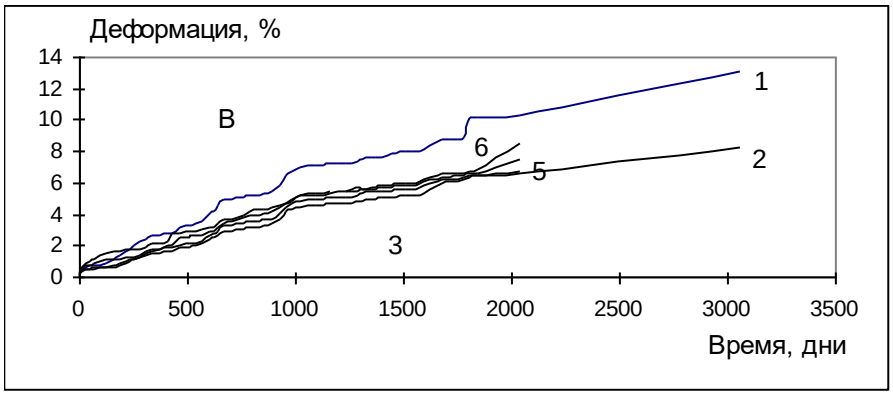


Рис. 76. Кривые длительного деформирования мерзлого морского песка (А) при засоленности 0.1%, влажности 0.26 и нагрузке 0.15 МПа и суглинка (В) при засоленности 0.5%, влажности 0.46 и нагрузке 0.1 МПа. Температура -3°С, цифрами обозначены номера образцов

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 М.А.Магомедгаджиевой под руководством Л.Т.Роман и А.В.Медведева, дала следующие уравнения аппроксимации:

по теории старения по теории упрочнения

для песка $\varepsilon = \left(\frac{\sigma t^{0.273}}{0.212} \right)^{\frac{1}{0.788}}$ $\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{0.212} \right)^{0.786} t^{-0.346}$

для суглинка $\varepsilon = \left(\frac{\sigma t^{0.154}}{0.148} \right)^{\frac{1}{0.369}}$ $\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{0.147} \right)^{0.369} t^{-0.417}$

для супеси $\varepsilon = \left(\frac{\sigma t^{0.234}}{0.164} \right)^{\frac{1}{0.464}}$ $\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{0.164} \right)^{0.464} t^{-0.396}$

По теории течения аппроксимация дала следующие результаты:

для песка $\frac{d\varepsilon}{dt} = 2\sigma^3$, для суглинка $\frac{d\varepsilon}{dt} = 4.4\sigma^3$,

для супеси $\frac{d\varepsilon}{dt} = 0.1\sigma^4$.

Наилучшее совпадение расчетных и экспериментальных данных для многолетних опытов оказалось для образцов песка. Отличие полученных по формуле С.С.Вялова расчетных данных от экспериментальных данных 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 (Nixon, Lem, 1984), 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 8 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 микрошлиров льда, а увеличение нагрузок приводит к резким изменениям морфологии шлиров и потере их выдержанности по простиранию (рис. 77 и 78).

В ходе экспериментов в мерзлых засоленных образцах минеральные слои уплотняются и теряют влагу, которая передвигается к ледяным шлирам и к внешним границам образца (рис. 79).

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:

$$\sigma = E\varepsilon + (I + \varsigma\varepsilon^n)\frac{d\varepsilon}{dt},$$

где E - модуль упругой деформации, I - коэффициент вязкости льда, ζ, a, n -параметры.

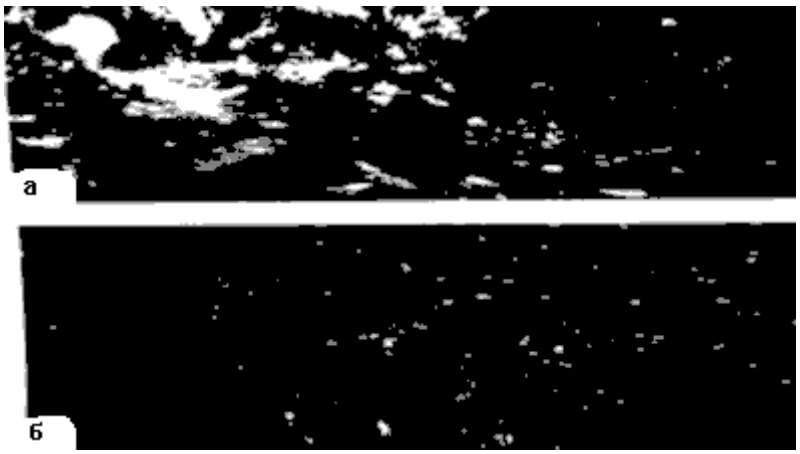


Рис. 77. Микростроение мерзлых образцов при увеличении 12х: а - супеси (р.Се-Яха) при θ= -2 °С; D_{sal}=0.5%; W=33%; σ=0.05 МПа и б - песка (р.Се-Яха) при θ= -2 °С; D_{sal}=0.2%; W=26%; σ=0.7 МПа, подвергнутых одноосному сжатию

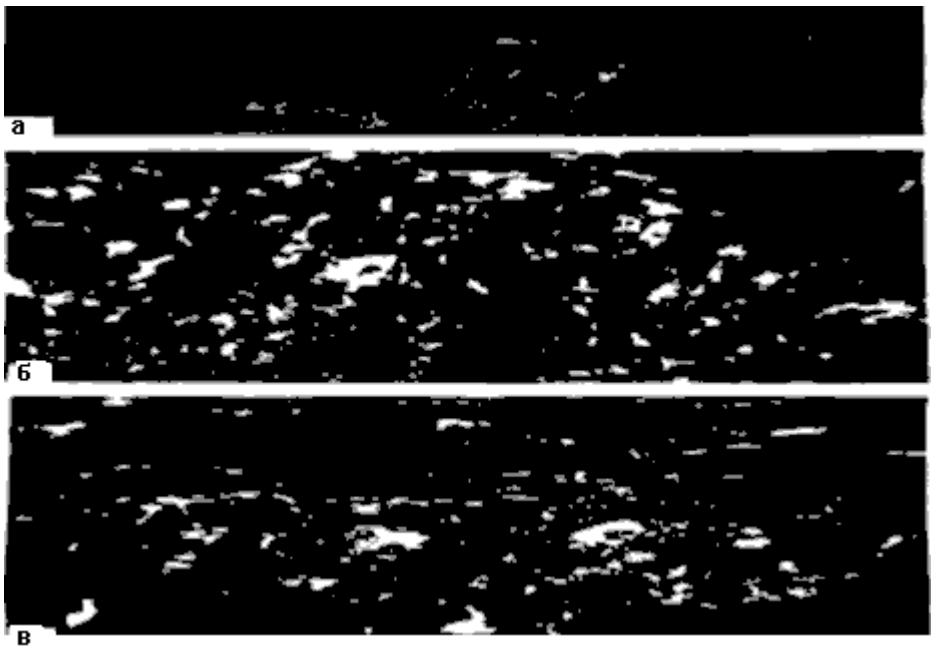


Рис. 78. Микростроение мерзлого образца засоленного суглинка при увеличении 12х при θ= -3.8 °С; D_{sal}=1.0%; W=46%; σ=0.4 МПа, подвергнутого одноосному сжатию: а, б, в - соответственно, верхняя, средняя и нижняя часть образца.

.

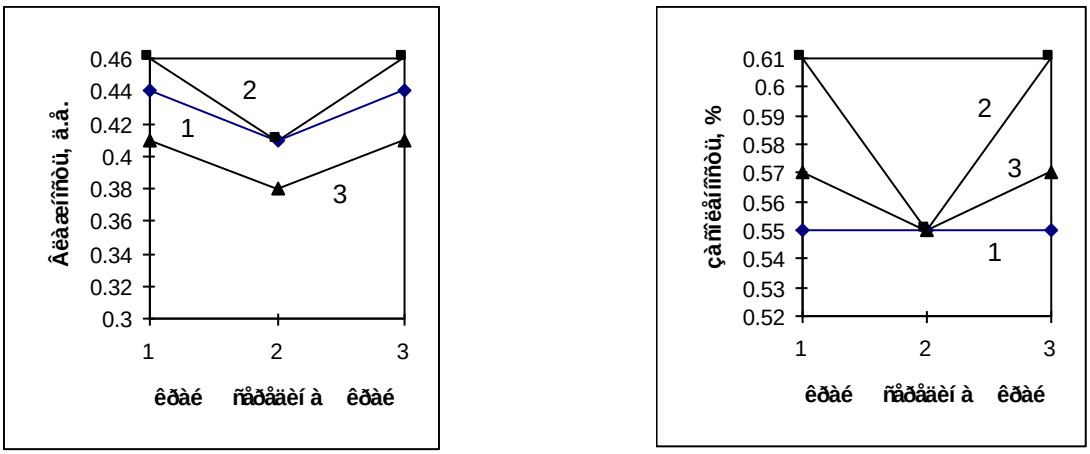
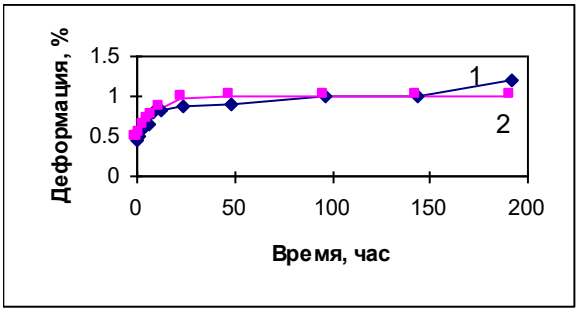


Рис. 79. Распределение влажности (слева) и засоленности (справа) в образце морского суглинка после 9 лет эксперимента по одноосному сжатию: 1 - верхняя, 2 - средняя и 3 - нижняя часть образца

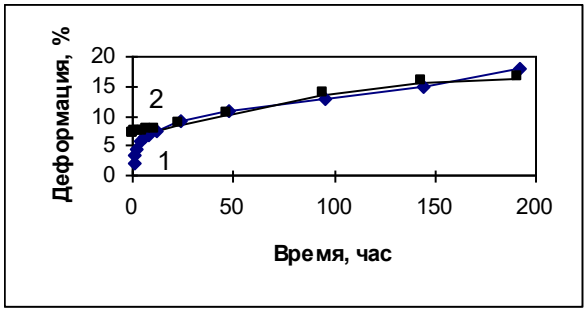
Как известно, тело Кельвина представляет собой сочетание упругого и вязкого элемента и в первом приближении описывает поведение грунта под нагрузкой, состоящего из деформирующегося по линейному закону скелета грунта и фильтрующейся поровой влаги. Если предположить, что скелет мерзлого засоленного грунта 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, изменяются условия течения льда и влаги. Критерием применимости предлагаемого выражения, в конечном счете, является точность аппроксимации.

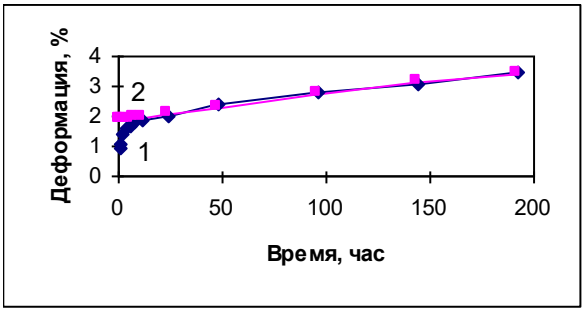
Рассмотрим несколько ее примеров.



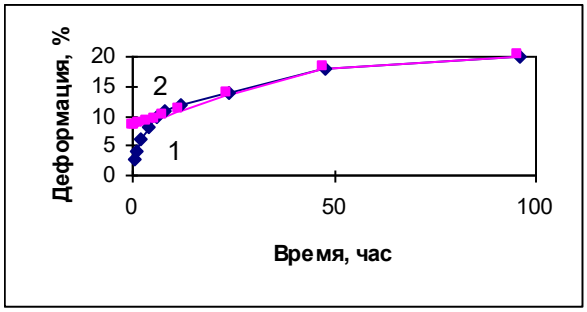
G=0.5 МПа



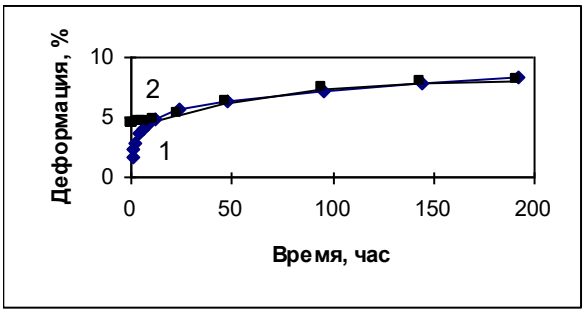
G=0.8 МПа



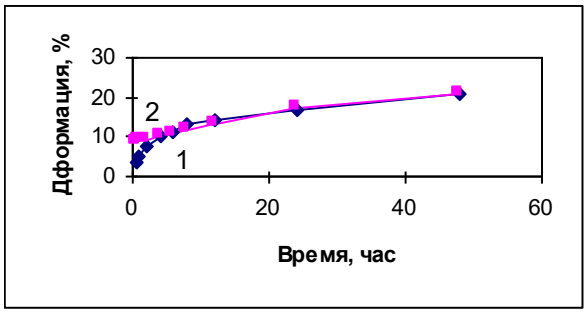
G=0.6 МПа



G=0.9 МПа



G=0.7 МПа



G=0.95 МПа

Рис. 80. Результаты аппроксимации телом Кельвина кривых деформирования при одноосном сжатии супеси (п. Бованенково) при температуре -3°С, засоленности 0.2%, влажности $W=0.35$*, плотности* $\rho=1.74$ *г/см*^{3}*: 1 - экспериментальная кривая, 2 - расчетная кривая*

Исследовалось одноосное сжатие современной аллювиальной супеси (п. Бованенково), свойства которой приведены в табл. 5, при температуре -3°С, засоленности 0.2%, влажности $W=0.35$, плотности $\rho=1.74$ г/см^3. 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 численного анализа НИВЦ МГУ под редакцией А.Н. Тихонова (Пятое издание, 1986) и системы Графического расширения Фортрана Ю.М.Баяковского и других (1975). В этом примере был использован

метод случайного поиска минимума функционала и классический метод Рунге-Кутта 4-го порядка. Результаты расчета для нескольких нагрузок приведены на рис. 80.

Таблица 27. Параметры аппроксимации кривых ползучести при одноосном сжатии супеси (п. Бованенково) при температуре -3°С, засоленности 0.2%, влажности $W=0.35$*, плотности* $\rho=1.74$ *г/см*^{3}

Нагрузка, МПа	E, МПа	I, МПа*час	ζ, МПа*час	n, д.е.
0.5	4900	5388	385	-0.5
0.6	1563	1629	1.31	-1.3
0.7	859	818	1.02	-1.38
0.8	475	583	1.33	-1.49
0.9	453	547	0.50	-1.53
0.95	446	542	0.47	-1.42

Из таблицы 27 следует, что параметры усовершенствованного тела Кельвина закономерно изменяются в зависимости от нагрузки. В частности, модуль деформации **E**, параметры **I** и **ζ,** параметр (условный коэффициент упрочнения) **n** уменьшаются с увеличением нагрузки. По-видимому, это связано с разрушением структуры грунта при больших нагрузках.

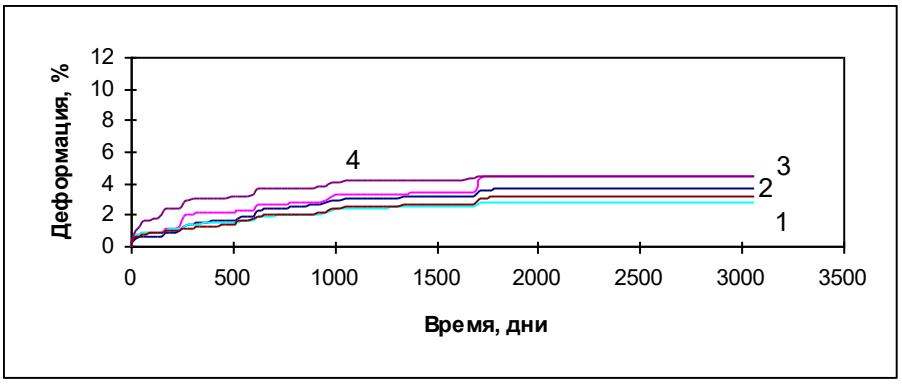


Рис. 81. Кривые длительной (многолетней) ползучести при одноосном сжатии супеси (п. Бованенково) при температуре -3°С, засоленности 0.2%, влажности $W=0.38$*, плотности* $\rho=1.75$ *г/см*^{3}*. Цифрами обозначены номера образцов.*

С помощью тела Кельвина была сделана аппроксимация кривых длительной ползучести при одноосном сжатии супеси (п. Бованенково) при температуре -3°С и засоленности 0.2% (рис. 81) и определены параметры

дифференциального уравнения с помощью численного решения задачи Коши. В табл. 28 приводятся параметры аппроксимации одного из вариантов.

Таблица 28. Параметры аппроксимации усовершенствованным телом Кельвина кривой длительной (многолетней) ползучести при одноосном сжатии супеси (п. Бованенково) при температуре -3°С, засоленности 0.2%, влажности ***W****=0.38, плотности* ρ*=1.75 г/см*^{3}.

Нагрузка, МПа	E, МПа	I, МПа*час, x 10^{-6}	ζ, МПа*час, x 10^{-6}	n, д.е.
0.31	570	7.56	5040000	1.65

Сравнение наблюдаемой и расчетной кривых деформирования приведено на рис. 82. Из табл. 28 следует также, что модуль упругости снижается по сравнению с кратковременными испытаниями, а составляющие вязкости, параметры аппроксимации **I** и ζ значительно увеличиваются. Таким образом, тенденция изменения параметров аппроксимации (табл. 27 и 28) при изменении нагрузки в основном сохраняется. Однако увеличение составляющих вязкости параметров **I** и ζ обусловлено, очевидно, совершенно иным механизмом течения, чем при кратковременных испытаниях.

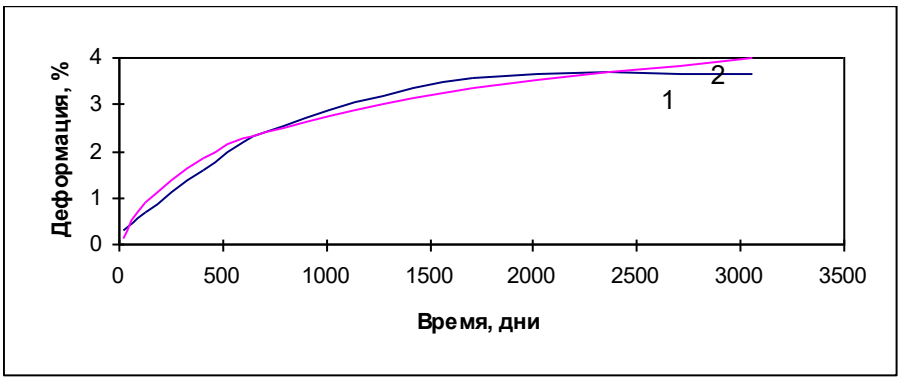


Рис. 82. Кривые длительной (многолетней) ползучести при одноосном сжатии супеси (п. Бованенково) при температуре -3°С, засоленности 0.2%, влажности ***W****=0.38, плотности* ρ*=1.75 г/см*^{3}*: 1 - экспериментальная и 2 - расчетная кривые деформирования*

Таким образом, в результате исследований впервые изучена длительная ползучесть засоленных мерзлых грунтов в экспериментах продолжительностью 9 и более лет, которая для глинистых грунтов происходит с уменьшающейся во времени скоростью. Длительное деформирование аппроксимировалось

уравнением С.С.Вялова, таким образом, впервые осуществлена прямая экспериментальная проверка применимости этого уравнения в многолетних экспериментах. Показана применимость аппроксимации кривых ползучести телом Кельвина. Получены характеристики многолетней ползучести. В ходе экспериментов в образцах происходит миграция влаги и перераспределение льдистости.

ГЛАВА 11. НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

11.1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗРУШЕНИИ

Для оценки разрушения имеется множество различных подходов. Остановимся на классическим подходе Кулона. Он заключается в отыскании связи разрушения с определенным напряженным состоянием, которое называется предельным. Используются критерии максимального напряжения,

максимальной деформации, максимальной энергии деформации, максимального касательного напряжения и другие.

Каждая из теорий разрушения основана на экспериментальных данных или догадках и практически ни одна - на изучении внутреннего механизма разрушения. В частности 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. Далее необходима энергия для образования новой поверхности. Если трещина похожа на эллипс, а приложенное напряжение перпендикулярно его главной оси, максимальное напряжение **Gmax** у вершины эллипса зависит от радиуса кривизны **p** в этой вершине и длины трещины **2 c**. Инглис вычислил его так:

$$\sigma_{\max} = 2\sigma_0 \left(c/\rho\right)^{\frac{1}{2}}$$

где $\mathbf{G_0}$ - приложенное среднее напряжение.

Гриффитс вычислил разность величин энергии полосы с эллиптическим отверстием и без него:

$$W_e = \pi c^2 \sigma_0^2 \frac{1}{E}$$

Поверхностная энергия при образовании трещины $\boldsymbol{W_s}$ =**4cT**, где **T** - поверхностное натяжение. Следовательно, эллиптическое отверстие уменьшает полную энергию $\boldsymbol{W}$:

$$W = W_e - W_s = \pi c^2 \sigma_o^2 \frac{1}{E} - 4cT$$

Очевидно, что момент неустойчивости и начала распространения трещин определяется условием:

$$\frac{\partial W}{\partial c} = 0$$

Таким образом, имеем:

$$\sigma_0^2 = \frac{2ET}{\pi c} = T_0^2,$$

где T_0 - прочность материала на растяжение.

Отметим, что функция W от аргумента c может рассматриваться как аналог функции Ляпунова, поскольку при определенных условиях производная dW/dc меняет знак и именно эти два состояния материала могут рассматриваться как устойчивое и неустойчивое.

Иной подход заключается, например, в том, что развитие трещины происходит при превышении напряжением в кончике трещины прочности молекулярной связи материала. Ее величину, правда, как и поверхностную энергию твердого материала, трудно измерять. В конечном счете теория Гриффитса приводит к критерию разрушения, представляемому криволинейной (параболической) огибающей Мора, что не всегда подтверждается экспериментально. Конечно, существуют модификации как теории Гриффитса, так и других подходов, приближающие теоретические кривые к экспериментальным. Например, интересна попытка Гетце распространить критерий Гриффитса на поликристаллический упругий материал с микроструктурой, способной создавать концентрацию напряжений. Для этого было рассмотрено зерно, имеющее более низкий модуль упругости **E**, чем окружающие зерна. Получается:

$$\sigma \geq \left[\frac{8\gamma G}{\pi(\eta+1)(1-\chi\delta/\pi)c_0} \right]^{\frac{1}{2}}$$, где G - модуль сдвига,

$n=(3-\mu)/(1+\mu)$, здесь μ - коэффициент Пуассона, χ - часть напряжения σ, которое воздействует на слабый кристалл и δ - сложная функция исходной длины зерна C_0 и длины трещины $(C-C_0)$, γ - полная энергия образования новой поверхности.

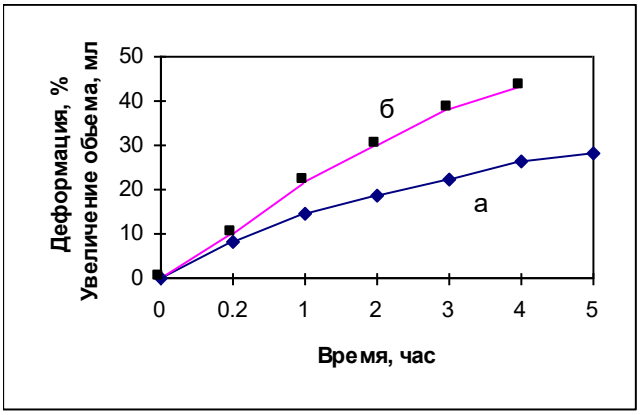
Следует отметить, что теории, использующие гипотезу предельного состояния вещества, исходят в конечном счете из простой предпосылки. Она заключается в том, что для разрушения какого-либо тела необходимо разрушение его внутренних структурных связей. Учитывая атомно-молекулярное строение тел, предельными можно считатъ критические напряжения межатомных (межмолекулярных) связей, которые вызывают их разрыв. На этом пути имеются, однако, две принципиальные трудности. Одна состоит в том, что ввиду сложного и зернистого строения всех тел, в том числе мерзлых грунтов, распределение механических напряжений неравномерно. Средние величины напряжений, действующие в образце мерзлого грунта, не соответствуют величинам, действующим в поре, заполненной льдом, на

границе твердой частицы и т.д. Полученные в экспериментах данные о разрушении не могут соответствовать представлениям о разрушении атомно-молекулярных связей. Вместе с тем в связи с известной периодичностью, однотипностью строения мерзлого грунта можно говорить о средней поре или среднем структурном элементе (включающем как твердые частицы, так и лед, воду, воздух и т.д.), который периодически повторяется в образце. Для такого элемента характерно напряжение, совпадающее со средним напряжением во всем образце (для случая однородного напряженного состояния). Внутри структурного элемента для каждой точки характерна своя величина напряжений, но существует точка, где близость напряжения к предельному максимальна. Именно здесь происходит разрушение раньше всего. Другая трудность состоит в том, что изменение формы образца может происходить и без разрушения. Это наблюдается, например, при одноосном сжатии образцов мерзлых грунтов.

Экспериментальные исследования прочности мерзлых грунтов начинались определениями так называемой кратковременной прочности, когда быстро прикладывалась нагрузка и немедленно происходило разрушение. По мере накопления опытных данных обнаружился факт снижения прочности во времени, в процессе восприятия нагрузки. Оказалось, что мгновенная прочность может быть больше длительной более чем в 10 раз (Роман, 1987 и другие, а также рис. 86). Первые исследования длительной прочности грунтов были выполнены в 30-х годах Н.А.Цытовичем, в 40-х годах М.Н.Гольдштейном (1948). Затем С.С.Вяловым в 50-х годах проведены комплексные исследования длительного сопротивления мерзлых грунтов нагрузкам, показано снижение прочности в процессе ползучести, установлены основные закономерности длительной прочности. Выявлена зависимость ее от температуры грунта (Вялов, 1959).

Засоленные мерзлые дисперсные породы обладают рядом особенностей деформирования и разрушения (рис. 83-86): 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.

Рис. 83. Деформации ползучести (а) и увеличение объема образца (б) при нагрузке σ=0.678 МПа и θ= -7 °С во времени (t) в образце мерзлого засо-ленного



(соленость 30 промилле) пылеватого песка. Данные E.Hivon (1991).

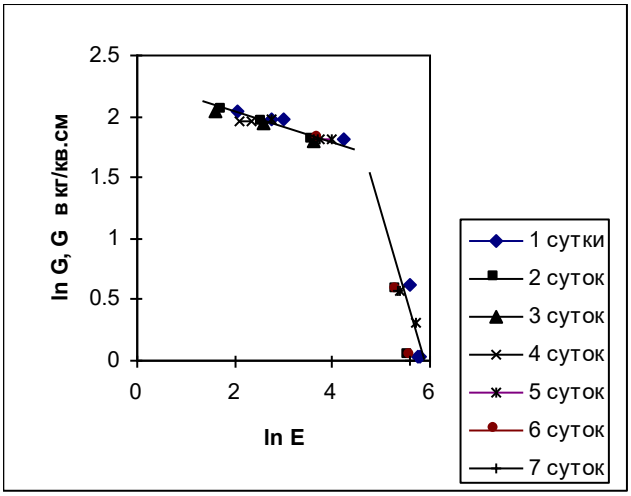


Рис. 84. Изохронные кривые деформирования мерзлой супеси (р.Еркута-Яха) при одноосном сжатии в логарифмических координатах при θ = -2°C; D_{sal}=0.09%; W=40%

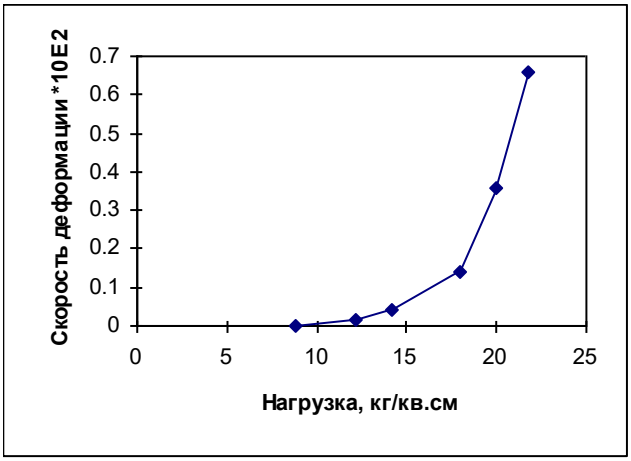
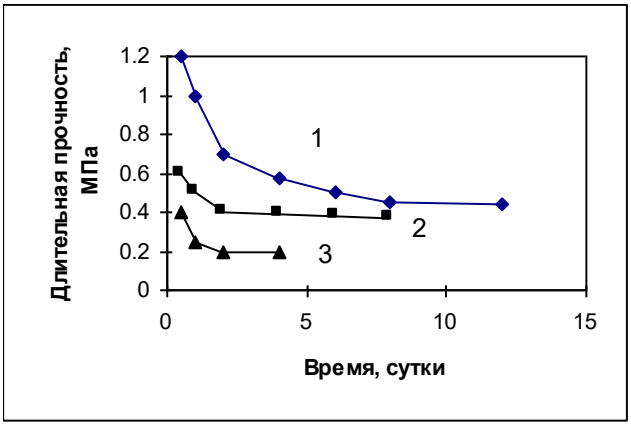


Рис. 85. Реологическая кривая, построенная по скоростям установившейся ползучести мерзлого засоленного песка (р.Еркута-Яха) при одноосном сжатии при θ = -3°C; D_{sal}= 0.05%; W=26%.

Рис. 86. Кривые длительной прочности при одноосном сжатии песка при засоленности 0.1%, температуре -2°C (1); супеси при засоленности 0.2%, температуре -2°C (2); суглинка при засоленности



1.0%, температуре -3.8°C (3).

Для оценки длительной прочности мерзлых грунтов по данным кратковременных испытаний широко используется полученная С.С.Вяловым (1966) зависимость:

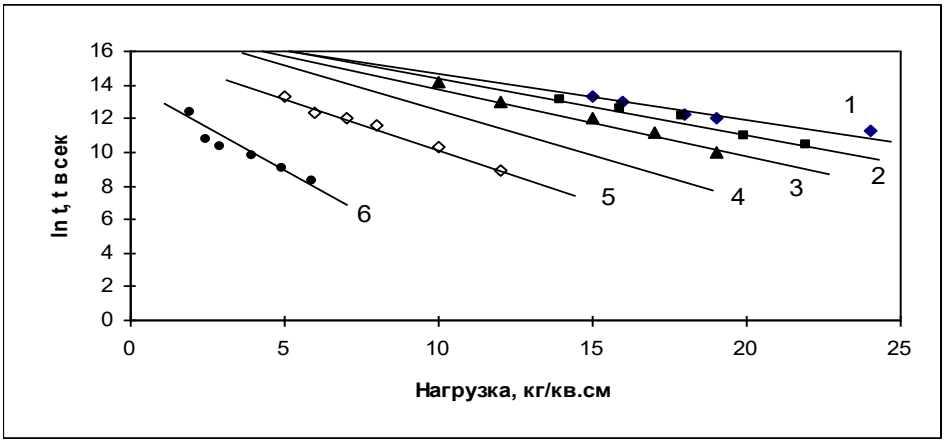
$$\int_0^{t_p} \exp\left\{-\beta\left[\theta(t)\right] / \sigma(\theta)\right\} dt = B$$

где $\mathbf{t_p}$ - время до разрушения (долговечность); **β** и **B** - параметры, определяемые из опыта; **σ(θ)** - напряжение, вызывающее разрушение и зависящее от температуры; **θ(t)** - температура мерзлого грунта, зависящая от времени; **t** - время. Для условия постоянной температуры это уравнение упрощается в виде:

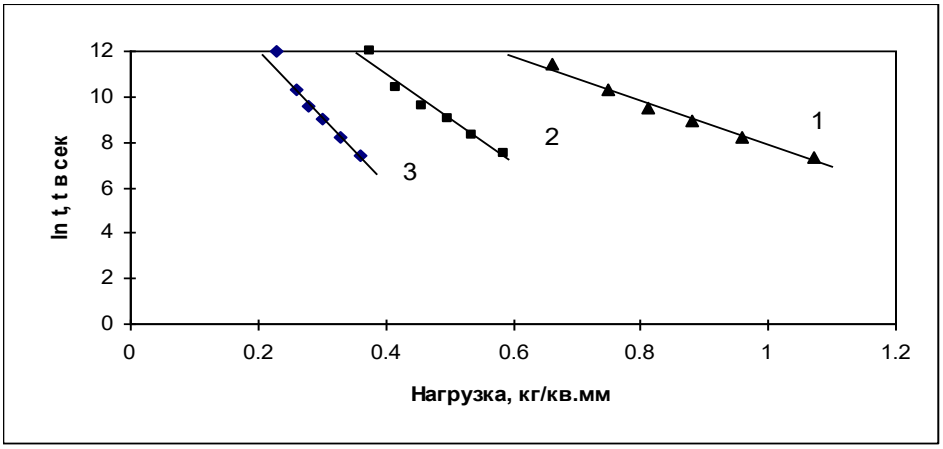
$$\sigma_t = \frac{\beta}{\ln(t / B)}$$

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 температуры постоянно. Интенсивность процесса длительного разрушения зависит от скорости роста дефектов, которая в свою очередь является функцией действующего напряжения и времени” (Вялов, 1978).

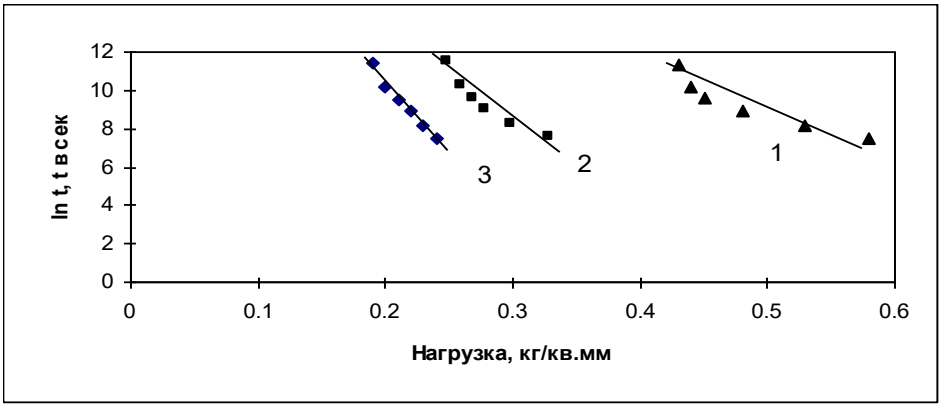
В последнем уравнении зависимость **σ=f(lnt)** является линейной, следовательно, параметры **β** и **B** для данного вида грунта и температуры постоянны. Это и открывает возможность использовать его для расчетов длительной прочности по результатам кратковременных испытаний.



А



Б



В

Рис. 87. Зависимость прочности на одноосное сжатие от времени в логарифмических координатах: А - мерзлого пылеватого песка (р.Еркута-Яха): 1 - при -4°С, 2 - при -3°С, 3 - при -2°С, 4 - расчетная кривая при 0°С, 5 - при -2°С и D_{sal}=0.1%, 6 - при -2°С и D_{sal}=0.2%; Б - мерзлой келловейской супеси: 1 - при -20°С, 2 - при -10°С, 3 - при -5°С; В - мерзлой глины бат-байосса: 1 - при -20°С, 2 - при -10°С, 3 - при -5°С (Б и В построены по данным С.С.Вялова и др., 1962)

С.С.Вялов отмечал (1976), что для льда трудно назначить параметры **β** и **B**, т.к. развивается вязкое течение и понятие прочности теряет смысл. Л.Т.Роман (1987) было установлено, что для торфа и заторфованных грунтов

графики зависимости **1/G - 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.Регеля, А.И.Слуцкера и Э.Е.Томашевского (1974). Рассмотрим ее основные положения. Средние тепловые колебания атомов, которые происходят с частотой 10^{12} - 10^{13} сек$^{-1}$, вызывают “рывки” нагрузки на межатомные связи, сравнимые с прочностью на разрыв: разрывное усилие имеет величину около $1.5*10^3$ кг/см^2, а сила равна **F =1/2 кT/h** (**h** - деформация колебания, около 0.01А) ~1000 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:

$$t = t_0 \exp \frac{E_0 - \gamma\sigma}{kT}$$

t - время до разрушения, с; **t(o)** - период свободного колебания атомов, равный 10^{-12} -10^{-13} с; **Eo** - энергия активации; **γ** - структурный коэффициент (или коэффициент концентрации напряжений); **G** - напряжение; **к** - постоянная Больцмана; **T** - абсолютная температура.

На основе экспериментов установлен физический смысл входящих в уравнение параметров. Для металлов энергия активации процесса разрушения **Eo** совпадает с величиной энергии сублимации. Легирующие добавки и степень наклона и обжига не влияют на **Eo** и **t(o),** а изменения прочностных свойств обусловлены изменениями **γ**. Для исследованных полимеров, как и для металлов, оказывается, что **t(o)**=10^{-13} сек, а величина **Eo** составляет несколько десятков ккал/моль, меняясь от полимера к полимеру, и хорошо коррелирует с величиной энергии активации процесса термодеструкции. Пластификация полимеров не затрагивает **Eo**, а сказывается только на **γ**.

По данным Л.Т.Роман (1987), обработка в соответствии с кинетической теорией опытных данных по прочности мерзлого торфа при различных видах испытаний показала, что для него характер зависимости **G-ln(t)** другой, чем для

твердых тел: она нелинейна во всем диапазоне изменения **G**. 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 исследование этого вопроса. Собственные данные и данные других авторов были соответствующим образом обработаны, построены графики зависимостей **G-lnt** для различных типов грунтов и видов испытаний. Они представлены на рис. 87 и 88. Обращает на себя внимание прямолинейность графиков и их пересечение в одной точке на оси ординат (логарифмов времени разрушения).

Эта закономерность отмечается для самых различных грунтов и наиболее простым способом может быть выражена в следующем виде:

$$t_p = t_0 \exp\left(\frac{S\sigma_p}{T - T_0}\right), \text{ где}$$

To и **S** - константы. Подстановка данного выражения в основное уравнение кинетической теории С.Н.Журкова дает следующее:

1) $E_0 = cT$, где **c** - коэффициент, т.е. **Eo** слабо зависит от **T**, поскольку абсолютная температура в экспериментах изменяется сравнительно мало. Действительно, сам характер структурных связей мало меняется в небольшом температурном диапазоне.

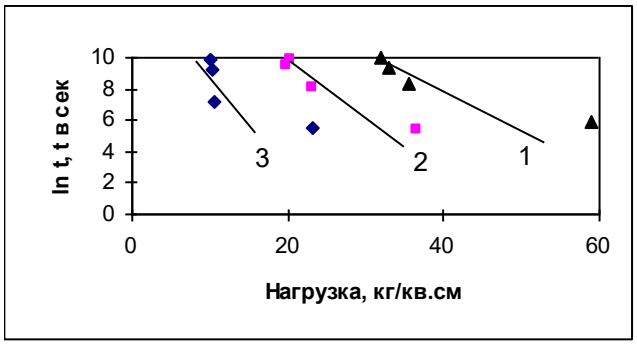
2) $\gamma = \frac{SkT}{T_0 - T}$, т.е. **γ** зависит главным образом от разности **To-T**, которая сильно меняется. Эта закономерность, на наш взгляд, объяснима тем, что при изменении температуры в мерзлых породах изменяется именно соотношение льда и незамерзшей воды как важнейших структурных параметров, определяющих прочность.

Из определений следует, что величина **Eo** оказывается равной для незасоленных мерзлых грунтов от 22 до 29 ккал/моль.

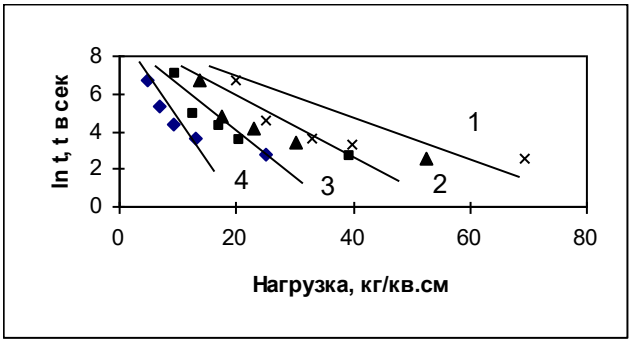
Для льда, по оценкам скорости течения разных авторов, она составляет 12-18 ккал/моль (Зарецкий, Чумичев, 1982). Уместно вспомнить, что теплота тепловой деструкция льда (плавление + испарение) составляет около 12 ккал/моль. Таким образом, разрушение структурного элемента мерзлого грунта обусловлено разрывом атомно-молекулярных связей, вероятно, не собственно во льду, а в какой-то контактной области, где энергия связи выше. Можно назвать 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 основной “удар” нагрузок

приходится на льдоцементационные связи, энергия которых, таким образом, в среднем 22-29 ккал/моль.

Прямые на рис. 87 и 88 при их продолжении пересекаются приблизительно на оси ординат. Этот факт объясним из положений кинетической теории прочности. В точке пересечения **G**=0 и потому **t=t(o)exp(Eo/кT).** Диапазон изменений абсолютных температур мерзлых грунтов в испытаниях очень мал - 5 -10 град.С (**T**=const), а зависимость энергии активации от температуры в этой области мала. В частности, для льда П.А.Шумский приводит выражение: **Eo**=11.4 ккал/моль + 0.036 ккал/моль*T. Таким образом, **Eo/T=const** в изучаемом диапазоне температур. Следовательно **t=t(o)exp(const)** и образуется точка пересечения прямых.



А



Б

Рис. 88. Зависимость прочности от времени в логарифмических координатах: А - на одноосное сжатие мерзлой глины (данные П.М.Тютюнника, 1965): 1 - при -14°С, 2 - при -8°С, 3 -при -4°С; Б - на растяжение мерзлого торфа: 1 - при -20°С, 2 - при -8°С, 3 - при -6.5°С, 4 - при -4.5°С (данные Л.Т.Роман, 1987)

Изменения угла наклона прямых связаны не с зависимостью от температуры в знаменателе экспоненты (**кT),** а с изменением структурного параметра **γ** - перераспределений напряжений в структурном элементе мерзлого

грунта. Потому и возникает нелинейность зависимости напряжений от логарифма времени, на которую указывала Л.Т.Роман.

С увеличением засоленности происходит резкое уменьшение **Eo**, 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. Они неплохо вписываются в представления и понятия этой теории. Возникает вопрос, насколько эта теория хороша для прогноза. На первый взгляд, уравнение кинетической теории более приемлемо по физическому смыслу, чем С.С.Вялова. Даже число переменных здесь меньше: при фиксированной температуре параметр **γ**, а у С.С.Вялова - **β** и **B**. Однако известны довольно резкие оценки относительно использования уравнения кинетической теории для практических расчетов. В частности, Г.П.Черепанов, признавая, что формулы такого типа позволяют объяснить большинство экспериментальных данных отмечает, что они требуют слишком высокой точности определения эмпирических постоянных **Eo**, **γ**, чтобы добиться точности предсказания хотя бы по порядку величины, ввиду самого их экспоненциального вида. Ю.Н.Работнов считает, что они мало природны для описания поведения материала и в своей обширной книге приводит опытный материал просто в виде графиков. Правда, Г.П.Черепанов выразил надежду, что эту трудность можно снять, используя формулы типа **t=Aexp(-aK//T),** которые проигрывают в общности, зато выигрывают в близости к экспериментам. В этом отношении полученное нами выражение относится к классу таких формул и использует только три переменных для описаний свойств грунтов и условий: **t(o), S** и **To**. Причем **t(o)** и **To** - соответственно время и температура саморазрушения, **S** - внутренняя прочность грунта, отражающая количество и сложность структурных связей. Возможно, эта формула предпочтительна **G=β/ln(t/B).** Отличие этих формул в том, что в нашей линейная связь между **lnt** и **G**, а у С.С.Вялова - между **1/G** и **lnt.**

Для мерзлых грунтов, однако, нельзя не отметить физическую простоту исходных предпосылок кинетической теории и некоторые заслуживающие внимания закономерности, выявляющиеся при анализе ее с позиций экспериментального материала по механике мерзлых грунтов. Вероятно, ее использование возможно и для прогноза длительной прочности засоленных мерзлых грунтов.

11.2. ПРОЧНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

11.2.1. ХАРАКТЕР РАЗРУШЕНИЯ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

При воздействии механической нагрузки вследствие существования в мерзлых породах льда, представляющего собой почти идеальное текучее 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 связанной воды и включениям льда, которые в своем преобладающем большинстве и являются, по мнению Э.Д.Ершова (1986), ослабленными в прочностном отношении участками мерзлой породы - “дефектами”, которые могут быть точечными и линейными. Механизм пластического деформирования кристаллических тел (льда) связывают преимущественно с перемещением дислокаций путем скольжения, которые при некотором критическом напряжении порождают новые дислокации и трещины. Кроме того, происходит перемещение незамерзшей воды из участков с большим напряжением к участкам с меньшим напряжением с соответственными фазовыми переходами.

Вместе с этими процессами структурного преобразования (расслабления) мерзлой породы в ней происходит закрытие микротрещин, уменьшение межагрегатной и агрегатной пористости, более плотная упаковка грунтовых частиц и восстановление структурных связей. Преобладание тех или иных процессов, по мнению С.С.Вялова (1978), и определяет упрочнение или разрушение мерзлой породы.

В понятие “прочность мерзлых грунтов” вкладывают различный смысл в зависимости от решаемой задачи. Оно включает как разрушение, так и избыточную деформацию (Геотехнические вопросы освоения Севера, 1983). Со времени фундаментального исследования С.С.Вялова (1959) принято считать, что мерзлые породы при достаточно больших напряжениях разрушаются, что фиксируется увеличением скоростей деформирования при постоянной нагрузке. Причем для мерзлых пород характерно вязкое разрушение с большими деформациями и сплющиванием образца (образование “бочки”) без нарушения сплошности. По данным Н.К.Пекарской (1962), С.Э.Городецкого и Е.П.Шушериной (1962), С.С. Вялова (1959) 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 даже тысячи часов.

Для некоторых глинистых талых пород перехода в прогрессирующее течение так и не происходит. Поскольку в процессе ползучести грунт одновременно и упрочняется, и расслабляется, то, по мнению С.С. Вялова (1978), стадия установившегося течения возникает тогда, когда нарушение и восстановление межчастичных связей взаимно компенсируется. У слабоструктурированных систем такое состояние может продолжаться неограниченно долго. При этом развитие прогрессирующего течения связано с явлением дилатансии - увеличением объема образца при воздействии сдвиговых усилий, что, к свою очередь, обусловлено развитием микротрещин.

Эксперименты Е.П.Шушериной (1966) по исследованию ползучести мерзлой супеси и глины показали, что и продольная, и поперечная деформации развиваются одновременно. Увеличение объема образцов начинается уже в стадии неустановившегося течения.

Для засоленных мерзлых пород даже при высоких нагрузках наблюдается в основном затухающая ползучесть (см. главу 9). Поэтому в понятие прочности засоленных пород мы вкладываем смысл избыточной деформации. Основания для назначения деформационного критерия прочности имеются в работах С.С.Вялова (1956) и М.Н.Гольдштейна (1957). Ими 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, по данным С.Муроямы и Т.Шиботы (1966), значение этой предельной деформации колеблется от 0.09 до 0.1.

По данным С.С.Вялова и др. (1962), 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. (1966) рекомендует 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.Л. 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 (Ломтадзе, 1984). При использовании этой

характеристики следует учитывать, однако, что она зависит от конкретного сооружения и неудобна при сравнениях.

При этом необходимо иметь в виду, что, по мнению многих исследователей, потери прочности породы во времени на стадии затухающей ползучести не происходит (Ломтадзе, 1984). Таким образом, деформационный критерий приводит к условной прочности, снижение которой во времени свидетельствует о развитии деформаций при одновременном возможном уплотнении и фактическом упрочнении грунта. Поэтому важно проводить сравнения полученной таким образом величины прочности с ее значениями по другим критериям, таким, как изменение характера деформирования, и по данных других испытаний, где разрушение более очевидно - например, сдвиговым испытаниям.

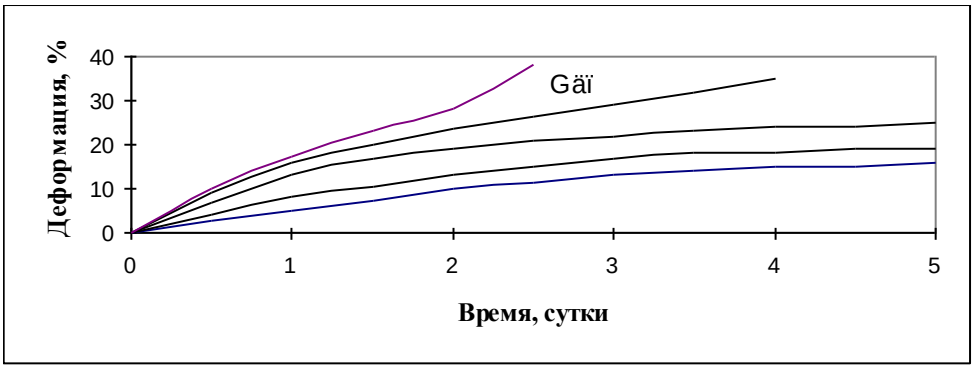


Рис. 89. Кривые ползучести грунтов при разных постоянных нагрузках - к определению понятия длительной ползучести по К.Ф. Войтковскому (1960). При превышении нагрузкой предела длительной ползучести ***Gдл*** *наблюдается стадия прогрессирующей ползучести.*

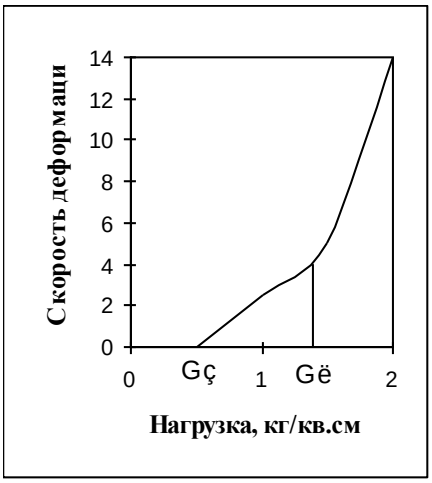


*Рис. 90. Реологическая кривая для незасоленных мерзлых грунтов - к определению понятий пределов затухающей (****Gз****) и линейной (****Gл****) ползучести.*

Использование других критериев прочности и понятий для засоленных мерзлых пород может также быть полезным. К.Ф. Войтковским (1960) было введено важное понятие предела длительной ползучести, при напряжениях ниже которого может происходить течение с постоянной или уменьшающейся скоростью, а при больших напряжениях установившаяся стадия переходит в стадию прогрессирующего течения с возрастающей скоростью (рис. 89). Таким образом, значение прочности, определенное по величине деформации 0.2 при затухающей ползучести, будет ниже либо равно пределу длительной ползучести по К.Ф. Войтковскому, а сам этом предел для засоленных мерзлых пород может быть надежно определен только для засоленных песчаных отложений.

Ряд авторов (Велли, 1973; Аксенов, Докучаев, 1978; Яркин, 1986 и другие) используют понятия предела затухающей ползучести **Gз**, определяемый в точке пересечения реологической кривой с осью абсцисс, и предел линейной ползучести, как проекции точки, где происходит увеличение скоростей деформирования, **Gл** (рис. 90). При этом сама реологическая кривая обычно строится по скоростям установившейся ползучести, поэтому определяемое значение прочности по деформациям для засоленных мерзлых пород, кроме песков, ниже обоих этих пределов. Правда это верно, как и в случае с пределом длительной ползучести К.Ф.Войтковского, если эти пределы существуют для засоленных мерзлых пород. Вероятно, они выделяются лишь при очень больших нагрузках, превышающих 2-3 МПа, т.е. обычные нагрузки от сооружений и использованные в наших экспериментах.

По данным E.Hivon (1991) переход в стадию прогрессирующего течения у засоленных мерзлых пород, правда, при достаточно низких температурах -5 ÷ -7°С, наблюдается либо около значения деформации 20%, либо (чаще) при деформациях 25-30% и выше, когда образец заметно изменяет форму и по нашему мнению, проводить эксперименты далее не вполне целесообразно, т.к. условия одноосных испытаний изменяются.

Природа такого характера деформирования мерзлых засоленных пород связана с особенностями их строения. Чем выше засоленность, тем больше незамерзшей воды и толще ее прослойки. Если предположить, что деформации мерзлых засоленных пород обусловлены главным образом скольжением минеральных частиц и льда по жидким пленкам и пластическим течением льда в порах, то главным процессом структурообразования мерзлых засоленных пород под нагрузкой будет не накопление дефектов и микротрещинообразование, а уплотнение и уменьшение пористости, сближение частиц при одновременном вязком течении жидких прослоек и льда.

Таблица 29. Результаты определения длительной прочности мерзлых засоленных пород при одноосном сжатии с использованием различных критериев потери прочности.

Наименование породы	θ,°C	D_{sal}, %	Длительная прочность, Gдл, МПа		
			по 20% деформации	по перегибу кривой ln(G)-ln(ε)	по реологической кривой
Песок (р.Еркута-Яха)	-3.8	0.05	0.70	0.80	1.35
	-3.0	0.05	0.86	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
Супесь (р.Еркута-Яха)	-3.8	0.09	1.0	0.95	*)
	-2.0	0.09	0.55	0.60	
		0.2	0.10	0.10	
		0.5	0.06	0.06	
Суглинок (оз.Тюрин-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(G)-ln(ε) отсутствует

Такой процесс будет, очевидно, характеризоваться затухающим во времени деформированием вплоть до очень больших деформаций и потери формы образца. В конце концов может наступить разрыв структурных связей и дезинтеграция частиц, однако это происходит, по-видимому, в образцах 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, указывают данные E.Hivon (1991). Эксперименты, правда, проводились ею при температурах -5 ÷ -7°C, но с засолением порового раствора пород до 30 промилле (ppt). В большинстве опытов увеличение объема образцов фиксировалось уже вскоре после начала испытаний (рис. 83).

Следовательно, можно считать, что с течением времени условная потеря прочности наступает. Поэтому мы считали возможным назначить 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 **lnG-lnh**, 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 удается построить для установившихся скоростей деформирования, что возможно для песчаных засоленных мерзлых грунтов.

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 приведены в табл. 29.

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.

11.2.2. ДЛИТЕЛЬНАЯ ПРОЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Из экспериментов известно, что при приложении нагрузки меньше той, которая вызывает быстрое разрушение образца мерзлого грунта, спустя некоторое время также наблюдается разрушение (или развитие очень больших деформаций). Явление такого разрушения во времени называется длительной прочностью, или долговечностью. Уменьшение величины разрушающего напряжения с увеличением времени до разрушения и 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 (рис. 86). 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. Первые исследования длительной прочности мерзлых грунтов были выполнены в 40-х годах М.Н.Гольдштейном применительно к силам смерзания грунтов. В 50-х годах С.С.Вялов, проводя в Игарке комплексное изучение длительного сопротивления мерзлых грунтов при различных видах загружения, установил основные закономерности длительной их прочности. Позднее вопросы длительной прочности мерзлых грунтов исследовались в Институте Мерзлотоведения и НИИ оснований, на кафедре мерзлотоведения МГУ, в Красноярском ПромстройНИИпроекте, во ВНИИ-1 и других организациях, в том числе за рубежом. Получены закономерности изменения длительной прочности в зависимости от температуры, вида испытания, грунта и т.д. Предложен ряд аппроксимационных уравнений кривой длительной прочности, из которых наибольшее распространение получила аппроксимация (формула) С.С.Вялова.

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 значительно снижает их ценность. На наш взгляд, серьезным недостатком уже является то, что за несколько десятилетий исследований практически не проводилось по-настоящему длительных экспериментов (длительность 3-4 месяца считается очень большой, свыше этого срока известны единичные опыты) - до нескольких лет. Это не позволяет дать оценку точности экстраполяции кривых длительной прочности, по которой определяется предел длительной прочности, что делает такое определение весьма условным.

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 термоактивированного процесса. 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. 91 и 92, в табл. 30 представлены данные по одноосному сжатию, частично шариковому штампу и другим испытаниям. Как уже отмечалось, несмотря на прослеживаемую кривизну линий, отмеченную Л.Т.Роман для торфов и побудившую ее видоизменить вид выражения кинетической теории, возможно их спрямление.

Природа такой зависимости логарифмов времени разрушения от напряжений связана, вероятно, с внутренними напряжениями, эффектами растворения, адсорбции и др. В то же время следует отметить, что зависимость $\mathbf{E_0}$ от температуры в обычном диапазоне температур для мерзлых грунтов (0 ÷ -20°С) слабая, поскольку в нее входит абсолютная температура.

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 незамерзшей воды на контактах минеральных частиц и ледяных кристаллов, которые в значительной 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 криволинейности линий **ln(t) - G**, из-за которой Л.Т.Роман предлагает видоизменить классическое уравнение кинетической теории. 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 значительные деформации, очевидно приводящие к перераспределению напряжений. И если при больших напряжениях **G** и соответственно малом времени **t** происходит значительная концентрация напряжений, то при длительном течении степень концентрации, очевидно, уменьшается, все большее число связей воспринимают нагрузку. Следует считать переменным структурный параметр γ, и с учетом сказанного допустимо спрямление кривых и определение среднего значения γ. На графиках видно, что значение γ, учитывая возможный угол наклона, может меняться в несколько раз.

Характер перераспределения напряжений в мерзлых породах сказывается, вероятно, прежде всего в численном значении энергии активации **Eo**. Как уже отмечалось, для мерзлых грунтов она оказывается величиной от 20 до 29 ккал/моль при **T**=0°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 грунтах разрушаются именно ледяные связи.

Таблица 30. Параметры уравнения кинетической теории прочности для различных мерзлых грунтов

Грунт	Энергия активации E_0, ккал/моль		Структурный параметр γ, $\frac{ккал*см^2}{моль*кг}$		
	Температура **T**, °C				
	0	-73	0	-3	-5
Песок с/з	25.1	18.4	0.199	0.138	0.113
Песок пылев.	26.2	19.2	0.311	0.192	0.153
Супесь	25.0	19.0	0.368	0.208	0.160
Супесь пылев.	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	0.586	0.422	0.354
Лед	21.8	16.0	0.191	0.126	0.102

Таблица 31. Энергия активации E_0 для мерзлой супеси при различных засоленностях

Засоленность, D_{sal}, %	Энергия активации E_0, ккал/моль
0	25.0
0.1	16.9
0.2	15.2
0.5	14.1

Полученные в последнее время данные Л.Ф.Свинтицкой (1997) расходятся с данными предыдущих исследований. Это можно было бы считать фактом довольно значимым, если бы величина энергии активации была бы близка к энергии тепловой деструкции льда, т.е. теплоты плавления и испарения. Но энергия тепловой деструкции составляет только 12 ккал/моль. Объяснение, как и в случае со структурным параметром, вероятно, заключается в том, что энергия частично затрачивается на упругие деформации грунтовых частиц, преодоление их сцепления и трения, общее сжатие грунта (так как виды испытания - одноосное сжатие и шариковый штамп).

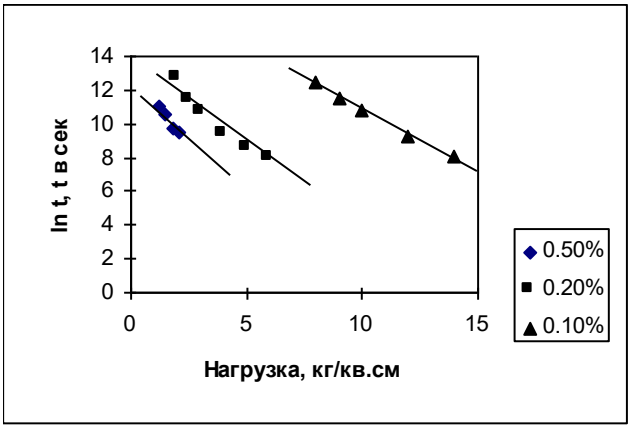


Рис. 91. Зависимость логарифма времени разрушения от нагрузки при температуре -2 °С для мерзлой засоленной супеси (п. Ямал) при различной засоленности

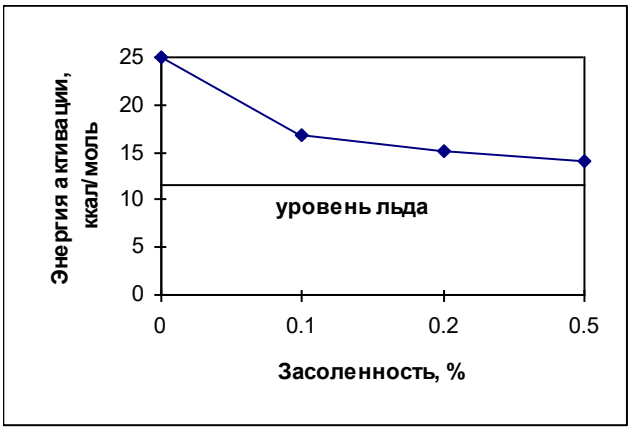


Рис. 92. Зависимость энергии активации разрушения от засоленности для мерзлой супеси (п. Ямал) при температуре -2 °С

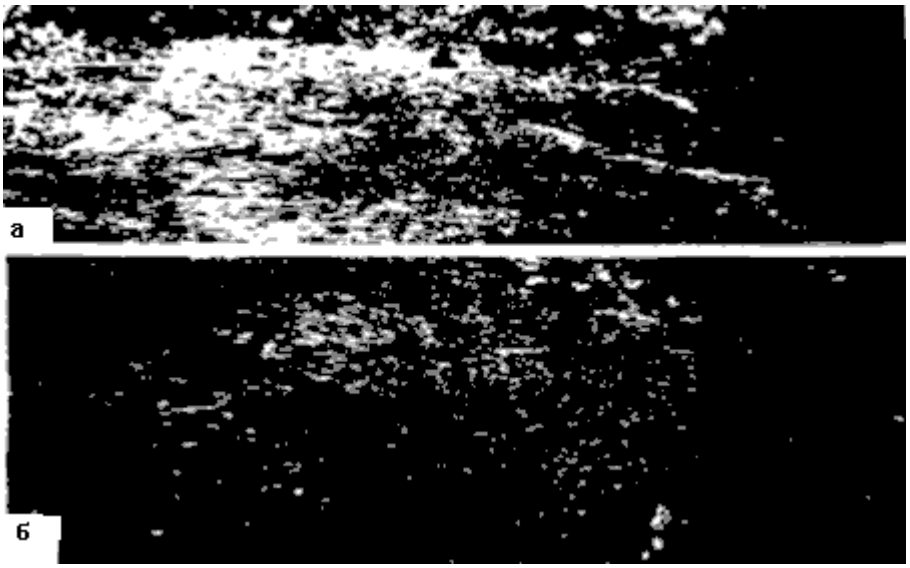


Рис. 93. Микростроение мерзлого образца засоленной супеси (р.Се-Яха) при увеличении 12х при θ= -2.0 °С; D_{sal}=0.5%; W=38%; σ=0.14 МПа, подвергнутого одноосному сжатию: а и б - соответственно, верхняя и средняя часть образца.

Кроме того, и это важнее, - разрушаются не собственно структурные связи во льду, а связи “лед-минеральная частица”, энергия разрушения которых

выше. Хотя природа их не вполне ясна, именно они определяют разрушение мерзлых пород. Их и можно назвать “льдоцементационными”.

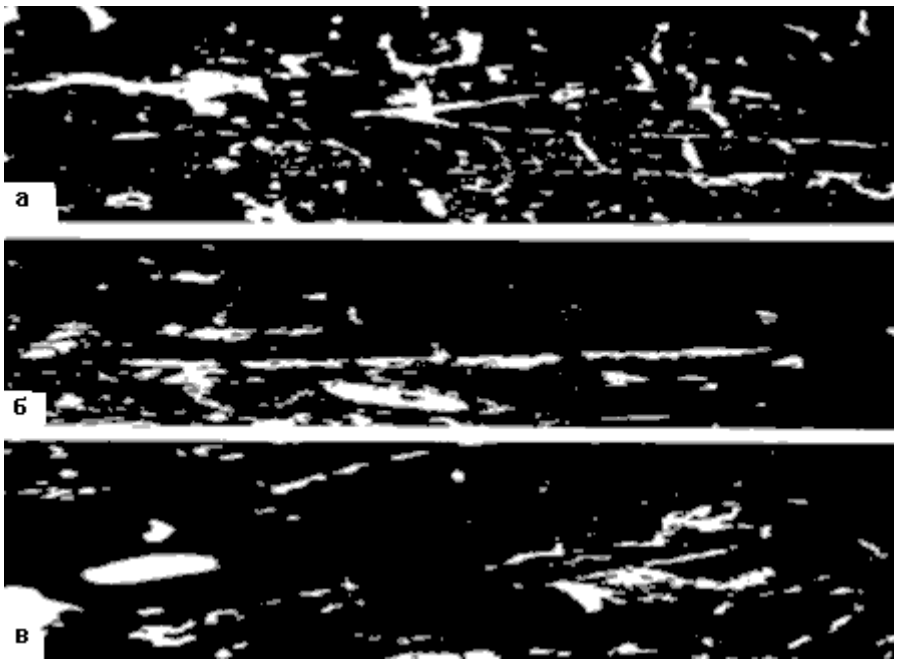


Рис. 94. Микростроение мерзлого образца засоленного суглинка при увеличении 12х при θ= -3.8°С; D_{sal}=1.0%; W=46%; σ=0.225 МПа, подвергнутого одноосному сжатию: а, б, в - соответственно, верхняя, средняя и нижняя часть образца.

Результаты, которые были получены для мерзлой засоленной супеси (п. Ямал), позволили по-новому взглянуть на этот вопрос. Экспериментальные кривые для различной засоленности (рис. 91) оказываются приблизительно параллельными. Определения величины энергии активации показали, что она заметно зависит от засоленности (табл. 31).

На рис. 92 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 Л.Ф.Свинтицкой (1997) 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.

Микроструктурные исследования подтверждают соответствующие преобразования строения засоленных мерзлых пород при воздействии механических нагрузок (рис. 93 и 94). В результате деформирования появляется слоистость. Ее появление хорошо выражено, например, в морской супеси с засоленностью 0.5% при температуре -2°С при приложении нагрузки 0.6 кг/см^2. После деформирования отчетливо видны кристаллы льда, в том числе и на внешних границах образца, которые не выражены до испытаний. Преобразования проявляются также, по данным исследования наших образцов Е.М.Чувилиным, в нарушениях выдержанности, мощности и ориентировки микрошлиров льда. При больших нагрузках появляются следы пластической перекомпоновки скелета породы. Правда, эти преобразования характерны для более дисперсных разновидностей пород - суглинков, имеющих и большую засоленность. В песчаных породах изменения не затрагивают поле льдистости, а связаны главным образом со структурой минерального скелета.

11.2.3. ПРОЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Прочность, ввиду преимущественного использования деформационного критерия разрушения, связана с деформируемостью мерзлых засоленных пород. Закономерности их деформирования и влияние основных факторов в основном рассмотрены в 9 главе. В данном разделе обсуждаются те особенности механической устойчивости мерзлых засоленных пород различного состава и строения, которые имеют отношение непосредственно к разрушению.

С понижением температуры длительная прочность мерзлых засоленных пород увеличивается (рис. 95). Энергия активации **Eo,** 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 влаги 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.

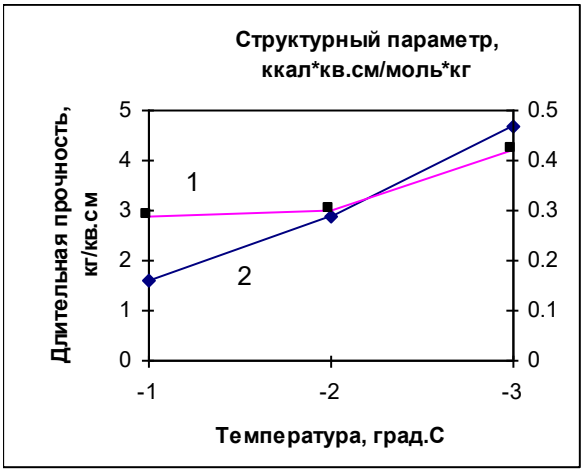


Рис. 95. Влияние температуры на длительную прочность при одноосном сжатии (1) и структурный параметр (2) мерзлого салехардского суглинка при D_{sal}=0.2%.

Необходимо отметить, что структурный параметр **γ** увеличивается с ростом засоленности. Так, в засоленном песке (р.Еркута-Яха) при температуре -2°С с увеличением засоленности от 0.05 до 0.2% структурный параметр **γ** увеличился с 0.11 до 0.25 ккал*см^2/моль*кг. Структурный параметр характеризует влияние изменения нагрузки на изменение времени разрушения, которое усиливается с ростом **γ**. Его обратная величина может быть использована как показатель стабильности, коэффициент устойчивости к разрушению мерзлой породы. Обобщенные данные по расчетному давлению на мерзлые породы **R** в зависимости от засоленности приведены на рис. 98.

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°С и засоленности 0.2% (рис. 96). Также, в направлении увеличения дисперсности, возрастает и энергия активации разрушения **Eo**.

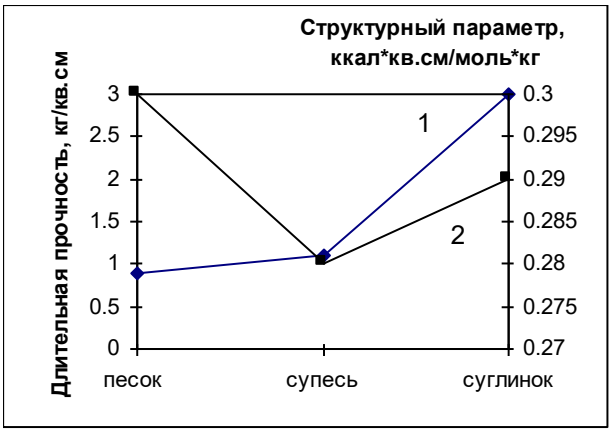


Рис. 96. Влияние грану-лометрического состава мерзлых пород на длительную прочность при одноосном сжатии (1) и структурный параметр (1) при D_{sal}=0.2% и θ= -2 °C.

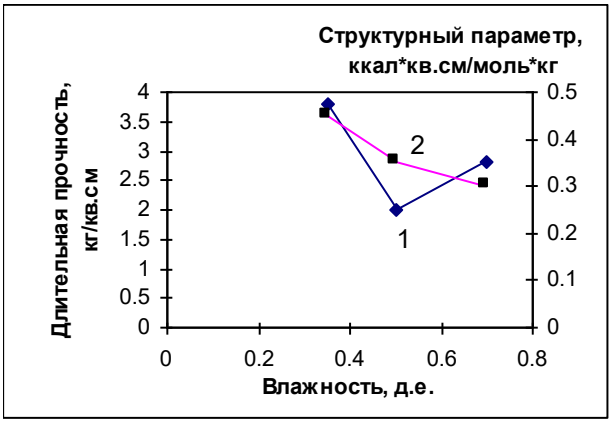


Рис. 97. Влияние влажности на длительную прочность при одноосном сжатии (1) и структурный параметр (2) мерзлого салехардского суглинка при D_{sal}=0.5% и θ= -3 °С.

Эти мерзлые породы имеют различную влажность, пористость, удельную поверхность минеральных частиц, а возрастание 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 (1960) 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), оставался бы постоянным. Однако с ростом влажности все меньше соотношение незамерзшей воды и льда, грунт упрочняется.

Наложение факторов снижения энергии активации **Eo** и параметра **γ** объясняют экстремальную зависимость прочности засоленного мерзлого суглинка от влажности (рис. 84): прочность на одноосное сжатие сначала уменьшается, а затем возрастает, причем минимальная прочность характерна для полного водонасыщения. Таким образом, экспериментальная зависимость прочности засоленных мерзлых пород от влажности обратна установленной Е.П.Шушериной для незасоленных мерзлых пород.

Для исследования этого важного вопроса нами была предпринята попытка обобщения материалов по прочности на одноосное сжатие и данных по эквивалентному сцеплению на грунтах нарушенного и естественного сложения. Определялось значение расчетного давления на мерзлый грунт (**R**) при температуре -3°С, при которой было выполнено максимальное количество испытаний. В целом прочность снижается при увеличении засоленности и

влажности (рис. 85). Наибольшие значения **R** приурочены к зоне наименьшей влажности (близкой к нижнему пределу пластичности и ниже полного водонасыщения). Для естественных условий это, как правило, уплотненные грунты, их большая прочность обусловлена прочным сцеплением минерального скелета, льдоцементационными связями минеральных частиц. Для таких пород характерно и высокое значение энергии активации разрушения **Eo**. Причем даже значительная засоленность не уменьшает существенно прочность данных пород.

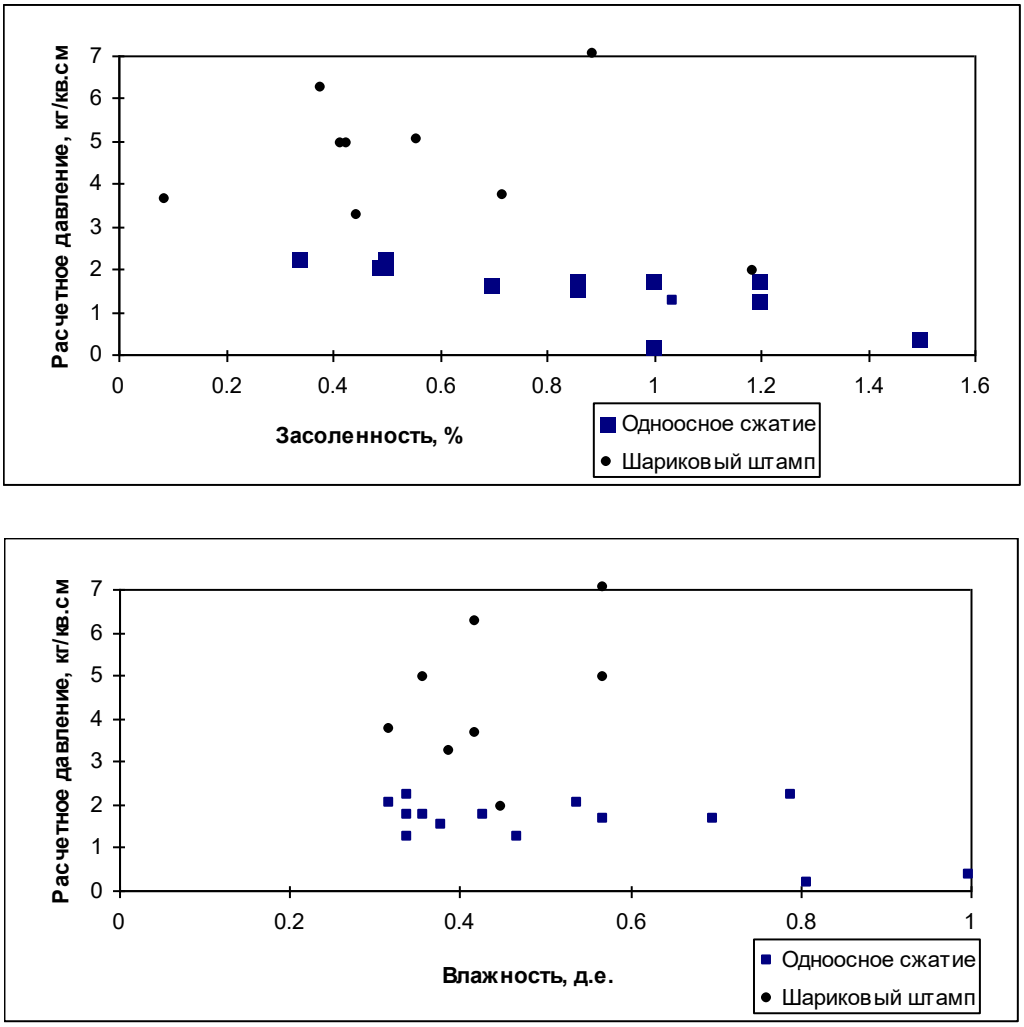


Рис. 98. Зависимость расчетного давления на мерзлый грунт (R) для суглинков п-ова Ямал от засоленности (вверху) и влажности (внизу) при θ= -3 °C

При небольшом увеличении влажности и засоленности прочность снижается постепенно и при влажности, близкой к пределу текучести, длительная прочность резко уменьшается. Данных по грунтам естественного сложения для еще больших влажностей немного, возможно, поэтому дальнейших рост прочности с возрастанием **W** на рис. 98 не прослеживается.

Таблица 32. Влияние состава солей на сопротивление одноосному сжатию засоленной супеси (п. Бованенково) при температуре θ=-3°С и засоленности D_{sal}=0.2%

Состав порового раствора	Длительная прочность $G_{дл}$, кг/см^2	Энергия активации E_0, ккал/моль	Структурный коэффициент γ, $\frac{ккал*см^2}{моль*кг}$
NaCl	7.0	21.6	0.45
$CaCl_2$	6.0	20.5	0.45
$MgCl_2$	5.8	17.8	0.27
Морская соль	6.0	17.8	0.25
Na_2SO_4	6.0	16.2	0.24

Данные на рис. 98 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°С и $\mathbf{D_{sal}}$=0.2% показали, что величина энергии активации разрушения уменьшается в ряду **NaCl > $CaCl_2$ > $MgCl_2$ >** морская соль **> Na_2SO_4** (табл. 32).

Это, по-видимому, указывает на то, что льдоцементационные структурные связи между частицами мерзлой породы наиболее прочны при засолении **NaCl**. Структурный параметр γ закономерно снижается в этом ряду ввиду уменьшения содержания незамерзшей воды и толщины жидких прослоек. Суммарный эффект таков, что длительная прочность на одноосное сжатие изменяется при изменении состава порового раствора не столь значительно.

Различные условия промораживания образцов приводят к различным величинам в сопротивлении одноосному сжатию. При всестороннем промораживании образцов суглинка (оз.Тибей-То) при -4°С образовалась шлировая криотекстура с хаотичным расположением шлиров и средней плотностью **р**=1.75 г/см^3. Для таких образцов **Ео**=16.2 ккал/ моль; **γ**=0.48 ккал*см^2/моль*кг; **Gдл**=1.9 кг/см^2.

Рост плотности образцов при прочих равных условиях приводит, по данным E.Hivon (1991), к некоторому увеличению прочности на одноосное сжатие мерзлых засоленных пород. При этом в диапазоне плотности мерзлого грунта 1.92-2.12 г/см^3 модуль деформации изменяется мало.

11.3. СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ ПО ПОВЕРХНОСТИ СМЕРЗАНИЯ ФУНДАМЕНТОВ С ЗАСОЛЕННЫМИ МЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ

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 $S_{см}$ поэтому можно представить как сумму площади раздела “материал - лед” $S_л$, площади раздела “материал - минеральная частица” $S_м$, площади раздела “материал - незамерзшая вода” $S_{нв}$ и площади, свободной от взаимодействия ввиду возможного наличия пустот $S_п$:

$$S_{см} = S_п + S_м + S_{нв} + S_п$$

Экспериментально Н.А.Цытовичем и другими (Н.А.Цытович, 1973 и др.) было установлено, что для водонасыщенных грунтов чем крупнее частицы грунта, тем прочность сначала выше (от глин к пескам), а затем ниже (от песков к галечникам). Наибольшую прочность смерзания имеют среднезернистые пески, у которых она заметно выше, чем у льда. Силы смерзания имеют максимум в зависимости от влажности, наиболее велики они при полном водонасыщении (Н.А.Цытович, М.И.Сумгин, 1937). Они заметно возрастают при понижении температуры (Е.П.Шушерина, 1981), увеличении шероховатости (А.С.Герасимов, В.В.Докучаев, 1977), нормального давления (А.В.Садовский, 1970), уменьшении диаметра сваи (А.П.Кардымон, 1966), при уменьшении засоленности грунта (Ю.Я. Велли, 1979), изменении формы сваи, условий смораживания и т.д. (В.В.Докучаев, 1968 и др.). Многие исследователи (Ю.Д.Дубнов, Н.А.Перетрухин, 1964; А.Л.Жигульский, 1986; А.В.Садовский, С.М.Тихомиров, С.С.Вялов, 1976) придавали большое значение образующейся в зоне контакта грунта с поверхностью фундамента ледяной пленке. По мнению А.В.Садовского и др. (1976), при быстром загружении ледяная пленка

повышает прочность смерзания, однако при длительном действии нагрузки играет ослабляющую роль. В.В.Разумовым и Б.А.Савельевым (Савельев, 1989) 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. Установлено, что размер кристаллов под влиянием катионов изменяется в такой последовательности: $\mathbf{Na^{+} > Mg^{2+} > Fe^{3+}}$. Уменьшение размеров кристаллов, слагающих приконтактный слой льда, сопровождается увеличением сил смерзания.

Ю.Я.Велли (1979) 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°С приводит к уменьшению **Rсм** почти в два раза (с 0.27 до 0.14 МПа). При дальнейшем увеличении засоленности до 1.0% величина **Rсм** была в три раза меньше первоначальной (0.08 МПа), а при **Dsal** =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°С и суглинка при -3.8°С и **Dsal**= 0.95%. Несмотря на то, что все 6 образцов песка готовились одинаково, деформирование их происходило по-разному. Первый и второй образцы разрушились на 4-й ступени нагружения при нагрузке 0.16 МПа. При этом на 2-й ступени нагружения (0.08 МПа) эти образцы имели среднюю скорость деформирования 1 - 3 * 10^{-5} мм/мин на трех последних отсчетах, т.е. деформации не затухали. Третья ступень (0.12 МПа) выдерживалась нами в течение приблизительно 140 часов, скорости деформирования не уменьшались, а оставались постоянными и составляли 1 - 3 * 10^{-4} мм/мин. При приложении нагрузки 0.16 МПа оба образца очень быстро разрушились (модели свай сорвались) с увеличивающейся скоростью.

Образцы N 3, 4, 5 и 6 имели постоянные и достаточно высокие скорости деформирования (3 - 10 * 10^{-5} мм/мин) уже при нагрузке 0.04 МПа. Мы их выдержали в течение 2-х суток и увеличили нагрузку до 0.08 МПа. В течение суток у всех четырех образцов происходило увеличение скорости деформирования, закончившееся срывом модели сваи. Таким образом, если мы примем за значение длительной прочности сдвига для первых двух образцов нагрузку на второй ступени (0.08 МПа), а для четырех других - на первой (0.04 МПа), в обоих случаях это скорее завышенное значение прочности. В среднем

оно составляет, таким образом, 0.05 МПа. Следует отметить, что действующий в России СНиП 2.02.04 - 88 “Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах” рекомендует даже при засоленности 0.1% расчетное значение сопротивления сдвигу по поверхности смерзания 0.11 МПа - выше в два раза.

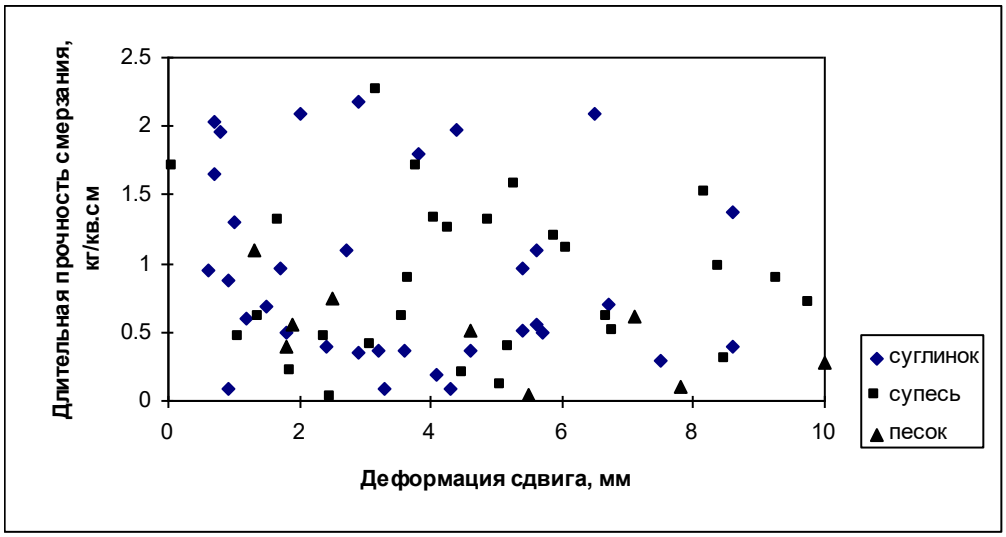


Рис. 99. Зависимость длительной прочности смерзания ($\tau_{дл}$) с бетоном от деформации сдвига по поверхности смерзания (λ) для различных мерзлых пород: 1 - суглинок, 2 - супесь, 3 - песок.

При деформировании суглинка для всех шести образцов можно выделить максимальные ступени нагрузки, на которых произошло затухание деформаций (1 и 3 - 0.0364 МПа; 2 - 0.0238 МПа; 4 и 5 - 0.0266 МПа, 6 - 0.0252 МПа), причем за время около 2-х суток. В дальнейшем на больших ступенях нагрузки наблюдались, как правило, или постоянные скорости деформирования в пределах $5*10^{-5}$ - $5*10^{-4}$ мм/мин, или их некоторое уменьшение на ступени, однако, как правило, не ниже 2 -$3*10^{-5}$ мм/ сут. Среднее значение деформации при срыве модели сваи для суглинка -3.5 мм, для песка - 4.5 мм. Скорости деформации на последней ступени составляют около 10^{-3} мм/мин. На формирование сил смерзания оказывает влияние большое количество факторов: характер поверхности, с которой смерзается грунт, условия смерзания, температура, состав грунта, особенно содержание солей, влажность, строение и т.д.

Еще один пример деформирования при сдвиге по поверхности смерзания приведен на рис. 100. Несмотря на затухающий характер деформирования практически на всех, кроме последней, ступенях нагрузки, в конце опыта происходит срыв модели сваи. В некоторых экспериментах он происходит также в условиях уменьшения скорости деформирования.

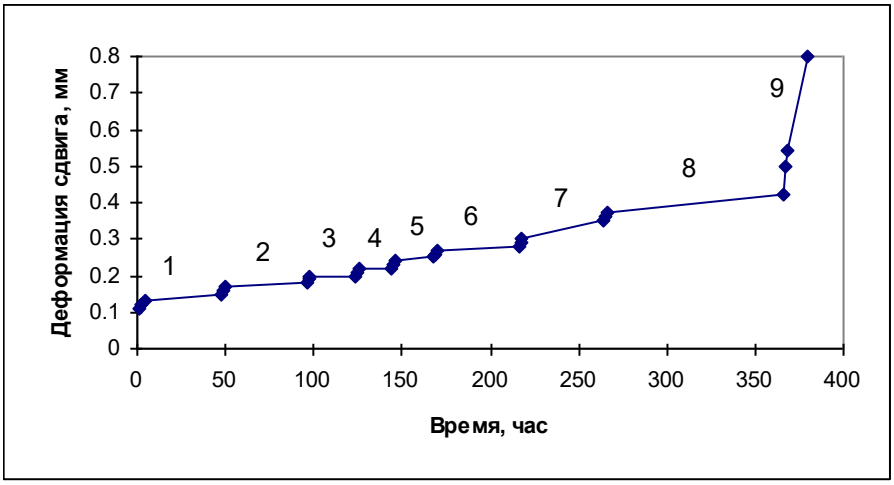


Рис. 100. Кривая деформирования при сдвиге по поверхности смерзания с бетоном при ступенчатом нагружении мерзлого морского суглинка (II^{2-4}) при Dsal=0.5%, W=0.46, Θ=-3°C при нагрузках: 1 - 0.017, 2 - 0.034, 3 - 0.051, 4 - 0.068, 5 - 0.085, 6 -0.102, 7 - 0.119, 8 - 0.136 и 9 - 0.153 МПа.

Рассмотрим подробно влияние тех из них, которые представилось возможным оценить на основании проведенных исследований, а также некоторые закономерности сдвига по поверхности смерзания засоленных мерзлых грунтов.

Зависимость длительной прочности смерзания от деформации сдвига довольно слабая (рис. 99).

Характер реологических кривых для больших моделей свай, по данным испытаний Н.В.Тимошенко и А.Н.Яркина (рис. 101), обычен для таких экспериментов и соответствует данным других видов испытаний. Эти эксперименты уникальны, поскольку проводились на моделях свай длиной 2 м при условии постоянной температуры.

Многие специалисты отмечали зависимость сил смерзания от **температуры и засоленности**. Она достаточно очевидна, принимая во внимание следующие обстоятельства. Прочность сдвига на границе раздела $\mathbf{R_{см}}$ определяется межмолекулярным взаимодействием фаз и соотношением $\mathbf{S_{л}}$, $\mathbf{S_{м}}$, $\mathbf{S_{нв}}$ и $\mathbf{S_{п}}$. 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 $\mathbf{S_{л}}$ и частицами грунта $\mathbf{S_{м}}$. С увеличением засоленности и повышением температуры площадь $\mathbf{S_{л}}$ и $\mathbf{S_{м}}$ уменьшается, уменьшаются и силы смерзания.

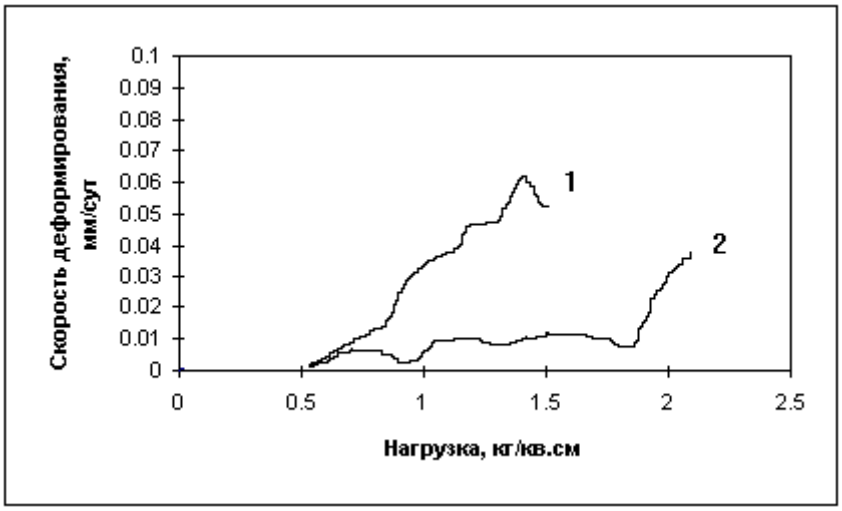


Рис. 101. Реологические кривые при сдвиге по поверхности смерзания моделей свай (l=2000 мм) в лабораторных условиях: 1 - песок; 2 - суглинок. Данные Н.В.Тимошенко, А.Н.Яркина и других (Амдерминская мерзлотная станция)

Прочность сдвига самого грунта, доля которой зависит от шероховатости, уменьшается ввиду утолщения пленок незамерзшей воды, увеличения расстояния взаимодействия между твердыми фазами в грунте. Объяснимо уменьшение сил смерзания при изменении материала фундамента от бетона к металлу из-за уменьшения шероховатости и участия меньших объемов грунта в формировании сил смерзания.

Более сложно объяснить зависимость сил смерзания от **дисперсности** грунта, а именно то, что наибольшую прочность смерзания имеют среднезернистые пески (Н.А.Цытович, М.И.Сумгин, 1939 и другие). Вероятно, это связано с тем, что среднезернистые пески, с одной стороны, имеют минимальное содержание незамерзшей воды (Фазовый состав влаги в мерзлых грунтах, 1979) и потому большие в сравнении с более дисперсными грунтами величины $\mathbf{S_л}$ и $\mathbf{S_м}$. С другой стороны, менее дисперсные грунты - крупные пески, гравийники имеют частицы большего размера, которые не взаимодействуют с поверхностью фундамента непосредственно, а только через лед и для них можно принять $\mathbf{S_м=0}$. Правда, при этом соответственно увеличивается $\mathbf{S_л}$, однако здесь проявляется тот же эффект, что и при увеличении шероховатости поверхности скольжения. Ледяные пленки вокруг галек и крупных песчаных частиц настолько велики, что процессы сдвига по поверхности смерзания, по-видимому, целиком происходят внутри этих пленок, не захватывая сами грунтовые частицы. В средних песках минеральные частицы участвуют в сдвигах и из-за своих размеров вовлекают в процесс деформирования большие объемы грунта, чем в случае чистой ледяной пленки.

В случае среднего песка происходит армирование льда минеральными частицами и увеличение его сдвиговой прочности. Это доказывается близостью величины прочности смерзания крупных песков, гравийников и льда (Цытович, 1973).

Проведенные исследования позволили установить некоторые новые закономерности.

Эффект влияния температуры проявляется при всех условиях. Например, песок из района Бованенковского ГКМ при засоленности 0.17% и температуре -2°С имеет длительную прочность смерзания менее 10 кПа, а при близкой засоленности (0.15%) и температуре - 6°С - 110 кПа. Аналогичные зависимости от температуры для супеси и суглинка приведены на рис. 102.

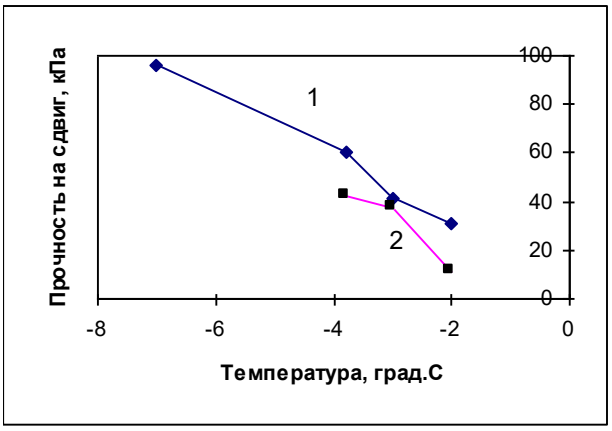


Рис. 102. Зависимость длительной прочности на сдвиг по поверхности смерзания ($\tau_{дл}$) от температуры (t) для суглинка с засоленностью D_{sal}=1.0% (1) и супеси с засоленностью D_{sal}=0.5% (2)

Влияние засоленности (при одинаковой влажности), по данным наших экспериментов, в максимальной степени проявляются при температуре - 3°С. На рис. 103 приведены зависимости длительной прочности смерзания от засоленности для супеси и суглинка. При более низких и более высоких температурах эти зависимости становятся более пологими. Обращает на себя внимание то, что в интервале 0.1-1.0% засоленности происходит очень большое (почти на порядок) снижение прочности. Для песка например, при температуре -2°С и засоленности 0.05% длительная прочность смерзания составляет 60 кПа. При увеличении засоления до 0.17% прочность составляет менее 10 кПа. Исследовались главным образом водонасыщенные грунты, однако даже для супеси с суммарной влажностью 0.35 содержание незамерзшей воды составляет при -3°С около 0.12 при засоленности 0.5% и только около 0.04 в незасоленной супеси. Таким образом, в водонасыщенной 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 $\mathbf{D_{sal}}$=1% суглинке при -3°С 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.

Достаточно сложен вопрос о влиянии на характеристики смерзания с материалом фундамента гранулометрического состава (размера частиц) грунта. В грунтах различных типов деформация при срыве изменяется от 1 до 10 мм, а скорость деформации - от 10^{-4} до 10^{-3} мм/мин. Более высокие конечные деформации характерны для песков и чистого льда. Более низкие - для суглинков.

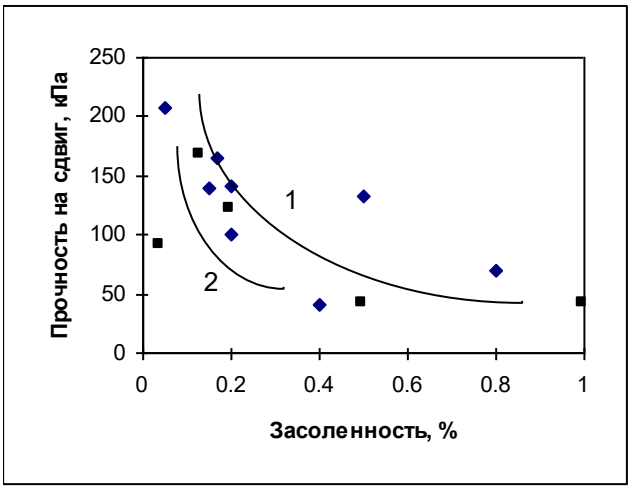


Рис. 103. Зависимость длительной прочности на сдвиг по поверхности смерзания ($\tau_{ол}$) от засоленности (D_{sal}) для суглинка (1) и супеси (2) при температуре θ= -3 °С.

Выше упоминалось о том, 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 (рис. 102 и 103), а супеси - прочнее, чем пески. Например, при температуре -6°С песок при $\mathbf{D_{sal}}$=0.15% и **W**= 0.22 имеет прочность смерзания 110 кПа, а супесь при $\mathbf{D_{sal}}$= 0.39% и **W** = 0.27 - уже 125 кПа. Суглинок с $\mathbf{D_{sal}}$=0.56% и **W**=0.37 имеет прочность смерзания 220 кПа. Таким образом, установленная нами закономерность изменения прочности смерзания от гранулометрического состава породы (рис. 104) обратна уже известной. Она выполняется и при более высоких температурах: супесь при температуре - 3°С, засоленности $\mathbf{D_{sal}}$=0.49% и влажности **W**=0.35 имеет длительную прочность смерзания 39 кПа, а суглинок при той же температуре и засоленности при влажности **W**=0.4 - 130 кПа.

Объяснение этой зависимости можно предложить следующее. Для песка объемная влажность составляет $\mathbf{W_{об}}$=0.35, **p**=1.934 г/см^3. За счет содержания солей ($\mathbf{D_{sal}}$=0.15%) количество незамерзшей воды при температуре - 6°С 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 $\mathbf{W_{об}}$=0.39, $\mathbf{p}$=1.85 г/см^3, а содержание незамерзшей воды в ней при -6°С, по нашим экспериментальным данным, около 0.06 по весу.

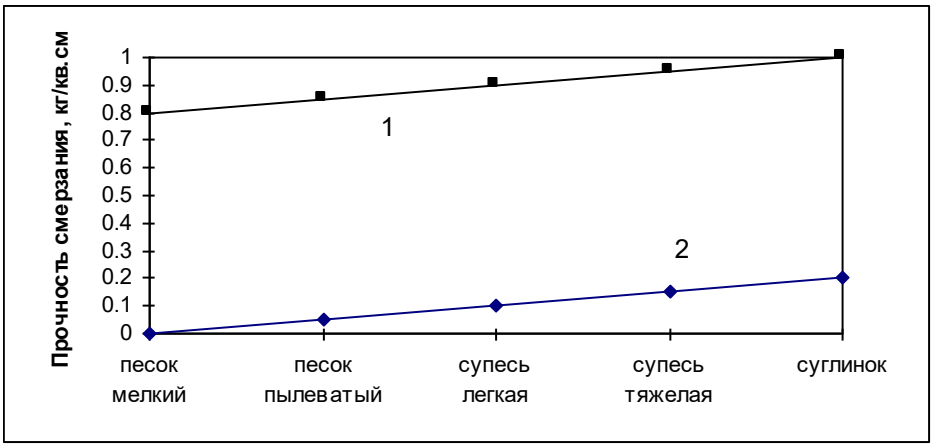


Рис. 104. Зависимость длительной прочности на сдвиг по поверхности смерзания ($\tau_{дл}$) от дисперсности засоленных мерзлых пород: 1 - $\boldsymbol{D_{sal}}$ = 0.2%, $\boldsymbol{t}$= -3 °С; 2 - $\boldsymbol{D_{sal}}$ =0.5%, $\boldsymbol{t}$= -2 °С

Таким образом, объемное содержание воды в виде льда в супеси 0.32. В суглинке с влажностью $\mathbf{W}$=0.37 и с засоленностью $\mathbf{D_{sal}}$=0.56% ($\mathbf{p}$=1.79 г/см^3) содержание незамерзшей воды составляет при -6°С около 0.08 по весу. Следовательно, объемное содержание воды в виде льда в суглинке - 0.40. Льда 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 $\mathbf{W}$=0.47 до 0.75 в суглинке с засоленностью около 1% при температуре -3°С прочность смерзания увеличивается от 40 кПа до 70 кПа (рис. 105). Изменение влажности от 0.35 до 0.45 и до 0.64 в суглинке с засоленностью $\mathbf{D_{sal}}$=0.2% приводит к увеличению прочности смерзания от 50 кПа до 100 кПа и до 210 кПа соответственно. Необходимо иметь в виду, что при одинаковой засоленности увеличение влажности сопровождается снижением солености льда, что является дополнительным фактором возрастания прочности.

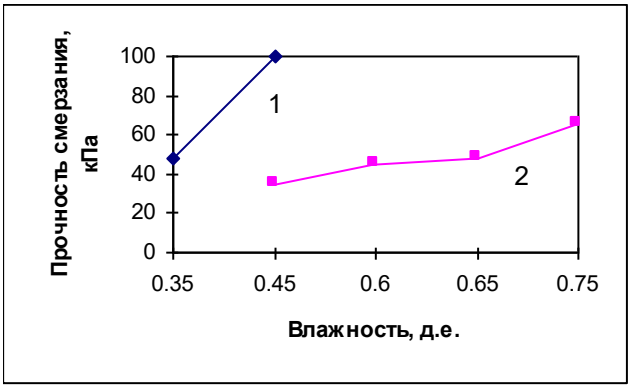


Рис. 105 Зависимость длительной прочности на сдвиг по поверхности смерзания ($\tau_{дл}$) от суммарной влажности (W) для суглинка с засоленностью D_{sal}=0.2% (1) и с засоленностью D_{sal}=1.0% (2) при температуре θ = -3 °C.

Результаты исследований влияния материала фундамента на прочность смерзания засоленных грунтов не подтверждают некоторые выводы других исследователей (Цытович, 1973 и другие). Прочность смерзания с металлом в нескольких наших экспериментах оказалась выше, чем с бетоном. В частности, прочность смерзания супеси с засоленностью 0.49% и влажностью 0.35 при температуре -3°С с бетоном составляет 39 кПа, а с металлом - 90 кПа. Напомним, что все опыты выполнялись нами с повторяемостью не менее 6 и сравниваются средние величины. Прочность смерзания суглинка с засоленностью 1% при температуре -2°С составляет с бетоном 9 кПа, а с металлом - 34 кПа. Прочность смерзания супеси с засоленностью 0.50% при температуре -6°С с металлом оказывается выше (160 кПа), чем у супеси с засоленностью 0.39 (125 кПа). Проведенные в 50-х годах натурные испытания свай в Фербенксе (Аляска, США) имели близкие результаты, однако проведенные с тех пор многочисленные исследования, особенно работа А.С.Герасимова и В.В.Докучаева (1977), 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 (1979) придает большое значение ледяным пленкам, которые образуются на контакте грунта с материалом фундамента. Он отмечал, что при промерзании со стороны материала фундамента (металла) образуется особенно прочная пленка. Образование любой ледяной пленки 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 засоленным мерзлым грунтом при этом возможно образование прочной ледяной пленки с малым содержанием солей, что согласуется с данными экспериментов.

Особенностями образования ледяной пленки объясняются, по-видимому, результаты экспериментов с более низкой, чем в большинстве опытов,

температурой промораживания образцов (-20°С). 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.

Получены неоднозначные данные о влиянии на прочность смерзания нормальной нагрузки. Например, прочность смерзания супеси при $\mathbf{D_{sal}}$=0.5% и **t**=-3°С составляет 39 кПа без нормальной нагрузки и 130 кПа с нагрузкой. Однако при засоленности $\mathbf{D_{sal}}$=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 поливиниловый спирт (ПВС), который практически не дал результатов. В последнее время В.Г.Чеверевым получены новые, обнадеживающие данные и разработана методика эффективного применения ПВС.

Перспективным, возможно, окажется применение постоянного электрического тока, учитывая наши 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 сваей. Широкое применение на Арктическом побережье металлических свай может способствовать внедрению этого метода.

11.4. ПРОЧНОСТЬ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ НА СДВИГ

Сопротивление мерзлых пород сдвигу является наиболее важной характеристикой прочности, поскольку развитие разрушения, если оно происходит, определяется в основном возникновением микроплоскостей скольжения по микротрещинам, т.е. микросдвигов (Н.А.Цытович, 1973). Исследования Н.К.Пекарской и Н.А.Цытовича (1967, 1973 и др.), С.С.Вялова (1959 и др.) и других показали, что прочность на сдвиг мерзлых пород зависит от их температуры, влажности - льдистости, а от нормального напряжения, поэтому может быть выражена в виде известного уравнения Мора-Кулона:

$$\tau = c + \sigma tg\varphi$$

где τ - напряжение сдвига, **C** - сцепление, **G** - нормальное к плоскости сдвига напряжение, φ - угол внутреннего трения.

Сцепление **C** и угол внутреннего трения φ увеличиваются при понижении температуры. Для мерзлой глины, например, при θ=-1°С φ=14°, а при θ=-2°С

φ=32° (Н.А.Цытович, 1973). При высоких отрицательных температурах значение φ близко к величине φ в талых породах, а **C** - значительно выше. Иногда в расчетах используется только величина **C**, т.к. она в большей степени определяет прочность на сдвиг.

По данным Н.А.Цытовича (1973), угол внутреннего трения практически не зависит от времени действия нагрузки, а сцепление, наоборот, сильно зависит. Результаты исследований С.С. Вялова (1959) 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 взаимодействия между ними (С.С.Вялов, 1959). Для глинистых мерзлых пород, по мнению С.С.Вялова, влиянием φ можно для инженерных целей пренебречь. Для песчаных мерзлых пород длительное значение φ всегда следует учитывать.

Во всем диапазоне изменения нормальных нагрузок зависимость от них сопротивления сдвигу мерзлых пород нелинейна (Цытович, 1973). По мнению Н.А.Цытовича (1973), сцепление мерзлых пород близко к величине эквивалентного сцепления, определяемой методом вдавливания шарикового штампа.

Сдвиговые испытания мерзлых засоленных пород сложны из-за частых перекосов образцов и большого числа забракованных результатов.

Исследования прочности на сдвиг мерзлого засоленного песка проводились при нормальной нагрузке 0.5 кг/см^2 при небольшой продолжительности - до 2-2.5 часов. Использовался песок п-ова Ямал (р. Еркута - Яха) с влажностью 0.23-0.26. Результаты приведены на рис. 106 и 107. Из кривых длительной прочности сдвигу мерзлого песка следует, что изменение засоленности от 0.1 до 0.4% ведет к изменению прочности в 3 и более раза. Если при $\mathbf{D_{sal}}$ = 0.1% двухминутная прочность τ_p равна 10 кг/см^2, при $\mathbf{D_{sal}}$=0.5% она падает до 3 кг/см^2. Зависимость прочности на сдвиг от времени при различной засоленности имеет неодинаковый характер. Чем выше засоленность, тем более крутой перегиб наблюдается на кривой длительной прочности. С увеличением засоленности все быстрее преодолевается начальное сцепление, а дальнейшее скольжение частиц происходит уже по жидким прослойкам влаги.

Сопоставив прочность на сдвиг и прочность на одноосное сжатие песка при $\mathbf{D_{sal}}$=0.1 и 0.2%, можно определить отдельно параметры сдвига **C** и **φ** (рис. 106). Оказалось, что значение **φ** для засоленного песка очень мало - 12 - 14° и уменьшается с увеличением засоленности. Это не вполне объяснимо, т.к. талый песок имеет высокие значения **φ,** и связано, возможно, с тем, что толстые жидкие прослойки влаги, по которым происходит скольжение частиц, мало сжимаемы и сдвиг по ним мало зависит от нормальной нагрузки.

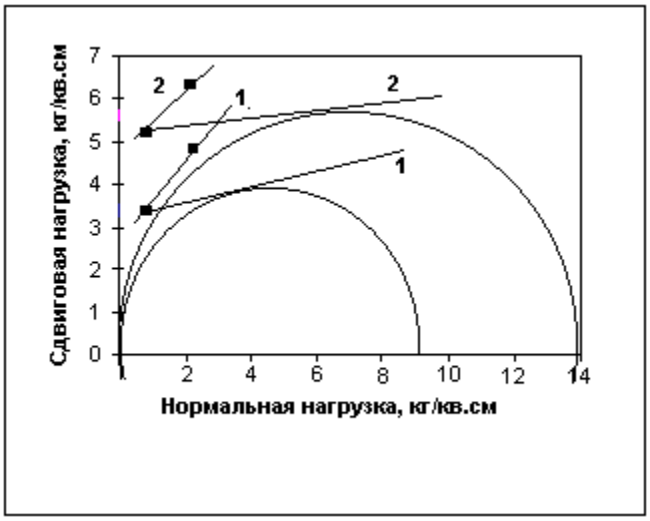


Рис. 106. Диаграмма прочности мерзлого песка (р.Еркута-Яха) при различной засоленности (1 - D_{sal}=0.2%; 2 - D_{sal}=0.1%) при температуре θ=-2°C для времени разрушения 2 часа; круги Мора построены по данным одноосного сжатия, точки - экспери-ментальные данные по сдвигу

Для 2-х часов сцепление **C** меняется при изменении засоленности от 0.1 до 0.2% с 5.4 кг/см^2 до 3.2 кг/см^2, подтверждая высокую чувствительность сцепления к изменению строения мерзлой породы.

Исследования при более высокой засоленности песка при **G**=1.5 кг/см^2 показали, что при увеличении засоленности сначала происходит резкое падение прочности на сдвиг (от $\mathbf{D_{sal}}$=0.1% до $\mathbf{D_{sal}}$= 0.3% часовая прочность падает от 7 до 1.5 кг/см^2 - рис. 107), далее изменяется незначительно (часовая прочность 1 кг/см^2 при $\mathbf{D_{sal}}$=0.8%), а затем резко падает почти до нуля уже при 20 минутах испытания при $\mathbf{D_{sal}}$=1.0%.

Вероятно, это связано со скачкообразным изменением состояния влаги в песке. При данных условиях (**W**=0.26; $\mathbf{D_{sal}}$=1%; **θ**=-2°C) грунт должен находиться в талом состоянии (равновесная концентрация порового раствора при **θ**=-2°C $\mathbf{K_p}$ = 0.026; $\mathbf{K_p}$ для песка при $\mathbf{D_{sal}}$=1.0% составляет 0.037, т.е. выше равновесного значения. Этим, вероятно, объясняется резкое падение прочности от значения 0.08% ($\mathbf{K_p}$=0.029) до $\mathbf{D_{sal}}$=1.0% ($\mathbf{K_p}$=0.037).

Нами были получены данные по сравнению прочности охлажденного и талого песка. Если песок при $\mathbf{D_{sal}}$=1.0%, **θ**=-2°C, нормальной нагрузке $\mathbf{G_н}$=0.5 кг/см^2 срезался при 0.25 кг/см^2 за 10-11 минут, при 0.5 кг/см^2 за 1-2 минуты 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 резкое снижение вблизи равновесной концентрации, охлажденный песок прочнее талого песка.

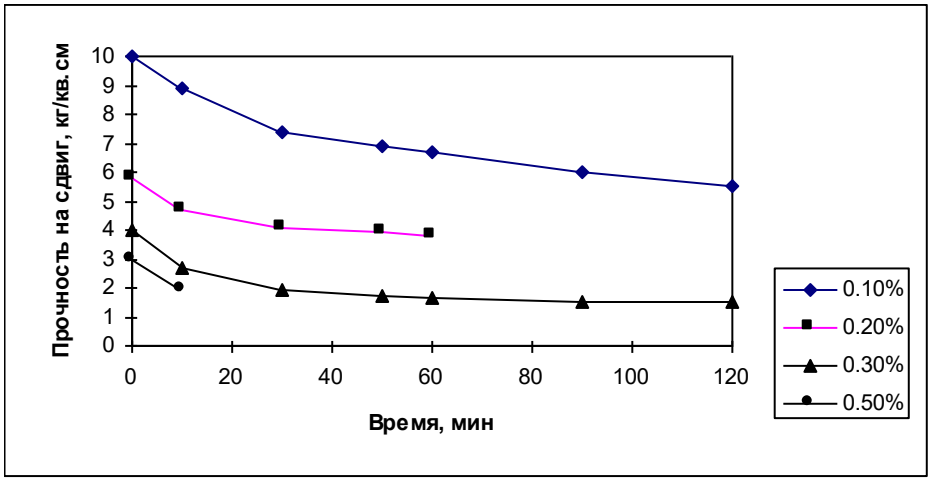


Рис. 107. Кривые длительной прочности на сдвиг мерзлого песка (р.Еркута-Яха) в зависимости от засоленности (D_{sal}) при температуре θ=-2°C, влажности W=26% и нормальной нагрузке σ=0.05 МПа.

Нами уже отмечался рост льда в растворе, концентрация которого превышала равновесную или была близка к ней. Однако мы не указывали на еще одно возможное объяснение. Концентрация солей не одинакова в различных точках образца и даже в жидком растворе. Там, где естественные ее колебания приводят к понижению ее ниже равновесной, возможно, находится лед. И если в растворе это менее вероятно из-за быстрого перемешивания (конвекция из-за различий в плотности раствора и т.д.) и диффузии, то в мерзлой породе имеет место неравномерность распределения засоленности. В некоторых порах грунта, где раствор в среднем имеет концентрацию выше равновесной с температурой, образуются ледяные кристаллы, обнаруживаемые визуально и увеличивающие прочность на сдвиг охлажденных пород. А.Д.Масловым (1987) 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 (Маслов, 1987). А.Д.Маслов объясняет свои результаты уменьшением вязкости раствора в охлажденных породах и тем, что

в охлажденных породах ионы сильнее связаны с минеральными частицами. На наш взгляд, уменьшение вязкости порового раствора только в малой степени объясняет эти результаты. Так, Р.Хорн (1972) приводит следующие данные о вязкости воды: при +20°С она составляет 1.002 сП, а при 0°С - 1.787 сП. Более сильная связь ионов солей с поверхностью минеральных частиц в охлажденных породах, чем в талых, на наш взгляд, в данном случае не очень обоснована при такой незначительной для этих явлений разнице температур. Если же предположить наличие льда в некоторых порах охлажденной породы как следствие флуктуаций концентрации, то экспериментальные данные А.Д.Маслова вполне объяснимы, в том числе факт отжатия из охлажденных пород более концентрированных растворов, чем из талых, при одинаковой начальной концентрации (А.Д.Маслов, 1987).

По результатам исследований прочности на сдвиг мерзлого песка при нормальных нагрузках $\mathbf{G_н}$=0.5 и 1.5 кг/см^2 было установлено, что угол внутреннего трения составляет φ=40° при $\mathbf{D_{sal}}$=0.1% и φ=49° при $\mathbf{D_{sal}}$=0.2%, а сцепление соответственно 4.9 и 2.6 кг/см^2 (для времени разрушения 2 часа и θ=-2°С). Это не вполне согласуется с данными по одноосному сжатию (рис. 106), т.к. касательные к кругам Мора проходят значительно ниже, но может быть объяснено следующим образом. Во-первых, прочность на одноосное сжатие определяется по деформациям, когда не происходит фактического разрушения грунта (и сравнение со сдвигом это косвенно подтверждает). истинная прочность, когда скорость разрушения структуры грунта превосходит скорость восстановления структурных связей, при одноосном сжатии должна быть выше. Во-вторых, вероятно, значения по уравнению Мора-Кулона действительно близки к 40°. Сравнение прочности на сдвиг и одноосное сжатие проводилось по диаграмме сдвига (рис. 106) в координатах τ - $\mathbf{G_н}$, соответствующей теории прочности Мора-Кулона, когда прочность на одноосное сжатие должна находиться на оси абсцисс (при τ=0). Как известно (С.С.Вялов, 1978), разрушающие напряжения по теории Мизеса-Боткина в области сжимающих напряжений больше, поэтому эти данные по сдвигу и по одноосному сжатию лучше согласовываются в координатах “интенсивность касательных напряжений - среднее нормальное напряжение”. Таким образом, вероятно, что для засоленного мерзлого песка условие разрушения Мизеса-Боткина предпочтительнее.

Исследования прочности на сдвиг при θ=-2°С мерзлого засоленного суглинка (оз.Тюрин-То) 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 ($\mathbf{D_{sal}}$=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°С приводит к уменьшению длительного значения φ в 2 раза, а сцепления - в 10 раз, что согласуется с данными Н.А.Цытовича для незасоленных мерзлых пород. Величины **С** изменяются от 10 кг/см^2 до 1 кг/см^2, а угол внутреннего трения - от 16° до 8°.

Кривые длительной прочности при сдвиге для засоленного ($\mathbf{D_{sal}}$=0.5%) мерзлого суглинка расходятся с увеличением времени действия нагрузки, т.е. влияние нормального напряжения увеличивается со временем. Это вполне объяснимо, т.к. в течение сдвига частицы, по-видимому, теснее сближаются друг с другом, приспосабливаются друг к другу, поворачиваясь наиболее гладкими плоскостями, и пригрузка сильнее увеличивает трение между ними.

Из-за достаточно высокого сцепления и малого угла внутреннего трения у засоленных мерзлых пород давление связности по Н.А.Цытовичу высоко, следовательно, соответствующая ей прочность структурных связей составляет 1-3 кг/см^2. Это подтверждает то, что нагрузки, соответствующие прочности глинистых засоленных грунтов при одноосном сжатии, определенной по деформационному критерию, в основном не разрушают эти, вероятно, льдоцементационные связи.

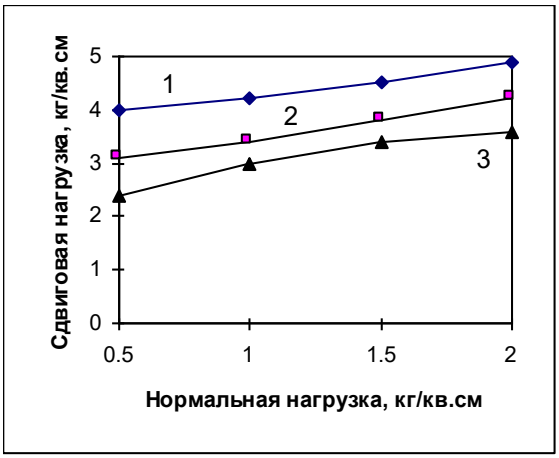


Рис. 108. Диаграмма сдвига мерзлого засоленного суглинка (оз.Тюрин-То) при засоленности D_{sal}=0.5%, температуре θ=-2°С, влажности W=42%: 1 - 30 минут; 2 - 1 час; 3 - 2 часа

На диаграмме сдвига (рис. 108) эта закономерность выразилась в некотором увеличении угла внутреннего трения во времени. Из литературы известно (Вялов и др., 1962), что угол внутреннего трения φ обычно, как и сцепление, уменьшается с течением времени. Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют об обратной зависимости для засоленных мерзлых

пород, что подтверждает их особые свойства. Очевидно, это свидетельствует о их принципиальной близости по характеру сопротивления сдвигу к немерзлым грунтам, где важную роль играет движение воды, и связано с длительным процессом наступления гидростатического равновесия из-за слабой их водопроводимости. По мере передвижения жидкой влаги и уменьшения порового давления сопротивление трению постепенно возрастает и поэтому угол внутреннего трения увеличивается. Сцепление также может увеличиваться из-за сближения частиц и возникновения новых структурных связей. Таким образом, прочность проявляется не сразу и в целом понижена в результате недоуплотнения засоленных мерзлых пород.

Роль ледяных включений в формировании прочности засоленных мерзлых пород количественно можно оценить, используя подход, известный в механике композитных материалов (Даниэл, 1990). В волокнистых композитах жесткие и прочные волокна несут основную часть нагрузки, а матрица играет роль опоры и защитной среды для волокон и передает напряжения на волокна. Первой разрушается фаза, имеющая более низкую предельную деформацию - лед. Прочность композита - мерзлого засоленного грунта - определяется формулой:

$$R_s=R_{ice}(V_{ice}+V_{ml}E_{ml}/E_{ice}),$$

где - R_s прочность мерзлого засоленного грунта, R_{ice} - прочность льда, E_{ml} - модуль деформации минеральных немерзлых прослоев, E_{ice} - модуль деформации льда, V_{ice} - объемное содержание льда, V_{ml} - объемное содержание минеральных немерзлых прослоев. Таким образом, в засоленных мерзлых породах, занимающих положение между мерзлыми и немерзлыми породами, ледяные включения и их содержание играют роль даже большую, чем в обычных мерзлых породах, где различие между деформационными характеристиками льда и минеральных прослоев не так велико.

Таким образом, рассмотренные в 11 главе материалы показывают, что засоленные мерзлые грунты обладают низкой прочностью, которая быстро уменьшается с увеличением времени действия нагрузки (в 10 и более раз). Разрушение засоленных грунтов при одноосном сжатии, за исключением песков, как правило, вязко-пластическое и фиксируется по развитию значительных деформаций или по изменению характера деформирования. Использование кинетической теории прочности позволило определить значения энергии активации разрушения, с увеличением засоленности приближающейся к величине энергии активации льда.

Впервые установлен ряд закономерностей изменения прочности засоленных мерзлых грунтов различного состава, строения и других характеристик и условий. С увеличением дисперсности, льдистости и

плотности, уменьшением содержания **NaCl,** переходе от массивной к сетчатой криотекстуре несущая способность засоленных грунтов увеличивается. Установлена важная роль ледяных включений, как правило, упрочняющих засоленные дисперсные грунты за счет большей несущей способности незасоленного льда в сравнении с минеральными агрегатами. Получен ряд зависимостей изменения несущей способности в засоленных грунтах различных геолого-генетических типов. Так, например, мерзлые грунты с эпихронным типом засоления, как правило, отличаются при одинаковой засоленности меньшей прочностью, чем грунты с засолением синхронного типа.

Изучены характеристики сопротивления мерзлых засоленных грунтов шариковому штампу, сдвигу по поверхности смерзания и сдвигу, ряд установленных зависимостей прочности от различных факторов отличается от известных для незасоленных мерзлых грунтов. Установлено, что охлажденные засоленные грунты, находящиеся выше равновесной по отношению к концентрации солей в поровом растворе температуре, имеют прочность, превышающую прочность соответствующих немерзлых грунтов.

ГЛАВА 12. ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ ПРОЕКТИРОВАНИЯ И СТРОИТЕЛЬСТВА ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

При проектировании инженерных сооружений и использовании засоленных мерзлых оснований необходимо оценить их устойчивость. Обычно устойчивостью оснований в механике грунтов называют состояние устойчивого равновесия грунтовых масс при воздействии внешних нагрузок (Справочник по инженерной геологии, 1981). Анализ устойчивости основания инженерного сооружения включает по крайней мере две составляющие: анализ характеристик грунтов (нормативные и расчетные характеристики) и анализ состояния массива в целом. При этом характеристики грунтов рассматриваются не как определяемые показатели свойств, а как закономерно или случайно изменяющиеся величины в пространстве, закон изменения которых и является целью анализа. Состояние массива оценивается с точки зрения необходимости определения его напряженно-деформированного состояния и температурного режима. Рассмотрим перечисленные вопросы последовательно.

Во-первых, необходимо от единичных опробований и испытаний образцов грунтов перейти к обобщенным характеристикам грунтов, которые можно использовать в детерминированных или вероятностных расчетных схемах напряженно-деформированного состояния, гидрохимического, температурного и других режимов основания. Общепринятый подход заключается в выделении однородного и близкого по своим свойствам и составу геологического тела - инженерно-геологического элемента (Практикум по грунтоведению, 1993), внутри которого затем проводят анализ на однородность. 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 формирование оказывают современные геолого-динамические и криогенные процессы. На рис. 109 приведен пример строения мерзлой толщи на юго-восточном побережье Карского моря (Корейша, Левантовская, Брушков, 1996).

Основные принципы расчленения геологической среды на инженерно-геологические элементы разработаны Н.В.Коломенским и И.С.Комаровым. В соответствии с их взглядами, а также нормативными документами выделенное тело рассматривается как инженерно-геологический элемент, если коэффициент вариации, рассчитанный по выборочной совокупности показателей свойства грунта, не превышает определенных, устанавливаемых условно значений. Для показателя пористости и влажности рекомендуемое предельное значение коэффициента вариации составляет 15%, для механических характеристик - 30%.

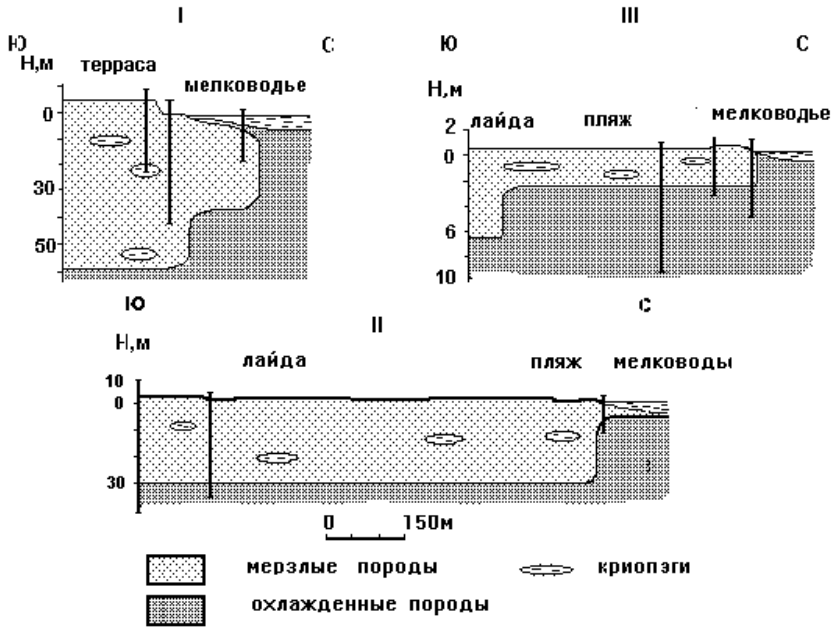


Рис. 109. Схематические разрезы мерзлой толщи при абразионном (I), абразионно-аккумулятивном (II) и аккумулятивном (III) типах берега

Во-вторых, необходимо определить характеристики внутри инженерно-геологического элемента и провести статистическую обработку результатов для выявления обобщенных, средних показателей, численно характеризующих однородность выбранного элемента. Методы определения расчетных характеристик грунтов и установления оптимального числа испытаний основаны, как правило, на использовании аппарата математической статистики независимых случайных величин (Коломенский, 1956 и др. и другие). Критерием устойчивости выборки может служить в данном случае, например, коэффициент вариации.

Рассмотрим эти методы. Метод Н.Н.Маслова состоит в том, что по мере испытаний подсчитывается среднее значение определяемого показателя. Опыты заканчиваются, если среднее значение перестает заметно изменяться. Н.В.Коломенским предложен, а И.Н.Ивановой последовательно разработан приближенно-статистический способ. Принимается, что показатели свойств грунтов распределены в соответствии с нормальным законом. Для нахождения числа опытов используется метод доверительных интервалов, когда задается доверительная вероятность, которую можно считать приемлемо близкой к единице. На основе зависимостей метода доверительных интервалов

построены графики и таблицы для различных значений этой вероятности. Этот метод использован, в частности, в ГОСТ 20522-75. Исследования И.Н.Ивановой, выполненные в этом направлении, показывают, что обычно для получения устойчивых средних значений показателей состава и простейших физических свойств грунта достаточно иметь выборку 10-15, в некоторых случаях - 20 значений.

Наши исследования показывают, что коэффициент вариации остается в пределах 15% при количестве испытаний засоленных мерзлых грунтов 6 - 18, что согласуется с данными по другим грунтам. В частности, при испытании шариковым штампом ямальского суглинка при **Dsal**=1%, **W**=0.46, **T**=-3.0°C при количестве опытов - 14 коэффициент вариации составляет 8% при искусственном приготовлении образцов.

При назначении метода статистической обработки данных определений важное значение имеет выбор закона распределения случайных величин. Расчеты выполняются наиболее просто при нормальном законе распределения. Многочисленные исследования свидетельствуют, что в большинстве случаев характеристикам присущ нормальный закон распределения (И.А.Комаров, Н.В.Коломенский, Г.К.Бондарик и др.). Встречается также логнормальный закон. Упоминается и возможности использования других законов - гамма и бета - распределения, распределение Вейбулла и другие (М.М.Титова, Ф.Б.Багиров и др.).

К сожалению, данные по засоленным грунтам не столь обширны, выборки в несколько десятков значений имеются только для влажности (льдистости), засоленности, плотности и сопротивления шариковому штампу для различных инженерно-геологических элементов. Представляется интересной оценка такого показателя механических свойств, как эквивалентное сцепление. Для выборки из 20 значений для одного образца суглинка при **T**=-2°C и **Dsal**=0.5% были определены классовые интервалы по формуле Стерджеса и построена гистограмма (рис. 110). Ее симметрия позволяет приближенно говорить о нормальном законе распределения сопротивления шариковому штампу.

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.

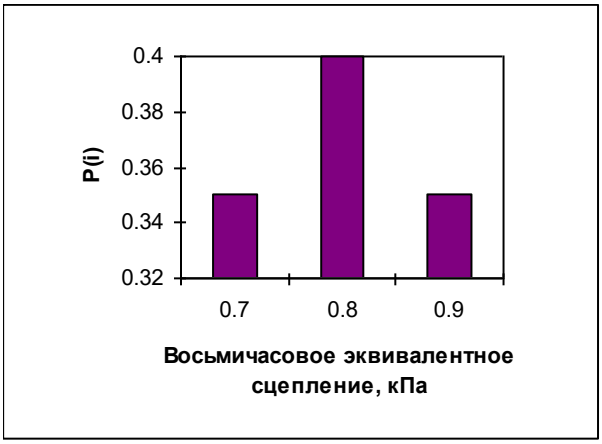


Рис. 110. Гистограмма распределения частостей ($\rho_{(i)}$) величин восьмичасового эквивалентного сцепления (Сэкв) для суглинка при θ= -2 °С и D_{sal}=0.5%, выборка N=20 по классовым интервалам.

Рассмотрим в этой связи результаты полевых испытаний свай, проведенных в п. Амдерма. Испытывались сваи СВ7 35-60, железобетонные, сечением 35х35 см, длиной 8.0 м. Основание было сложено морскими засоленными суглинками каргинской террасы (рис. 111). Загружение свай статическими вдавливающими нагрузками производилось ступенями, продолжительность каждой ступени составляла одни сутки. В качестве примера на рис. 98 приведены результаты испытания сваи N 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/час. На второй ступени (800 кН) скорости деформации сначала увеличились до 0.3 мм/час, а затем упали до 0.03 мм/час и на трех последних отсчетах не менялись. Осадка сваи к концу второй ступени составила 1.98 мм (рис. 112).

При приложении нагрузки 1200 кН скорость деформации скачком возросла до 0.5 мм/час, затем колебалась от 0.16 до 0.30 мм/час без тенденции к уменьшению. За последний интервал времени в 6.5 часов зафиксировано увеличение скорости до 0.318 мм/час. В самом конце ступени скорость стала резко увеличиваться. Отсчеты стали выполняться с интервалом в 10 мин и на каждом из них фиксировалось увеличение скорости деформации.

Опыт был закончен из-за того, что стало технически невозможным поддерживать домкратом постоянство нагрузки ввиду значительного смещения сваи. В конце опыта скорость деформации достигла 0.93 мм/час, 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 СНиПа, несущая способность этой сваи должна составлять 1047 кН. Если использовать данные наших лабораторных испытаний по этим грунтам, то несущая способность сваи должна составлять 649 кН.

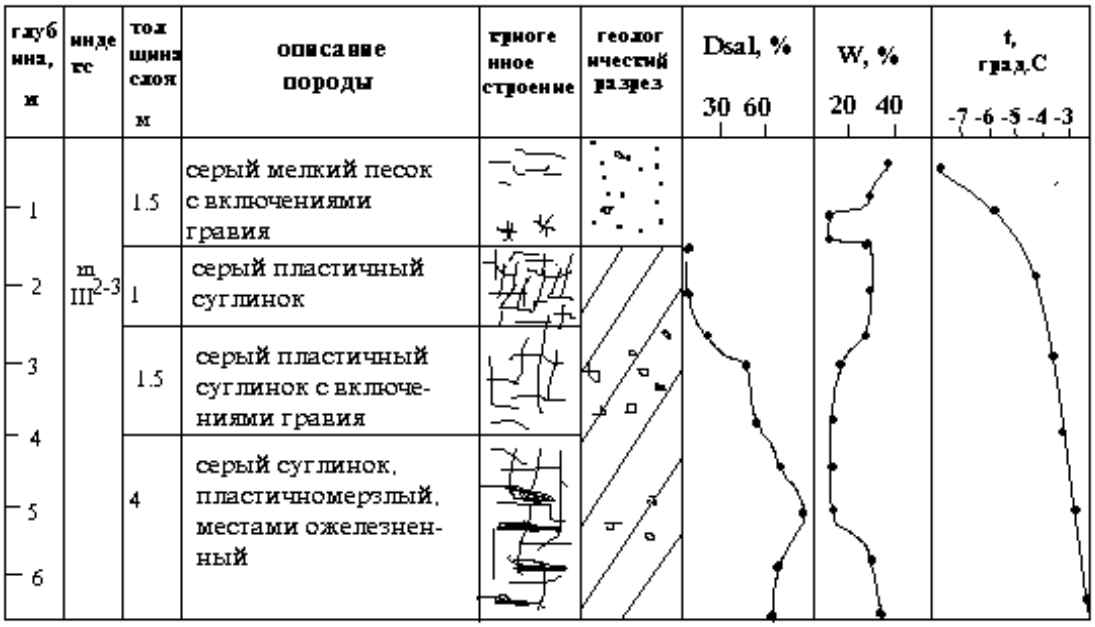


Рис. 111. Характеристика грунтов на площадке строительства пристройки к средней школе в п.Амдерма (скважина № 98, пробуренная для испытаний свай)

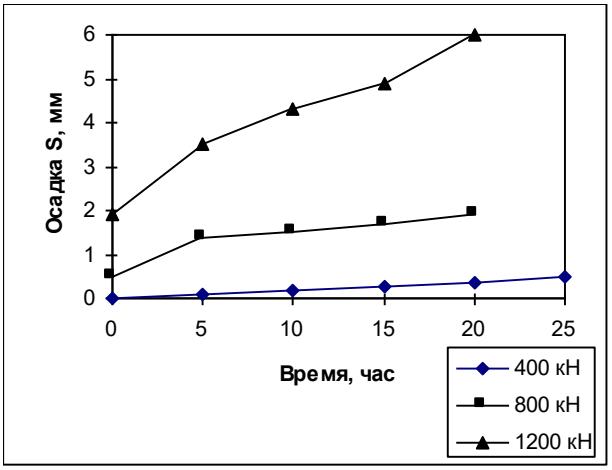


Рис. 112. Зависимость суммарных осадок (S) на ступени нагрузки от времени; испытание сваи №2, п.Амдерма

При испытании сваи однократное увеличение скоростей деформирования наблюдалось уже на ступени 800 кН. На ступени 1200 кН происходило течение с высокими и не уменьшающимися скоростями. На графике зависимости суммарных осадок от нагрузки наблюдается хорошо выраженный перелом кривой при 750 кН (рис. 113), что, по-видимому, свидетельствует об изменении характера деформирования. Заметный перелом на реологической кривой отмечается при нагрузке 720 кН (рис. 114). 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) несколько превышает полученную по данным полевых испытаний (520 кН), но различие не превышает 25%.

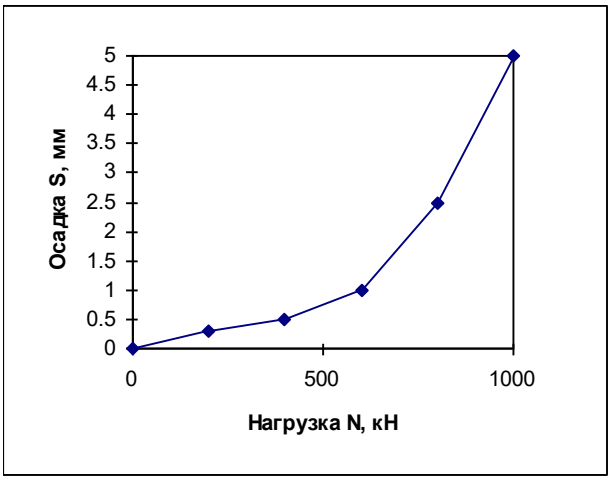


Рис. 113. Зависимость суммарных осадок (S) на ступени нагрузки от нагрузки на сваю (N); испытание сваи №2, п.Амдерма

Следовательно, для засоленных мерзлых пород наблюдается удовлетворительная сходимость результатов полевых и лабораторных определений механической устойчивости оснований. Правда, возникает заметное расхождение с рекомендациями СНиПа.

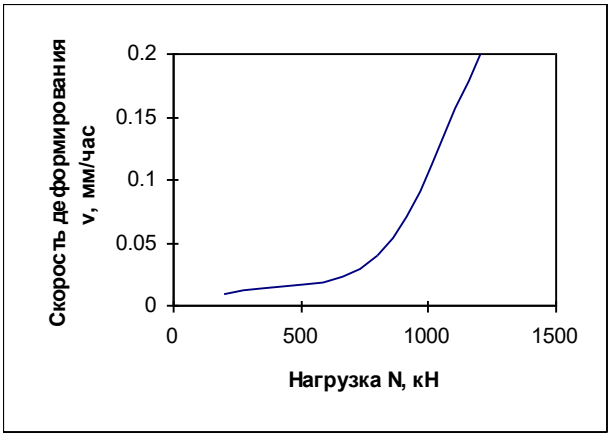


Рис. 114. Реологическая кривая, построенная по данным для незатухающего деформирования (три последних отсчета на каждой ступени нагружения); испытание сваи №2, п.Амдерма

Вместе с тем необходимо совершенствование методов прогноза механической устойчивости оснований, в том числе с учетом неоднородности напряжений и осадок по глубине. Выше она выражалась через несущую способность сваи, т.е. нагрузку разрушения смерзающегося со сваей слоя грунта. Последняя может определяться как нагрузка, при которой осадка, например, за 20 лет эксплуатации сваи составит не более 15 см. Этот критерий эквивалентен скорости деформирования около 0.02 мм/сут или 0.0008 мм/час.

Как правило, в испытаниях скорости деформирования оказываются выше, чем этот критерий из-за слабого затухания деформаций в засоленных мерзлых породах. Так, на рис. 115 приведен пример результатов наблюдений за осадками здания на засоленных мерзлых породах - скорость осадок почти постоянна. Возможно, что на любой ступени нагружения скорости могут либо не стабилизироваться около 0.0008 мм/час, либо вообще внезапно возрасти. Этот вопрос нельзя разрешить, увеличивая время воздействия нагрузки на ступени. Однако такие испытания могут определять верхний предел интервала нагрузок, в котором находится несущая способность сваи. Он характеризуется возрастанием скорости деформации при постоянной нагрузке на ступени.

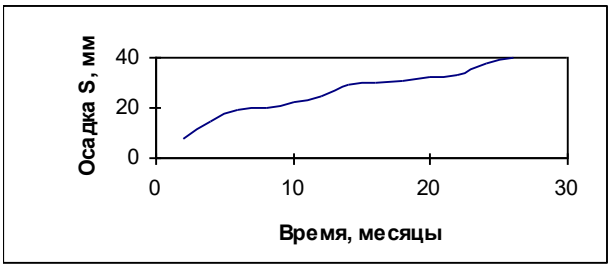


Рис. 115. Суммарная осадка (S) здания жилого дома №21 радиометцентра в п.Амдерма (Ю.Я.Велли и др., 1994)

Тепловая и химическая устойчивость мерзлых засоленных оснований, по-видимому, может быть определена по известным методикам с использованием теплофизических и других характеристик засоленных пород, рассмотренных в предыдущих главах.

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 в конкретных мерзлотно-геологических условиях.

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 буроопускных свай путем заливки в лидерную скважину незасоленного 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.

Поправки, вносимые в расчеты устойчивости мерзлых засоленных оснований в результате происходящих изменений в характеристиках, следует

рассматривать как необходимую составляющую прогнозов устойчивости оснований инженерных сооружений.

Устойчивость оснований определяется также устойчивостью температурного режима грунтов и мерзлотных условий в целом. Устойчивость мерзлотных условий следует, по нашему мнению, рассматривать применительно к телам геологического пространства, характеризующихся определенной инженерно-геологической однородностью. Выше устойчивость оценивалась для различных видов мерзлых пород, оснований или инженерно-геологических элементов. Для формаций, геолого-генетических и литолого-петрографических комплексов по И.В.Попову (1947, 1973) также может применяться этот подход, обладающий некоторыми общими чертами и в то же время особенностями в зависимости от масштаба геологических тел.

Наиболее крупным телом, содержащим мерзлые засоленные породы, следует считать морскую терригенную формацию, точнее, по И.В.Попову (1973) и Г.А.Голодковской (1985) морскую терригенную сингенетическую криогенную эпиформацию, а по И.Д.Данилову (1998), эпикриогенную морскую формацию. Ее отличительной особенностью является терригенно-осадочный морской генезис, промерзание, близкое по времени с накоплением отложений и практически сплошное засоление. Засоленными оказываются отложения эвапоритовой формации, имеющие сходное происхождение, но промерзавшие значительно позднее, а также некоторые геолого-генетические комплексы континентальных отложений, в которые соли были привнесены подземными водами или образовались в результате испарения и которые промерзали после их засоления (озерные, аллювиальные, делювиальные, элювиальные и др.). Отличительной особенностью выделенной эпиформации и соответствующих геолого-генетических комплексов является мерзлое состояние пород, определяемое в основном динамичным температурным режимом на дневной поверхности, и наличие сложно распределенного засоления.

Устойчивость геологических тел различных масштабов - проявление их индивидуальности, реализация обобщенного принципа Ле Шателье - Брауна, согласно которому внешнее воздействие, выводящее систему из состояния термодинамического равновесия, порождает в системе процессы, стремящиеся ослабить эффект воздействия (А.Ю.Ретеюм, 1988). Такая реакция, по существу, вытекает из условия максимальности энтропии, однако, по мнению А.Ю.Ретеюма, заключается также в диссипации энергии и вещества у его поверхности согласно закона рассеяния. Кроме того, причина общей сопротивляемости тел состоит в их невосприимчивости, определяемой отсутствием сродства с возмущающим фактором. Обращает на себя внимание также естественное различие эффектов как питающих, так и непитающих

воздействий. Потоки, не обеспечивающие ядро системы веществом и энергией, сильнее рассеиваются у его поверхности. Например, дальнейшее осадконакопление слабо влияет на сформированную толщу отложений. В отношении же питающих потоков тепла и солей мерзлая засоленная толща менее устойчива.

Вариант типизации геологической среды по развитию криогенных процессов по приведен в таблице 33.

Таблица 33. Устойчивость геологической среды к техногенным воздействиям (Геокриология СССР, 1988).

N^{O} п/п	Тип устойчивости	Характеристика типа
1	Устойчивая	Возникновения или активизации криогенных процессов не происходит; поверхность не деформируется; геологическая среда не изменяется
2	Относительно устойчивая	Возникновение или активизация криогенных процессов маловероятны; поверхность не деформируется; геологическая среда практически не изменяется
3	Относительно неустойчивая	Вероятны возникновение или активизация криогенных процессов, развивающихся прогрессивно в течение нескольких лет; процессы стабилизируются как правило через 2-5 лет; поверхность деформируется, необратимые изменения геологической среды маловероятны
4	Неустойчивая	Вероятны возникновение или активизация криогенных процессов, развивающихся прогрессивно; поверхность деформируется; возможны необратимые изменения геологической среды

Устойчивость криогеосистем подробно рассматривается в работе В.И.Соломатина, Ю.Н.Голубчикова, В.Н.Зайцева, В.Г.Чигира и др. (1992). Согласно представлениям В.Б.Сочавы (1978), устойчивость геосистем определяется совокупностью переменных их состояний в рамках одного инварианта, когда соотношения между компонентами геосистемы остаются более или менее подобными. Близкое к этому определению понятие устойчивости дают и другие авторы, и с ним, по-видимому, можно согласиться. Введенные нами коэффициенты устойчивости для некоторых свойств засоленных мерзлых пород, по существу, основываются на таком понимании устойчивости. Критерием для определения степени устойчивости геосистем к техногенным воздействиям, например, предлагается использовать время релаксации. На различные воздействия система может реагировать изменением множества своих количественных характеристик, поэтому необходимо использовать показатели, значения которых являются результатом реализации по возможности большого числа внутрисистемных связей (Соломатин и др.,

1992). Такие показатели предлагается назвать “представляющими”, по аналогии с “представляющей точкой”. В.И.Соломатин, В.П.Марахтанов и др. (1992) считают, что устойчивость $\mathbf{a_i}$ можно характеризовать количественно отношением изменения такого представляющего показателя **Y** системы к изменению простого показателя $\mathbf{x_i}$, зависящего от внешнего воздействия:

$$a_i = dY / dx_i \cdot 1/Y.$$

Другой характеристикой может быть отношение изменения представляющего показателя ($\mathbf{Y_{кон} - Y_{нач}}$) к начальному его значению $\mathbf{Y_{нач}}$. Например, для оценки устойчивости сезонноталого слоя этими авторами предлагаются использовать две **a**-функции изменчивости - по амплитуде колебаний температур на поверхности и среднегодовой температуре.

По нашему мнению, предлагаемая оценка хотя и близка по смыслу к использованному нами коэффициенту устойчивости, однако не учитывает естественные пределы изменения системы. Она характеризует скорее чувствительность системы к воздействию.

Более общим подходом может быть следующий. Строго говоря, все параметры системы носят вероятностный характер. Среди множества **n** сценариев развития системы после техногенного воздействия пусть каждый имеет вероятность своего осуществления $\mathbf{p_i}$. Величина

$$H = -\sum_{i=1}^{n} p_i \log p_i$$

характеризует энтропию системы и максимальна при равновероятности всех сценариев, которая наступает в случае полного нарушения и хаоса в системе. Следовательно, значение **1/H** может выступать в качестве наиболее общего коэффициента устойчивости.

Частные оценки устойчивости могут основываться на предельных изменениях системы в результате воздействия различных нагрузок.

Механическая устойчивость мерзлой засоленной толщи определяется в конечном счете работой, которую необходимо произвести для разрушения. Учитывая обычный для мерзлых засоленных пород затухающий характер деформирования, в первом приближении эта работа $\mathbf{U_m}$ может определяться следующим образом:

$$\mathbf{U_m = G_{дл} * \varepsilon = G_{дл} * 0.2}$$

где $\mathbf{G_{дл}}$ - длительная прочность; **ε** - предельная деформация (20%). Очевидно, если техногенная нагрузка превышает $\mathbf{G_{дл}}$, фактическая работа деформирования в конце концов превысит $\mathbf{U_m}$ и произойдет разрушение.

Коэффициент устойчивости в данном случае может определяться отношением $\mathbf{U_m}$ к произведенной над мерзлой толщей механической работе.

Аналогично, химическая устойчивость **Кс** будет зависеть от количества солей **u**, которое необходимо для перевода мерзлой толщи в талое состояние:

$$u = C * V$$

где **С** -концентрация раствора, равновесная с данной температурой; **V** - объем воды в мерзлой толще. Устойчивость определяется соотношением между количеством солей **Ис**, которое требуется для оттаивания, и количеством солей, вносимых в мерзлую толщу при техногенном воздействии.

Тепловая устойчивость будет зависеть от количества тепла U_q, необходимого, во-первых, для нагревания ее до 0°С, а во-вторых, для оттаивания всей толщи, и того количества, которое будет передано при техногенном воздействии.

Оценка устойчивости территорий распространения засоленных мерзлых пород, вероятно, может производиться в различном масштабе по частным коэффициентам устойчивости - механическому, химическому и тепловому. С другой стороны, конкретные значения коэффициентов устойчивости будут зависеть от состава пород, термодинамических параметров мерзлых толщ и характера развития криогенных процессов. Среди этих параметров - годовые теплообороты, среднегодовая температура пород, теплота фазовых переходов и т.д. (Л.С.Гарагуля, 1985). Часть из них имеет определенные численные значения, другая может иметь бальные оценки. Некоторые параметры могут объединяться: например, введенный М.И.Сумгиным (1937) термин “тепловая инерция” характеризует одновременно среднегодовую температуру $t_{ср}$ и льдистость пород $i_{об}$. Картирование устойчивости целесообразно проводить на основе этих параметров, поскольку они, по существу, определяют численные значения u_m, u_c, и u_a и раскладывают величины пределов возможных изменений мерзлых толщ на отдельные составляющие.

Оценка устойчивости конкретных оснований и территорий не входила в задачи настоящей работы, поэтому в качестве примера использования описываемого подхода на рис. 116 показана зависимость изменения коэффициента механической устойчивости для нагрузки 0.1 МПа для мерзлых суглинков при температуре -3°С от засоленности породы при длительном воздействии нагрузкой в 0.1 МПа.

Ввиду выраженного перегиба кривой она позволяет, в частности, разделить по степени устойчивости суглинки при -3°С на две категории (устойчивое и неустойчивое состояние) и определить границу между ними. На оценочных картах может быть показана величина коэффициента устойчивости или величина устойчивости в баллах, учитывающая совокупность параметров мерзлых толщ, подвергающихся изменениям (глубины сезонного оттаивания,

температуры, амплитуды, вещественный состав пород, развитие криогенных процессов и т.д.).

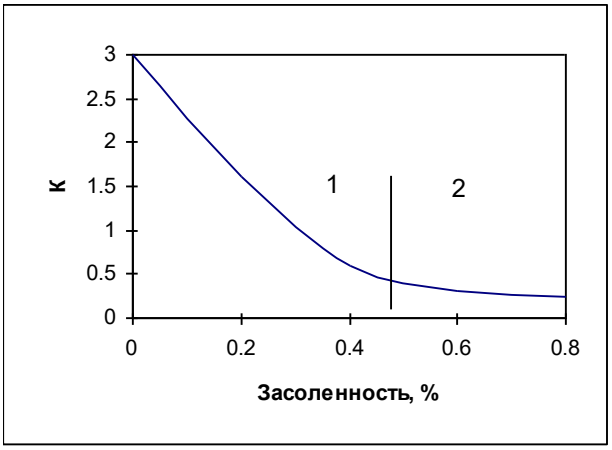


Рис. 116. Изменение коэффициента механической устойчивости (К) мерзлых суглинков при θ = -3°С в зависимости от засоленности (D_{sal}) при длительном воздействии одноосной нагрузки σ=0.1 МПа: 1 - устойчивое состояние; 2 - неустойчивое состояние породы

Опыт строительства на засоленных мерзлых грунтах Арктического побережья ограничен. Он касается в основном небольших поселков с легкими, часто временными зданиями и сооружениями. Однако застройки этих поселков началась еще в 30-х - 50-х годах и сегодня можно подвести некоторые итоги. Приведем несколько характерных примеров.

Жилой дом N 21 радиометцентра в п.Амдерма - именно при обследовании этого дома в 1958 г. Ю.Я.Велли, П.А.Гришиным и другими была высказана 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 2 продуха. По-видимому, ввиду некоторого повышения температур основания от -3°С до -1.5°С здание стало испытывать осадки (рис. 115), которые у северной части в конце одного из летних сезонов достигли 20 см.

Пять 3-х этажных 24-х квартирных жилых домов серии 1-309-4 и два 3-х этажных общежития на 66 комнат по улицам Морской, Набережной, Ленинской и Гагарина в п. Тикси (Ю.Я.Велли и др., 1991) 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 (1964-66гг.) характеризовались небольшим прогревом грунтов в основании от -5.1° до -3.2°С в 1966 г. до -3.4 - 1.4°С в 1968 г. Основанием зданий являлись сильнотрещиноватые выветрелые глинистые сланцы с ледяными включениями, содержащими морские соли. Во всех зданиях зафиксирована неравномерная осадка фундаментов до 7 и более см.

Средняя школа в п.Амдерма, трехэтажное кирпичное здание на сваях - самое большое здание поселка. В основании залегает морской суглинок, засоленность которого увеличивается с глубиной и достигает 0.6-0.9% на

глубине 4-9 м. Влажность составляет 30-50%. Среднегодовая температура грунтов около -3.5°С. 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 в пос. Амдерма. Это тяжелое кирпичное 4-х этажное 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 п. Амдерма испытало осадки до 1 м из-за деформаций металлических свай в основании, сложенном засоленными суглинками ввиду небольшого (до 1°С) повышения его температур. При допущении утечек тепла в основание до величин, когда становится возможным оттаивание мерзлой засоленной толщи, осадки могут быть еще больше. Здание котельной по ул. Ленина в п. Амдерма испытало осадки, превышающие 1.5 м.

Катастрофические деформации и практически полное разрушение наблюдалось на десятках зданий в арктических поселках, теплосетях п. Диксон, канализационных сетях п. Амдерма. Разрушились водопропускные железобетонные трубы в п. Тикси, плотины в районе пп. Тикси, Диксона, Певека. Из-за затопления подмерзлотными засоленными водами строительной площадки прекращалось строительство 48-ми квартирного жилого дома и детского сада в п. Амдерма, 125-квартирного дома в п. Пирамида (о-в Шпицберген) и т.д.

Автодороги в р-не п. Тикси и г. Певека - песчано-гравийные насыпи с гравийным покрытием, в основании которых залегают льдистые засоленные суглинки (Ю.Я.Велли и др., 1994). Нарушение торфо-мохового слоя в период строительства дорог, недостаточная высота насыпи (0.4 м) привела к вытаиванию льда на участках, где они близко подходят к поверхности. Образовались провалы земляного полотна, 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 сезонноталого слоя. На участке развития криопэгов в морской лагуне зимнее промерзание вызывает интенсивные деформации пучения опор кабеля трансляции сигналов ОРЛ-КДП аэропорта Амдерма.

В целом число деформированных зданий в п. Амдерма составляет около 40%, в п. Диксон - 33%, п. Тикси - 22%, г. Певек - 50% (Ю.Я.Велли и др., 1994). Наши обследования зданий в п. Амдерме, где основания сложены морскими засоленными отложениями преимущественно суглинистого состава, показали, что из 268 зданий поселка деформированы 108. 12% всех зданий находятся в аварийном состоянии, угрожающем жизни людей. Из 66 каменных зданий деформированы 32. Из 19 тепловых и электрических станций только 2 имеют незначительные деформации, а 10 находятся в аварийном состоянии. Большинство зданий построено в последние 5-7 лет, значительное число деформированных старых зданий разобрано или брошено.

Среди причин деформаций - неточная оценка несущей способности оснований, которой до настоящего времени способствует действующий СНиП 2.02.04-88.

Одним из факторов повышения устойчивости сооружений в Арктике, ввиду низкой несущей способности пород, является использование легких конструкций. Так, налажен 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 п. Амдерма, Диксон, на Новой Земле и других островах Северного Ледовитого океана в России (Велли, 1973).

Исследования особенностей деформирования засоленных мерзлых пород и влияния различных факторов на их прочность позволили предложить ряд частных рекомендаций для проведения механических испытаний и оценки их несущей способности, в их числе:

1) рекомендованный ГОСТом метод испытаний на одноосное сжатие ступенчатыми нагрузками не позволяет определить несущую способность глинистых засоленных пород из-за затухающего характера деформаций; необходимо проведение испытаний на ползучесть постоянными нагрузками;

2) для оценки деформационных характеристик - параметров аппроксимации уравнения С.С.Вялова продолжительность испытаний должна составлять не менее 3-х суток; только в этом случае параметры аппроксимации можно использовать для прогноза длительных деформаций;

3) при устройстве свайных фундаментов использование предварительно прогретых свай предпочтительнее; на холодных сваях, из-за относительно быстрого смерзания, не образуется льдистой контактной зоны, которая для засоленных пород повышает прочность;

4) увеличение содержания льда в мерзлых засоленных породах приводит, как правило, к повышению их несущей способности;

5) из-за высокой сжимаемости и деформируемости засоленных мерзлых пород в большинстве случаев они относятся к категории пластичномерзлых, что предполагает проведения при проектировании сооружений расчета по деформациям;

6) необходимо учитывать возможную миграцию солей в засоленных мерзлых породах при значительных градиентах температуры и засоленности; следует считать возможным засоление не содержащего солей грунтового раствора, используемого при заливке скважин при устройстве свайных фундаментов в засоленных мерзлых породах;

7) предложенный С.С.Вяловым метод прогноза деформаций по результатам его проверки в многолетних по продолжительности экспериментах рекомендуется для использования при проектировании сооружений на засоленных мерзлых породах.

Проведенные нами исследования выявили значительное расхождение между экспериментальными данными и рекомендуемыми СНиП 2.02. 04-88 значениями расчетных давлений на мерзлые засоленные грунты **R**, расчетных сопротивлений сдвигу по поверхности смерзания мерзлых засоленных грунтов с бетоном $\mathbf{R_{af}}$. Некоторые, далеко не полные данные приведены в табл. 34-36.

Подтверждение данные экспериментов в лаборатории Амдерминской мерзлотной станции получили при испытаниях железобетонных свай в п. Амдерма на строительстве средней школы и других объектов. Результаты испытаний свидетельствуют, что фактическая несущая способность свай оказывается, как и в лабораторных экспериментах, в 1.5-2 раза ниже, чем рекомендуются СНиП 2.02. 04-88.

Таблица 34. Результаты испытаний бетонных свай в засоленных грунтах статической вдавливающей нагрузкой в п.Амдерма

N испы-тания	Разрез основания	Несущая способность по расчету СНиП, кН	Несущая способность по результатам испытания сваи, кН
1	Песок незасоленный до глубины 4 м, далее суглинок с засоленностью 0.1% и температурой -2°С	410	310
2	Суглинок с засоленностью 0.1-0.2%, влажностью 30-50% и температурой -2°С	810	680
3	Суглинок с засоленностью 0.6-0.9%, влажностью 30-50% и температурой -3.5°С	640	290
4		1140	590

5		680	310
6		880	230

На расхождение экспериментальных данных по прочности засоленных мерзлых пород с рекомендациями СНиП указывали сотрудники Амдерминской мерзлотной станции и ранее. Наш вывод подтверждается также некоторыми данными А.Н.Яркина (1990), В.И. Аксенова (1980), Ю.Я.Велли и др. (1994), Е.Хивон (1991).

Таким образом, установлено, что засоленные мерзлые породы Арктического побережья России, в частности Югорского п-ова и п-ова Ямал, в естественном и нарушенном сложении имеют низкое сопротивление нормальному давлению, что не в полной мере отражено в рекомендациях СНиП 2.02.04-88. Экспериментальные значения статистически обоснованы сотнями испытаний различными методами с повторностью не менее 3-6, иногда 18, продолжительность некоторых из них составляла несколько месяцев и лет. Количество и продолжительность выполненных испытаний приведены в таблице 35. Особенно низкие величины отличают прочность смерзания засоленных пород с материалом фундаментов. Расчетное сопротивление смерзанию в некоторых случаях отличается от рекомендуемых СНиП 2.02.04-88 в десять раз, а в среднем - в 1.5-2.5 раза и всегда ниже последних (табл. 36 и 37).

Таблица 35. Количество и продолжительность механических испытаний засоленных мерзлых грунтов, в которых принимал участие автор и которые послужили экспериментальной основой выводов и рекомендаций для проектирования

Геолого-генетические комплексы отложений	Условия проведения экспериментов					Средние характеристики ползучести	Средняя величина прочности, МПа	Продолжительность опытов	Количество образцов (испытаний)
	Грунт	Dsal, %	W, д.е.	T, °C	Другие условия				
1	2	3	4	5	6	7		8	9
Испытания шариковым штампом									
Аллювиальные голоценовые отложения (aIY)	Супесь (Се-Яха)	0.5	0.33	-3		$C^{8}_{экв}$=0.063		8 час	28
	Супесь (Се-Яха)	0.5	0.33	-3		$C^{дл}_{экв}$=0.048		480 час	3
	Супесь (Се-Яха)	1.0	0.33	-3		$C^{8}_{экв}$=0.032		8 час	15
	Супесь (Се-Яха)	1.0	0.33	-3		$C^{дл}_{экв}$=0.024		528 час	3
	супесь (п.Бованенково)	0.5	0.35	-3	Засоление Na_2SO_4	$C^{8}_{экв}$=0.179		8 час	6
	супесь (п.Бованенково)	0.5	0.35	-3	Засоление NaCl	$C^{дл}_{экв}$=0.048		289 час	3
	супесь (п.Бованенково)	0.5	0.35	-3	Засоление $CaCl_2$	$C^{дл}_{экв}$=0.047		720 час	3
	супесь (п.Бованенково)	0.5	0.35	-3	Засоление Na_2SO_4	$C^{дл}_{экв}$=0.146		720 час	3
	Супесь (п.Бованенково)	0.02	0.35	-6		$C^{8}_{экв}$=0.578		8 час	7
Морские позднеплейстоценовые отложения (III^{2-3}) 3 морской террасы	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3		$C^{дл}_{экв}$=0.043		890 час	3
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3		$C^{8}_{экв}$=0.091		8 час	15
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3	Слоистая криотекстура	$C^{дл}_{экв}$=0.07		740 час	3
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3	Слоистая криотекстура	$C^{8}_{экв}$=0.124		8 час	8
	Суглинок ГКС (скв. 0.53-ГИ)	0.5	0.37	-3	ρ=1.61 г/см^3	$C^{дл}_{экв}$=0.039		2160 час	3
	Суглинок ГКС (скв. 0.53-ГИ)	0.5	0.37	-3	ρ=1.81 г/см^3	$C^{дл}_{экв}$=0.066		2160 час	3
	Суглинок ГКС (скв. 0.53-ГИ)	0.5	0.37	-3	ρ=2.01 г/см^3	$C^{дл}_{экв}$=0.038		2160 час	3
	Песок (ест.слож.)				различные характеристики			8 час	6
	Супесь (ест.слож.)				различные характеристики			8 час	6
	Суглинок (ест.слож.)				различные характеристики			8 час	99
	Песок (монолит 19)	0.08	0.26	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.214		8 час	6
	Супесь (монолит 20)	0.16	0.51	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.176		8 час	6
	Супесь (монолит 21)	0.26	0.54	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.305		8 час	6
	Песок (монолит 22)	0.49	0.55	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.118		8 час	6
	Песок (монолит 23)	0.06	0.25	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.22		8 час	6
	Песок (монолит 26)	0.37	0.25	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.126		8 час	6
	Суглинок (монолит 12)	0.58	0.39	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.161		8 час	6
	Суглинок (монолит 11)	0.83	0.58	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.171		8 час	6
	Суглинок (монолит 10)	0.19	0.32	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.207		8 час	5

Продолжение таблицы 35

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Суглинок(монолит 2)	0.85	0.37	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.096	8 час	5
	Суглинок (монолит 18)	1.27	0.46	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.049	8 час	5
	Суглинок (монолит 8)	0.55	0.55	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.154	8 час	5
	Суглинок (монолит 15)	0.29	0.69	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.076	8 час	5
	Суглинок (монолит 3)	0.22	0.83	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.051	8 час	5
	Суглинок (монолит 14)	0.79	0.35	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.141	8 час	5
	Суглинок (монолит 17)	0.38	0.41	-3	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.213	8 час	5
	Супесь (монолит 6)	0.96	0.27	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.215	8 час	3
	Суглинок (монолит 12)	0.58	0.39	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.539	8 час	3
	Суглинок (монолит 8)	0.55	0.55	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.30	8 час	5
	Суглинок (монолит 10)	0.19	0.32	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.424	8 час	5
	Супесь (монолит 20)	0.16	0.51	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.291	8 час	5
	Песок (монолит 22)	0.49	0.55	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.280	8 час	5
	Суглинок (монолит 3)	0.22	0.83	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.260	8 час	4
	Суглинок (монолит 17)	0.38	0.41	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.418	8 час	3
	Суглинок (монолит 11)	0.83	0.58	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.568	8 час	5
	Песок (монолит 19)	0.08	0.26	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.384	8 час	3
	Супесь (монолит 21)	0.26	0.54	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.404	8 час	3
	Песок (монолит 26)	0.37	0.25	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.255	8 час	5
	Суглинок (монолит 14)	0.79	0.35	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.307	8 час	4
	Песок (монолит 23)	0.06	0.25	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.429	8 час	5
	Суглинок (монолит 18)	1.27	0.46	-6	естественное сложение	$C^{8}_{экв}$=0.228	8 час	3
Морские	Суглинок (салехардский)	0.4	0.46	-3		$C^{8}_{экв}$=0.167	8 час	8
среднеплейс-	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-2	массивная криотекстура	$C^{8}_{экв}$=0.089	8 час	24
тоценовые	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-3	массивная криотекстура	$C^{8}_{экв}$=0.115	8 час	14
отложения	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-3	сетчатая криотекстура	$C^{8}_{экв}$=0.146	8 час	20
(II^{2-4})	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-2		$C^{дл}_{экв}$=0.032	720 час	3
салехардской	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-2	Засоление NaCl	$C^{дл}_{экв}$=0.049	720 час	3
свиты	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-2	Засоление $CaCl_2$	$C^{дл}_{экв}$=0.034	720 час	3
	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-2	Засоление Na_2SO_4	$C^{дл}_{экв}$=0.065	360 час	3
	Суглинок (салехардский)	0.5	0.7	-2		$C^{дл}_{экв}$=0.053	360 час	3
	Суглинок (салехардский)	0.5	0.35	-2		$C^{дл}_{экв}$=0.087	574 час	3
	Суглинок (салехардский)	1.0	0.46	-2		$C^{8}_{экв}$=0.038	8 час	17
	Суглинок (салехардский)	1.2	0.46	-3		$C^{8}_{экв}$=0.022	8 час	15
Испытания на одноосное сжатие								
	Лед	0.0	1	-3		ξ=1.14 МПа*час σ=0.66 α=0.167 m=0.281	250 час	10

Продолжение таблицы 35

1	2	3	4	5	6	7		8	9
Аллювиаль-ные	Песок (Се-Яха)	0.5	0.3	-2		ξ=0.01 МПа*час α=0.312 m=0.987	σ=0.01	250 час	9
голоценовые отложения	Песок (Се-Яха)	0.5	0.5	-2		ξ=0.01 МПа*час α=0.45 m=0.832	σ=0.02	200 час	10
(aIY)	Песок (Се-Яха)	0.5	0.7	-2		ξ=0.03 МПа*час α=0.439 m=0.811	σ=0.02	200 час	10
	Песок (Се-Яха)	0.2	0.26	-2		ξ=0.6 МПа*час α=0.321 m=0.868	σ=1.02	200 час	10
	Супесь (р. Се-Яха)	0.5	0.33	-2		ξ=0.6 МПа*час α=0.078 m=0.322	σ=0.53	200 час	10
	Супесь (Бованенково)	0.03	0.35	-3		ξ=0.69 МПа*час α=0.06 m=0.271	σ=0.86	до 250 час	8
	Супесь (Бованенково)	0.2	0.35	-3		ξ=0.58 МПа*час α=0.039 m=0.22	σ=0.59	до 250 час	9
	Супесь (Бованенково)	0.2	0.35	-3	Засоление Na_2SO_4	ξ=0.43 МПа*час α=0.013 m=0.215	σ=0.48	до 250 час	9
	Супесь (Бованенково)	0.2	0.35	-3	Засоление $CaCl_2$	ξ=0.52 МПа*час α=0.027 m=0.199	σ=0.58	до 250 час	9
	Супесь (Бованенково)	0.2	0.35	-3	Засоление NaCl	ξ=0.53 МПа*час α=0.024 m=0.204	σ=0.69	до 250 час	8
Морские	Песок (р. Еркута-Яха)	0.1	0.26	-3	длительные испытания на ползучесть при нагрузке 0.15 МПа			до 11 лет	6
позднеплейс-тоценовые	Песок (р. Еркута-Яха)	0.03	0.26	-3.8		ξ=19 МПа*час α=0.25 m=0.59	σ=0.7	до 250 час	11
отложения (III^{2-3}) 3	Песок (р. Еркута-Яха)	0.03	0.26	-3		ξ=13.4 МПа*час α=0.15 m=0.47	σ=0.8	до 250 час	10
морской террасы	Песок (р. Еркута-Яха)	0.03	0.26	-2		ξ=11.8 МПа*час α=0.22 m=0.54	σ=0.6	до 250 час	8
	Песок (р. Еркута-Яха)	0.1	0.26	-2		ξ=5.2 МПа*час α=0.26 m=0.53	σ=0.24	до 250 час	5
	Песок (р. Еркута-Яха)	0.2	0.26	-2		ξ=4.9 МПа*час α=0.33 m=0.63	σ=0.095	до 250 час	10
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.2	0.38	-3	длительные испытания на ползучесть при нагрузке 0.31 МПа			до 11 лет	6
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.09	0.39	-3.8		ξ=1.1 МПа*час α=0.08 m=0.22	σ=1.01	до 250 час	6
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.09	0.39	-2		ξ=2.5 МПа*час α=0.138 m=0.51	σ=0.55	до 250 час	9
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.5	0.38	-3.8		ξ=1.6 МПа*час α=0.174 m=0.319	σ=1.05	до 250 час	4
	Супесь (Бованенково)	0.5	0.35	-3		ξ=0.23 МПа*час α=0.023 m=0.21	σ=0.3	до 250 час	7
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.2	0.39	-2		ξ=0.99 МПа*час α=0.35 m=0.39	σ=0.09	до 250 час	7
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.5	0.39	-2		ξ=0.45 МПа*час α=0.199 m=0.49	σ=0.06	до 250 час	5

Продолжение таблицы 35

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.5	0.36	-3.8		ξ=0.92 МПа*час α=0.241 m=0.45	до 250 час	5
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3	слоистая криотекстура	ξ=0.25 МПа*час σ=0.26 α=0.17 m=0.50	до 250 час	8
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3	массивная криотекстура	ξ=0.13 МПа*час σ=0.19 α=0.078 m=0.471	до 250 час	8
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3		ξ=0.16 МПа*час σ=0.19 α=0.1 m=0.51	до 250 час	9
	Суглинок (Тибей-То)	1.0	0.6	-3	ступенчатое нагружение	σ=0.012	до 250 час	9
	Грунты естественногосложения 3 морской террасы (Бованенковское ГКМ), ступенчатое нагружение						до 336 час	15
	Грунты естественногосложения и различного состава, голоценовые морские, аллювиальные и 3 морской террасы (Бованенковское ГКМ), ступенчатое нагружение, температура -3°С						до 250 час	20
Морские позднеплейс-тоценовые отложения (III^1) казанцевской свиты	Песок (Тюрин-То)	0.05	0.25	-3	естественное сложение (монолиты), ступенчатое нагружение	σ=0.65	до 250 час	3
	Супесь (Тюрин-То)	0.12	0.31	-3	естественное сложение (монолиты), ступенчатое нагружение	σ=0.36	до 250 час	6
	Суглинок (Тюрин-То)	0.5	0.46	-3	длительные испытания на ползучесть при нагрузке 0.1 МПа		до 11 лет	6
	Суглинок (Тюрин-То)	0.4	0.46	-2		ξ=0.189 МПа*час σ=0.13 α=0.14 m=0.33	до 250 час	6
	Суглинок (Тюрин-То)	0.5	0.46	-3		ξ=0.27 МПа*час σ=0.35 α=0.087 m=0.54	до 250 час	6
	Суглинок (Тюрин-То)	1.5	0.46	-3		ξ=0.5 МПа*час σ=0.31 α=0.233 m=0.563	до 250 час	6
Морские среднеплейс-тоценовые отложения (II^{2-4}) салехардской свиты	Суглинок (салехардский)	0.23	0.46	-1		ξ=0.23 МПа*час σ=0.17 α=0.355 m=0.563	до 250 час	9
	Суглинок (салехардский)	0.23	0.46	-2		ξ=0.32 МПа*час σ=0.32 α=0.099 m=0.301	до 250 час	9
	Суглинок (салехардский)	0.23	0.46	-3		ξ=0.43 МПа*час σ=0.48 α=0.08 m=0.347	до 250 час	8
	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-3		ξ=0.24 МПа*час σ=0.21 α=0.078 m=0.338	до 250 час	9
	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-6		ξ=0.74 МПа*час σ=0.67 α=0.074 m=1	до 250 час	9
	Суглинок (салехардский)	1.0	0.46	-3		ξ=0.9 МПа*час σ=0.11 α=0.158 m=0.41	до 250 час	9
	Суглинок (салехардский)	1.0	0.46	-3.8		ξ=0.12 МПа*час σ=0.26 α=0.21 m=0.247	до 250 час	9
	Суглинок (салехардский)	1.5	0.46	-3		ξ=0.1 МПа*час σ=0.11 α=0.166 m=0.454	до 250 час	8
	Суглинок (салехардский)	1.5	0.46	-3.8		ξ=0.09 МПа*час σ=0.15 α=0.11 m=0.44	до 250 час	9
	Суглинок (салехардский)	1.5	0.46	-6		ξ=0.26 МПа*час σ=0.32 α=0.21 m=0.99	до 250 час	9
Испытания на сдвиг								

Продолжение таблицы 35

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Морские позднеплейс-	Песок (р.Еркута-Яха)	0.1	0.26	-2		Время разрушения при нормальной нагрузке 0.15 МПа и касательной нагрузке 0.5 МПа до 6 часов		24
тоценовые отложения	Песок (р.Еркута-Яха)	0.1	0.26	-2		Время разрушения при нормальной нагрузке 0.05 МПа и касательной нагрузке 1 МПа= 2 часа		10
(III^{2-3}) 3 морской	Песок (р.Еркута-Яха)	0.2	0.26	-2		Время разрушения при нормальной нагрузке 0.05 МПа и касательной нагрузке 0.35 МПа= 2 часа		5
террасы	Песок (р.Еркута-Яха)	0.3	0.26	-2		Время разрушения при нормальной нагрузке 0.05 МПа и касательной нагрузке 0.4 МПа= 2 часа		5
	Песок (р.Еркута-Яха)	0.5	0.26	-2		Время разрушения при нормальной нагрузке 0.05 МПа и касательной нагрузке 0.3 МПа= 2 мин		3
Мор. отлож. (III^{1})казанце-	Суглинок (Тюрин-То)	0.5	0.42	-2		Время разрушения при нормальной нагрузке 0.05 МПа и касательной нагрузке 0.3 МПа= 2 часа		3
вской свиты								
Испытания на сдвиг по поверхности смерзания								
	Цементно-песчаный раствор			-3		σ=0.15	170 час	6
Аллювиаль-	Супесь (Бованенково)	0.02	0.35	-2		σ=0.05	240 час	6
ные	Супесь (Бованенково)	0.13	0.35	-3		σ=0.168	240 час	6
голоценовые	Супесь (Бованенково)	0.26	0.32	-2		σ=0.067	240 час	6
отложения	Супесь (Бованенково)	0.2	0.32	-2		σ=0.10	340 час	6
(aIY)	Супесь (Бованенково)	0.2	0.35	-3	Засоление $CaCl_2$	σ=0.113	150 час	6
	Супесь (Бованенково)	0.4	0.35	-3	Засоление $CaCl_2$	σ=0.07	240 час	6
	Супесь (Бованенково)	0.2	0.35	-3	Засоление NaCl	σ=0.033	40 час	6
	Супесь (Бованенково)	0.13	0.35	-3	с металлом	σ=0.09	540 час	6
	Супесь (Бованенково)	0.5	0.32	-3		σ=0.039	200 час	6
	Супесь (Бованенково)	0.5	0.32	-6		σ=0.161	480 час	6
	Супесь (Се-Яха)	0.5	0.33	-3.8		σ=0.06	до 300 час	6
	Супесь (Се-Яха)	0.5	0.33	-3.8	при нормальной нагрузке 0.05 МПа	σ=0.014	70 час	1
	Супесь (Бованенково)	0.2	0.35	-3	с поливиниловым спиртом	σ=0.119	170 час	6
	Супесь (Бованенково)	0.5	0.6	-3		σ=0.048	170 час	6
	Супесь (Бованенково)	0.5	0.35	-3	при нормальной нагрузке 0.1 МПа	σ=0.127	240 час	6
Морские	Песок (Еркута-Яха)	0.05	0.26	-2		σ=0.06	240 час	6
позднеплейс-	Песок (Еркута-Яха)	0.2	0.26	-2		σ=0.014	240 час	6
тоценовые	Песок (Еркута-Яха)	0.15	0.26	-6		σ=0.11	70 час	6
отложения	Песок (Еркута-Яха)	0.5	0.26	-2		σ=0.003	240 час	6
(III^{2-3}) 3	Супесь (Еркута-Яха)	0.09	0.32	-2		σ=0.175	240 час	6
морской	Супесь (Еркута-Яха)	0.5	0.32	-2		σ=0.009	240 час	6
террасы	Супесь (Еркута-Яха)	0.09	0.32	-3.8		σ=0.258	240 час	6
	Супесь (Еркута-Яха)	0.5	0.32	-3.8		σ=0.016	240 час	6
	Супесь (Еркута-Яха)	0.4	0.32	-6		σ=0.125	250 час	6

Продолжение таблицы 35

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Суглинок (Бованенково)	1.0	0.8	-2	при пропускании электрического тока	σ=0.074	380 час	6
	Суглинок (Бованенково)	1.0	0.5	-2		σ=0.034	340 час	6
	Суглинок (Бованенково)	0.2	0.5	-6		σ=0.198	340 час	6
	Суглинок (Бованенково)	0.3	0.5	-7		σ=0.190	340 час	6
	Суглинок (Бованенково)	0.5	0.5	-7		σ=0.234	340 час	6
	Суглинок (Бованенково)	1.0	0.5	-7		σ=0.105	340 час	6
	Суглинок (Бованенково)	1.5	0.5	-7		σ=0.066	340 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-2		σ=0.023	240 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	0.75	0.37	-2		σ=0.013	240 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	1.0	0.37	-2		менее σ=0.004	до 240 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	0.5	0.37	-3.8		σ=0.108	240 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	1.0	0.37	-3.8		σ=0.039	240 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	1.0	0.37	-6		σ=0.09	150 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	0.6	0.37	-6		σ=0.22	150 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	1.2	0.37	-6		σ=0.06	130 час	6
	Суглинок (Тибей-То)	1.5	0.37	-6		σ=0.039	190 час	6
	Грунты естественного сложения 3 морской террасы (Бованенковское ГКМ)						до 260 час	13
	Грунты естественного сложения 3 морской террасы и казанцевские (Бованенковское ГКМ) при -3°С						до 230 час	19
	Песок (3 терраса)	0.16	0.25	-3	со сталью, в лотках, длина 30 см	σ=0.108	до 600 час	1
	Супесь (3 терраса)	0.45	0.5	-3	со сталью, в лотках, длина 30 см	σ=0.09	до 600 час	1
	Суглинок (3 терраса)	0.5	0.46	-3	со сталью, в лотках, длина 30 см	σ=0.072	до 600 час	1
Морские	Суглинок (салехардский)	1.0	0.46	-3		σ=0.034	340 час	6
отложения	Суглинок (салехардский)	0.2	0.46	-3		σ=0.14	340 час	6
(II^{2-4})	Суглинок (салехардский)	0.2	0.46	-3		σ=0.232	340 час	6
салехардской	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-3		σ=0.127	380 час	6
свиты	Суглинок (салехардский)	1.0	0.46	-3		σ=0.046	340 час	6
Компрессионные испытания								
Аллювиаль-	Супесь (Бованенково)	0.48	0.37	-3		Коэфф. сжимаемости от 0.01 до 0.058 $МПа^{-1}$	до 3 мес.	3
ные	Супесь (Бованенково)	0.5	0.35	-3		Коэфф. сжимаемости от 0.01 до 0.036 $МПа^{-1}$	до 3 мес.	3
голоценовые	Супесь (Бованенково)	0.5	0.35	-3	Засоление NaCl	Коэфф.сжимаемости от 0.02 до 0.091 $МПа^{-1}$	до 3 мес.	3
отложения	Супесь (Бованенково)	0.5	0.35	-3	Засоление $CaCl_2$	Коэфф. сжимаемости от 0.02 до 0.12 $МПа^{-1}$	до 3 мес.	3
(aIY)	Супесь (Бованенково)	0.5	0.35	-3	Засоление Na_2SO_4	Коэфф.сжимаемости от 0.012 до 0.058$мпа^{-1}$	до 3 мес.	3

Продолжение таблицы 35

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Морские	Суглинок (3 мор.терраса)	1.5	0.7	-2		Коэф.сжим. от 0.1 до 0.8 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
позднеплейс-	Суглинок (3 мор.терраса)	1.5	0.8	-2		Коэф. сжим. от 0.04 до 0.38 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
тоценовые	Суглинок (3 мор.терраса)	1.5	0.35	-3		Коэф. сжим. от 0.01 до 0.38 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
отложения	Суглинок (3 мор.терраса)	1.5	0.5	-3		Коэф. сжим. от 0.02 до 0.15 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
(III$^{2-3}$) 3	Суглинок (3 мор.терраса)	1.5	0.6	-3		Коэф. сжим. от 0.08 до 0.25 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
морской	Суглинок (3 мор.терраса)	1.5	0.7	-3		Коэф. сжим. от 0.06 до 0.17 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
террасы	Песок (р. Еркута-Яха)	0.5	0.24	-3		Коэф. сжим. от 0.01 до 0.08 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
	Песок (р. Еркута-Яха)	0.03	0.24	-3		Коэф.сжим.от0.006 до 0.013 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.09	0.38	-3		Коэф.сж.от 0.006 до 0.016 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
	Супесь (р. Еркута-Яха)	0.5	0.38	-3		Коэф.сжим. от 0.02 до 0.16 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
	Суглинок (Тибей-То)	1.0	0.46	-2	слоистая криотекстура	Коэф.сжим. от 0.006 до 0.63 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
	Грунты естественного сложения 3 морской террасы (Бованенковское ГКМ)						до 3 мес	5
Морские позднеплейс-	Суглинок (Тюрин-То)	0.4	0.46	-3		Коэф.сжим. от 0.06 до 0.36 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
тоценовые отложения	Суглинок (Тюрин-То)	0.5	0.46	-2		Коэф.сжим. от 0.01 до 0.15 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
(III^{1}) казанцевской	Суглинок (Тюрин-То)	0.5	0.46	-2	слоистая криотекстура	Коэф.сжим. от 0.01 до 0.12 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
свиты	Суглинок (Тюрин-То)	1.0	0.46	-2		Коэф.сжим.и от 0.07 до 0.34 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
Морские среднеплейс-	Суглинок (салехардский)	0.5	0.46	-3		Коэфф.сжимаемости от 0.02 до 0.1 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
тоценовые отложения (II$^{2-4}$)	Суглинок (салехардский)	1.5	0.46	-3		Коэфф. сжимаемости от 0.02 до 0.24 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3
салехардской свиты	Суглинок (салехардский)	0.4	0.46	-3		Коэфф. сжимаемости от 0.004 до 0.035 МПа$^{-1}$	до 3 мес.	3

Таблица 36. Сравнение некоторых экспериментальных значений и рекомендуемых СНиП 2.02.04-88 расчетных давлений на мерзлые грунты ***R***

Грунт	**θ, °C**	**D_{sal}, %**	Расчетное давление на мерзлый грунт **R** под подошвой столбчатого фундамента, кг/см^2	
			по данным экспериментов	по СНиП 2.02.04-88
Песок	-2	0.05	11	12
	-3	0.05	12.5	13.5
	-3	0.1	7.0	8.0
	-2	0.2	2.5	2.5
	-3	0.2	3.0	3.5
Супесь	-2	0.2	3.0	7.0
	-2	0.5	2.0	3.0
	-3	0.1	10.0	11.5
	-3	0.2	8.0	9.5
	-3	0.5	3.0	4.5
Суглинок	-2	0.5	3.0	3.5
	-3	0.5	4.0	5.5
	-3	1.0	2.0	3.0

Таблица 37. Сравнение некоторых экспериментальных значений и рекомендуемых СНиП 2.02.04-88 расчетных сопротивлений сдвигу по поверхности смерзания с бетоном мерзлых засоленных грунтов $\boldsymbol{R_{af}}$

Грунт	**θ, °C**	**D_{sal}, %**	Расчетное значение сопротивления сдвигу по поверхности смерзания $\mathbf{R_{af}}$, кг/см^2	
			по данным экспериментов	по СНиП 2.02.04-88
Песок	-3	0.41	0.3	0.8
		0.33	0.5	0.9
		0.03	0.7	2.0
Супесь	-2	0.5	0.4	0.5
	-3	0.2	0.8	1.5
Суглинок	-2	1.0	0.2	0.4
	-3	0.08	1.3	1.6
		0.41	0.5	0.9
		0.1	0.8	2.0

Таблица 38. Расчетные давления ***R*** *на мерзлые грунты с засолением морского типа*

Засоленность грунта	Расчетные давления **R**, кПа (кгс/см^2), при температуре, ^{o}C (для глубины заложения фундамента 4 м)			
D_{sal},%	-1	-2	-3	-4
Пески мелкие и пылеватые				
0.05	700 (7.0)	900 (9.0)	1100 (11.0)	1200 (12.0)
0.1	400 (4.0)	500 (5.0)	600 (6.0)	750 (7.5)
0.15	200 (2.0)	350 (3.5)	450 (4.5)	550 (5.5)
0.2		250 (2.5)	300 (3.0)	400 (4.0)
0.3			200 (2.0)	300 (3.0)
0.5				200 (2.0)
Супеси				
0.1	900 (9.0)	1000 (10.0)	1200 (12.0)	1350 (13.5)
0.2	400 (4.0)	550 (5.5)	900 (9.0)	1100 (11.0)
0.3	250 (2.5)	500 (5.0)	700 (7.0)	800 (8.0)
0.5		250 (2.5)	300 (3.0)	400 (4.0)
0.8				200 (2.0)
Суглинки				
0.2	450 (4.5)	700 (7.0)	950 (9.5)	1150 (11.5)
0.5	150 (1.5)	300 (3.0)	400 (4.0)	750 (7.5)
1.0		150 (1.5)	250 (2.5)	400 (4.0)

В результате наших работ составлен Регламент по проектированию объектов нефтегазового комплекса на Ямале (табл. 38 и 39), имеющий значение ведомственного нормативного документа и предложения к ОСН, где даны рекомендуемые значения характеристик прочности засоленных мерзлых пород. Регламент обоснован многократными определениями в испытаниях большой длительности, причем как в лабораторных, так и в полевых условиях. Испытания проводились в срезных приборах и в специальных лотках, а также на моделях свай.

Таблица 39. Расчетные сопротивления сдвигу по поверхности смерзания R_{af} *мерзлых грунтов с засолением морского типа*

Засоленность грунта D_{sal},%	Расчетные сопротивления R_{af}, кПа (кгс/см^2), при температуре, ^{o}C			
	-1	-2	-3	-4
Пески мелкие и пылеватые				
0.05	90 (0.9)	110 (1.1)	180 (1.8)	250 (2.5)
0.1	50 (0.5)	90 (0.9)	130 (1.3)	170 (1.7)
0.15	25 (0.25)	70 (0.7)	110 (1.1)	140 (1.4)
0.2	15 (0.15)	50 (0.5)	100 (1.0)	120 (1.2)
0.3		30 (0.30)	60 (0.6)	90 (0.9)
0.5		15 (0.15)	20 (0.2)	30 (0.3)
Супеси				
0.1	80 (0.8)	120 (1.2)	160 (1.6)	200 (2.0)
0.2	40 (0.4)	70 (0.7)	110 (1.1)	150 (1.5)
0.3	30 (0.3)	50 (0.5)	70 (0.7)	120 (1.2)
0.5	15 (0.15)	30 (0.3)	40 (0.4)	60 (0.6)
1.0				40 (0.4)
Суглинки				
0.1	75 (0.75)	130 (1.3)	180 (1.8)	230 (2.3)
0.2	50 (0.5)	90 (0.9)	120 (1.2)	180 (1.8)
0.5	20 (0.2)	40 (0.4)	60 (0.6)	100 (1.0)
1.0		20 (2.0)	30 (0.3)	60 (0.6)

Разработанным регламентом, по-нашему мнению, не исчерпывается практическое значение настоящей работы. Ввиду затухающего характера деформирования мерзлых засоленных пород под нагрузками для оценки устойчивости инженерных сооружений необходимо производить расчет по деформациям. Как показано выше в главе 10 и других, для этого можно использовать одну из предложенных С.С.Вяловым (1979) и др. голоценовые, в том числе формулы теории течения.

Данные по происхождению, распространению, физическим свойствам засоленных мерзлых пород, а также их устойчивости к тепловой и химической нагрузкам могут быть использованы при проектировании зданий и инженерных сооружений в Арктике для решения конкретных технических вопросов и прогноза устойчивости сооружений.

ВЫВОДЫ

Основной вывод работы состоит в том, что 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, непостоянством 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. Основные положения работы заключаются в следующем:

1. Выявлены условия формирования засоления многолетнемерзлых пород Арктического побережья как особого явления осадочного процесса в криолитозоне, отличающегося режимом перехода в мерзлое состояние и степенью дифференциации осадочного вещества, выделены главные виды толщ засоленных многолетнемерзлых грунтов по характерному строению разрезов, разработана оригинальная геолого-генетическая классификация типов засоления многолетнемерзлых грунтов и установлено их распространение.

Показано, что преимущественный путь образования засоленных мерзлых грунтов (ЗМГ) Арктического побережья связан с син- и эпигенетическим промерзанием морских, прибрежно-морских и других слаболитифицированных отложений, насыщенных первичными или метаморфизованными морскими водами. Соли, содержащиеся в поровых растворах, в условиях перехода осадков в мерзлое состояние при промерзании лишь частично выносятся за пределы формирующихся толщ, а главным образом перераспределяются в них. Показано, что формированию высокой засоленности морских и прибрежно-морских отложений способствует низкая отрицательная температура среды, синхронное накопление и промерзание осадков и слабая степень дифференциации осадочного вещества, отлагающегося в арктических морях и прибрежных условиях.

Разработаны основы типизации засоления главных групп дисперсных пород криолитозоны по генетической принадлежности и составу солей, соотношению времени засоления со временем образования отложений и временем их промерзания. При автохтонном (автогенном) засолении соли являются исходным компонентом осадков, при аллохтонном (аллогенном) засолении насыщение отложений одного происхождения происходит солями другого генезиса. Наряду с традиционными морским и континентальным типами засоления мерзлых отложений выявлен и охарактеризован смешанный тип, свойственный зоне взаимодействия "суша-море", распространенный в пределах Арктических побережий и обладающий особыми признаками, в том числе и свойствами. 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. Обобщение имеющихся данных показало, что для Арктического побережья России более характерен морской тип засоления, для Канады и Аляски - морской и смешанный. В обоих полушариях с поверхности распространены как синхронный, так и эпихронный типы засоления. Выполненное обобщение позволило составить схему районирования криолитозоны Северного полушария в масштабе 1:10 000 000 по типам засоления мерзлой грунтовой толщи.

В пределах морского и смешанного типов засоления выявлены главные виды строения толщ засоленных многолетнемерзлых пород по характерному строению разрезов и распределению засоленности по глубине, обусловленному как условиями их образования, так и последующим изменением в мерзлом состоянии. Установлено, что 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.

2. Впервые на основе результатов полевых и экспериментальных исследований автора и обобщения литературных и фондовых материалов выполнено систематическое описание особенностей состава, строения и физических свойств засоленных многолетнемерзлых дисперсных грунтов Арктического побережья; показано, что они представляют собой особый класс криогенных осадочных образований, обладающий сочетанием признаков мерзлых и немерзлых пород.

Показано, что для исследования засоленных мерзлых грунтов применимы основные методы, используемые в литологии, инженерной геологии и геокриологии. Для гранулометрического состава засоленных мерзлых грунтов Арктического побережья характерны слабая сортировка, высокое содержание частиц пылеватой фракции и коллоидов, а также органического вещества, при этом более дисперсные грунты имеют обычно большую засоленность. Состав порового раствора мерзлых грунтов морского происхождения близок к составу морской воды с ее резким преобладанием хлористого

натрия, и такие грунты занимают большие пространства на Арктическом побережье Евразии и Америки Установлено, что более высокая засоленность в целом характерна для разрезов с автохтонным засолением. Обобщение данных по засоленным толщам морского и смешанного типа на Арктическом побережье показало, что их засоленность в основном находится в пределах 0.05-2% и увеличивается к северу; сезонноталый слой, как правило, не засолен.

Для криогенного строения характерны разнообразные криогенные текстуры с преобладанием слоистых шлировых и неполносетчатых текстур, при этом ледяные прослои почти не содержат солей. С увеличением засоленности увеличивается доля субвертикальных ледяных шлиров, и уменьшаются их размеры, меняется соотношение текстурной и структурной льдистости, криотекстуры приобретают черты неразвитости. Показано влияние засоления на структуру текстурообразующего льда, размер кристаллов уменьшается с ростом засоленности. Для эпихронного 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 повышенной льдистостью, преобладанием базального льда-цемента, рыхлым органо-минеральным скелетом и большей засоленностью.

Установлена неоднородность строения засоленных мерзлых грунтов, чередование ледяных шлиров, льдистых мерзлых минеральных агрегатов и находящихся в охлажденном состоянии засоленных прослоев, а также сильно- и слабозасоленных слоев, особенно для разрезов условно-слоистого типа. Показано, что засоленные мерзлые грунты (ЗМГ) пространственно связаны с засоленными охлажденными грунтами (ЗОГ) и криопэгами. 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). В многолетнемерзлых морских толщах засоленность, как правило, увеличивается с повышением суммарного влагосодержания, что обусловлено седиментацией в соленых морских и прибрежных водах, а по разрезу, наоборот, засоленность грунтовых прослоев снижается с увеличением льдистости в связи с вытеснением льдом порового раствора при промерзании, криогенным концентрированием и возможным последующим распреснением подземных текстурообразующих льдов. Температуры замерзания и фазовый состав влаги зависят от степени засоления, состава солей порового раствора и других факторов, которые, в свою очередь, определяются генетическим типом засоления. Доказано экспериментально, что эти грунты имеют особые электрокинетические и другие свойства, указывающие на положение засоленных мерзлых грунтов по их свойствам между мерзлыми и немерзлыми грунтами.

3. Выявлены основные закономерности изменения состава и 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.

Показано, что при промерзании засоленных грунтов из-за перераспределения солей и криогенного концентрирования (или наоборот, рассоления мерзлого грунта) в мерзлой толще формируется отличная от начальной засоленность, и происходят изменения химического состава порового раствора. Изучены закономерности формирования напряженно-деформированного состояния промерзающих грунтов, получены количественные оценки влияния на деформации и напряжения пучения засоления, дисперсности и других факторов.

Впервые экспериментально установлено, что при воздействии постоянного температурного градиента, а также сдвиговых напряжений в течение нескольких лет в засоленных грунтах происходит изменение криогенного микростроения без заметного общего переноса влаги. Миграция солей в мерзлых грунтах при воздействии градиента засоленности при постоянной температуре, а также при воздействии градиента температуры происходит при больших значениях этих градиентов. Впервые экспериментально доказано существование при определенных условиях многолетней миграции солей. С ней, в частности, связаны пространственные закономерности распределения засоленности в морских отложениях голоцена и плейстоцена Ямала, Печорской низменности и других районов, она определяет увеличение засоленности с глубиной в разрезах (до 10-15 м), имеющее практическое значение в фундаментостроении на Арктическом побережье.

4. Установлены особенности прочностных свойств засоленных мерзлых грунтов различного состава и строения, выделены и охарактеризованы определяющие их факторы, установлена упрочняющая роль ледяных включений в засоленных мерзлых грунтах.

Показано, что засоленные мерзлые грунты обладают низкой прочностью, которая быстро уменьшается с увеличением времени действия нагрузки (в 10 и более раз). Разрушение засоленных грунтов, за исключением песков, как правило, вязко-пластическое и фиксируется по развитию значительных деформаций или по изменению характера деформирования. Использование кинетической теории прочности позволило определить значения энергии активации разрушения, с увеличением засоленности приближающейся к величине энергии активации льда.

Впервые установлен ряд закономерностей изменения прочности засоленных мерзлых грунтов различного состава, строения и других характеристик и условий. С увеличением дисперсности, льдистости и плотности, уменьшением содержания **NaCl,** в глинистых грунтах при переходе от массивной к сетчатой криотекстуре несущая способность засоленных грунтов увеличивается. Выявлена своеобразная механическая неоднородность засоленных мерзлых дисперсных пород, которая проявляется в важной

роли ледяных включений и шлиров, как правило, упрочняющих грунты за счет большей несущей способности незасоленного льда в сравнении с минеральными агрегатами. Получен ряд зависимостей изменения несущей способности в засоленных грунтах различных геолого-генетических типов. Так, например, мерзлые грунты с эпихронным типом засоления, как правило, отличаются при одинаковой засоленности меньшей прочностью, чем грунты с засолением синхронного типа.

Изучены характеристики сопротивления мерзлых засоленных грунтов шариковому штампу, сдвигу по поверхности смерзания и сдвигу, ряд установленных зависимостей прочности от различных факторов отличается от известных для незасоленных мерзлых грунтов. Установлено, что охлажденные засоленные грунты, находящиеся выше равновесной по отношению к концентрации солей в поровом растворе температуре, имеют прочность, превышающую прочность соответствующих немерзлых грунтов

5. Впервые экспериментально изучена длительная (многолетняя) ползучесть мерзлых засоленных грунтов при постоянных нагрузках и температуре, установлены характер деформирования и преобразования строения грунтов при многолетнем деформировании, показана применимость методов прогноза длительной ползучести.

Показано, что деформирование засоленных мерзлых грунтов имеет существенные особенности, в частности, установлен затухающий характер ползучести в разных видах испытаний, т.е. уменьшение скоростей деформирования во времени при постоянной нагрузке до 2-3 МПа. Установлено, что засоленные грунты обладают значительной сжимаемостью, при их компрессионном сжатии происходит заметное перераспределение влаги и особенно солей, а структурная прочность не выражается на компрессионных кривых. Показано, что природа деформирования засоленных грунтов при механических нагрузках обусловлена особенностями их строения, большей ролью незамерзшей воды, чем незасоленного льда в сравнении незасоленными мерзлыми грунтами. Экспериментально установлено, что при этом происходит перемещение незамерзшей воды. В качестве одной из возможных моделей, учитывающей упругие деформации частиц грунта, течение льда и незамерзшей воды, предложено тело Кельвина с переменной вязкостью. Установлены увеличение скорости деформаций с уменьшением льдистости и дисперсности пород, влияние которой проявляется через льдистость и поэтому имеет подчиненное собственное значение, возрастанием содержания в поровом растворе **NaCl** и другие закономерности деформирования.

Впервые в экспериментах продолжительностью 9 и более лет изучена длительная ползучесть засоленных мерзлых грунтов, которая для глинистых грунтов происходит с уменьшающейся во времени скоростью. Длительное деформирование аппроксимировалось уравнением С.С.Вялова, таким образом, впервые осуществлена прямая экспериментальная проверка этого уравнения в многолетних экспериментах и показана его применимость. Получены характеристики многолетней ползучести. В ходе экспериментов в образцах происходит миграция влаги и перераспределение льдистости.

Установлены особенности развития деформаций при различных типах механических испытаний для засоленных грунтов различного состава и строения в диапазоне отрицательных температур.

6. По результатам полевых и экспериментальных исследований предложены расчетные значения показателей прочности засоленных мерзлых грунтов для проектирования зданий и инженерных сооружений на Арктическом побережье.

Установлено, что сопротивление сдвигу по поверхности смерзания с материалом фундамента мерзлых засоленных грунтов с морским засолением имеет значения, которые в среднем в 1.5 раза ниже содержащихся в рекомендациях действующего СНиПа 2.02.04-88. Результаты лабораторных исследований подтверждены свайными испытаниями.

Большое число выполненных определений позволило сравнить данные по различным видам испытаний и получить статистически обоснованные расчетные характеристики несущей способности. По результатам этих исследований, а также данных полевых испытаний свай и наблюдений за деформирующимися зданиями автором разработано новое содержание таблиц - аналогов рекомендаций СНиПа.

Исследования по настоящей проблеме целесообразно продолжить в области крупномасштабного картирования засоленных мерзлых грунтов и исследований их генетических типов, разработки эффективных методов исследования, физических и математических моделей их деформирования и разрушения, исследования химических реакций, критериев влаго- и солепереноса и процессов изменения их состава и строения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматический атлас мира. Под ред. И.А.Гольберг, ГУГК, Гидрометеоиздат, М.-Л., 1972.
2. Агрохимические методы исследования почв. Изд. Наука, М., 1965.
3. Аксенов В.И. О длительной прочности и пластичности мерзлых слабозасоленных песков и супесей. В сб.:"Конструкции и фундаменты зданий для Арктики", Л., 1974.
4. Аксенов В.И. Методика определения сопротивления нормальному давлению засоленных мерзлых грунтов. "Фундаменты на сильнольдистых и засоленных вечномерзлых грунтах", Л., 1977, с.47-53.
5. Аксенов В.И. О длительной прочности и пластичности мерзлых слабозасоленных песков и супесей. "Конструкции и фундаменты зданий для Арктики", Л., ЛенЗНИИЭП, 1974.
6. Аксенов В.И., Докучаев В.В. Критерии пластично-мерзлого состояния засоленных грунтов. "Основания и фундаменты жилых и общественных зданий на вечномерзлых грунтах", Л., 1978, с.13-18.
7. Алекин О.А. Химия океана. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 248 с.
8. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 444 с.
9. Александрова Л.Н., Найденова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению, изд.2, Л., "Колос", 1967.
10. Алексеев В.Р. О возможности борьбы с наледями путем засоления грунтов. "Известия Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР", 1968, 4, №5, с.84-86.
11. Алифанова А.А. Длительная деформируемость мерзлых засоленных грунтов. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1992, № 2.
12. Аллан Р.Дж., Хорнбрук Е.Х. Оценочные геохимические исследования в районе многолетней мерзлоты, Северо-Западные Территории, Канада. В сб.: "Геохимические поиски", М., Мир, 1973.
13. Ананян А.А. Механизм льдовыделения в мерзлых грунтах в процессе электроосмоса. Вестник Моск.ун-та. Сер. физ. 1959. №4.
14. Анисимова Н.П. Состав воднорастворимых солей многолетнемерзлых аллювиальных отложений Центральной Якутии. Сб.: "Почвы мерзлотной области", Якутск, 1969.
15. Анисимова Н.П. Роль процессов промерзания пород в формировании химического состава подземных вод. Сб.: "Мат-лы 6-го Совещ. по подз. водам Сиб. и Д. Востока", Иркутск-Хабаровск, 1970.
16. Анисимова Н.П. Химический состав иловых растворов озерных осадков Центральной Якутии как палеогидрологический показатель. Сб.: "Озера криолитозоны Сибири", Нов-ск, Наука, 1974.

17.Анисимова Н.П. Сезонные изменения химического состава криопэгов аллювиальных отложений. Сб.: “Гидрогеологические условия мерзлой зоны”, Якутск, 1976, с.60-69.
18.Анисимова Н.П. Криогидрогеологические особенности мерзлой зоны. Новск, Наука, 1981, 153с.
19.Анисимова Н.П. Гидрогеохимические закономерности криолитозоны. Автореферат докторской диссертации. Якутск, 1985. 35с.
20.Анисимова Н.П., Григорьев Н.Ф. Химический состав донных отложений на прибрежном участке Карского моря. В кн.: Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск, Наука, 1985.
21.Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М., МГУ, 1970.
22.Арманд Д.Л. Наука о ландшафте. М., Мысль, 1975.
23.Артемов З.П. Исследование особенностей сильнольдистых грунтов как оснований сооружений. Автореферат дисс. на соискание уч. ст. канд. техн. наук. Л., 1977.
24.Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М., Наука, 1979.
25.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.
26.Атлас СССР. М., ГУГК, 1962.
27.Бабко А.К., Пилипенко А.Т. Фотометрический анализ. М., Химия, 1968.
28.Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР, М., Наука, 1985.
29.Баулин В.В., Данилова Н.С., Суходольская Л.А. История развития многолетнемерзлых пород на территории СССР и методы ее изучения.- В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981, с. 24-40.
30.Баулин В.В., Чеховский А.Л., Суходольский С.Е. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири.- В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981, с. 41-60.
31.Беллер П. Таяние ледников, эвстатические колебания, изостазия: постледниковые моря Канады. В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., Мир, 1974, пер. с англ. и фр.
32.Белов Н.А., Лапина Н.И. Донные отложения арктического бассейна. Л., Морской транспорт, 1961.

33.Белопухова Е.Б. Особенности развития многолетнемерзлых пород Тазовского полуострова в верхнеплейстоцен-голоценовое время. В кн.: 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. “Литология и полезные ископаемые”, 1974, №5.
35.Боженова А.П., Бакулин Ф.Г. Экспериментальные исследования механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов, сб. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.
36.Бойко Н.В. Засоление грунтов как средство предотвращения морозного выпучивания фундаментов. Ж-л “Основания, фундаменты и механика грунтов”, №6, 1962.
37.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 Конференции геокриологов России. Кн.2, Москва, 1996, сс.130-139.
38.Бродская А.Г. Сжимаемость мерзлых грунтов. Изд-во АН СССР, 1962.
39.Бронфенбренер Л.Е. Закономерности распределения равновесного содержания незамерзшей воды в засоленных грунтах. В кн.: Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М., Наука, 1990, с.34-38
40.Брушков А.В. Кинетические представления в теории прочности мерзлых грунтов. В кн.: Мерзлые породы и криогенные процессы. М., Наука, 1991.
41.Брушков А.В., Лепинских Г.В. Деформационные свойства мерзлых засоленных пород полуострова Ямал. В кн.: Мерзлые породы и криогенные процессы. М., Наука, 1991.
42.Брушков А.В., Николаев А.А., Томина Г.А. О прочности смерзания мерзлых засоленных грунтов Ямала. В кн.: Основания и фундаменты жилых и общественных зданий в северных районах. Л., 1990.
43.Брушков А.В., Аксенов В.И. Определение характеристик ползучести засоленных мерзлых грунтов из опытов на одноосное сжатие. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990, с. 83-90.
44.Брушков А.В., Лепинских Г.В., Николаев А.А. О прочности мерзлых засоленных грунтов п-ва Ямал. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990, с. 115-121.
45.Брушков А.В. Миграция влаги в мерзлых породах под действием постоянного температурного градиента. Ж-л “Геоэкология”, РАН, №3, 1995, с. 60-68.

46.Брушков А.В., Роман Л.Т., Магомедгаджиева М.А. Оценка достоверности определений длительной деформации мерзлых засоленных грунтов. Основания, фундаменты и механика грунтов, N2, 1996, с.20-24.
47.Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. М., Изд-во МГУ, 1998, 330 с.
48.Ваганов П.А., Мейер В.А. Применение нейтронно-активационного анализа для исследования биогеохимических ореолов. “Геохимия”, 1977, №2, с.297-302.
49.Валяшко М.Г. Единство природных вод и некоторые вопросы их геохимии. Вестник Моск. ун-та, 1966, №5, с. 34-52.
50.Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М, Наука, 1973.
51.Велли Ю.Я., Докучаев В.В., Федоров Н.Ф. Здания и сооружения на Крайнем Севере. Госстройиздат, 1963.
52.Велли Ю.Я. Устойчивость зданий и сооружений в Арктике. Л., Стройиздат, 1973.
53.Велли Ю.Я. Особенности исследований, проектирования и строительства зданий на засоленных вечномерзлых грунтах. “Фундаменты на сильнольдистых и засоленных вечномерзлых грунтах”, Л., 1977, с.35-45.
54.Велли Ю.Я., Аксенов В.И. Исследования засоленных вечномерзлых грунтов в целях их использования в качестве оснований зданий и сооружений. “Инженерное мерзлотоведение”, Нов-ск, 1979, с.152-163.
55.Велли Ю.Я., Гришин П.А. О несущей способности засоленных вечномерзлых грунтов. Труды СоюзморНИИпроекта, №3, М., 1963.
56.Велли 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.
57.Велли Ю.Я., Гришин П.А., Никитин Ю.А., Яркин А.Н. О некоторых закономерностях взаимосвязей между показателями пластичности засоленных вечномерзлых грунтов. “Основания и фунд. жил. и обществ. зданий на вечномерзлых грунтах”, Л., 1978, с.9-12.
58.Велли Ю.Я., Карпунина А.А. Засоленные вечномерзлые грунты как основания сооружений. Тр. 2 Международной конференции по мерзлотоведению, Якутск, вып.7, 1973, с.49-56.
59.Вельмина Н.А., Узембло В.В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1959.
60.Власов Н.А., Павлова Л.И., Чернышев Л.А. Особенности формирования и режима минеральных озер Восточной Сибири. "Изв. физ.-хим. НИИ при Иркутском ун-те", 1964, 6, № 1, 176-191.

61.Войтковский К.Ф. Экспериментальные исследования пластических свойств льда. В сб. "Сезонное промерзание грунтов и променение льда для строительных целей". М., Изд-во АН СССР, 1957.
62.Войтковский К.Ф. Расчет сооружений из льда и снега. Изд-во АН СССР, 1959.
63.Войтковский К.Ф. и др. Фундаменты сооружений на мерзлых грунтах в Якутии. М., “Наука “, 1968. 200с.
64.Волкова В.П., Романовский Н.Н. Некоторые особенности химического состава подземных льдов Уяндинской впадины и прилегающих частей Селеняхского хребта. "Мерзлотные исследования", 1970, вып. 10, 114-128.
65.Воронкевич С.Д. и др. Техническая мелиорация пород. 1981. 341 с.
66.Вотяков Н.И. Физико-механические свойства грунтов Якутии. Новосибирск, Наука, 1975, 175 с.
67.Вотинцев К.К., Мещерякова А.И. Химический состав льда озера Байкал. "Доклады АН СССР", 1961, 36, № 5, 1205-1206.
68.Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М., Наука, 1975, 215 с.
69.Втюрина Е.А. Сезонно-криогенные горные породы. М., Наука, 1984.
70.Вялов С.С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. М., АН СССР, 1959.
71.Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М., Высшая школа, 1978, 447с.
72.Вялов С.С., Городецкий С.Э. и др. Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. НИИОСП. М., Наука, 1966.
73.Гайдаенко Е.И. Воздействие солевых растворов на мерзлые грунты и строительные растворы. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.
74.Гарагуля Л.С. Методика прогнозной оценки антропогенных изменений мерзлотных условий. М., Изд-во МГУ, 1985.
75.Гасанов Ш.Ш. Условия засоления мерзлотных аллювиальных почв. Сб.: “Сезонные и многолетнемерзлые горные породы”, Влад-к, 1976, с.183-189.
76.Геокриология СССР. Под редакцией Э.Д.Ершова, М.,Недра, 1988.
77.Геоэкология Севера. Под редакцией В.И.Соломатина. М., Изд-во МГУ, 1992, 270 с.
78.Герасимов А.С. К оценке предельно длительного сопротивления мерзлого грунта сдвигу по материалу. В кн.: Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения, М., Стройиздат, 1990.
79.Гидрогеохимическая карта территории СССР. М-б 1:10 000 000. Ред. М.Н. Авчинникова (ВСЕГЕИ).

80.Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., Мир, 1974, 271 с.
81.Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды. Труды соляной лаборатории АН СССР, 1937, вып.15, ч.1, сс.5-23.
82.Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
83.Голодковская Г.А. Современные геологические процессы и их инженерно-геологическое значение. В кн.: Инженерно-геологические аспекты рационального использования и охраны геологической среды. М., 1981.
84.Голяков Н.М. Особенности солевого режима торфяно-болотных солончаковых почв Барабы в связи с осушением. Почвоведение, 1951, № 6, с. 338-347.
85. Гончаров Ю.М., Кротов В.М., Суханов Н.В. Проектирование, строительство и эксплуатация зданий и сооружений в Якутии. Якутск, Якутское книжн. Из-во, 1969. 316с.
86.Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М., Недра, 1980.
87.Григорьев Н.Ф. Современные многолетнемерзлые породы на шельфе Карского моря. Сб.: “Криолитозона Арктического шельфа”, Якутск, 1981.
88.Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск, Якутское книжное издательство, 1987, 110 с.
89.Григорьева В.Г. О понижении температуры замерзания воды в дисперсных грунтах. Материалы по лабораторным исслед. мерзлых грунтов, сб. 3, М., Изд-во АН СССР, 1957.
90.Гришин П.А. Температура замерзания засоленных грунтов. Сб.3, Тр. СоюзморНИИпроекта, 1963.
91.Гришин П.А. Механические свойства мерзлых илов. 6 Совещание-семинар по обмену опытом строительства в суровых климатических условиях, т.5, вып.5, Красноярск, 1970.
92.Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости мерзлых грунтов, Изд-во стандартов, 1990 г., ГОСТ 24586-90.
93.Грунты. Классификация. ГОСТ 25100-95. Издательство стандартов, 1995.
94.Давидовский П.Н., Бровка Г.П. Тепло- и массоперенос в промерзающих торфяных системах. Минск, Наука и техника, 1985.
95.Далматов Б.И. Основные физические характеристики засоленных мерзлых грунтов в мерзлом состоянии. Мат-лы 8 Всес. Междуведомств. совещ. по геокриологии, вып.5, 1966.
96.Далматов Б.И., Ласточкин В.С. Искусственное засоление грунтов в строительстве, Стройиздат, 1966.

97.Далматов Б.И., Ласточкин В.С. Устройство газопроводов в пучинистых грунтах. Л., Недра, 1978, 199 с.
98.Данилов И.Д. О некоторых особенностях озерного литогенеза в криолитозоне. Сб.: “Озера криолитозоны Сибири”, Нов-ск, Наука, 1974.
99.Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978.
100.Данилов И.Д. Полярный литогенез. М., 1978.
101.Данилов И.Д. Осадочный петрогенез и его особенности в криолитозоне. Вестник МГУ, сер. 4, Геология, 1995, № 3, с. 3-14.
102.Данилов И.Д. Криолитогенетический подход к выделению криогенных формаций. Вестник МГУ, сер. 4. Геология. 1998. № 1, с. 53-62
103.Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Ионно-солевой состав кайнозойских отложений Севера Евразии как показатель палеогеографических условий осадконакопления. В кн.: Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М., Изд-во МГУ, 1979, с. 33-46.
104.Данилова Н.С., Рыжов В.Н., Соболев В.В. Полуостров Ямал. В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981, с. 84-91.
105.Даниэл А. Композиционные материалы. В кн.: Экспериментальная механика. Книга 2. М., Мир, 1990, с. 336-417.
106.Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. М., Мир, 1967, 300 с.
107.Дегенс Э.Т., Чилингар Дж. В. Диагенез подземных вод. В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., Мир, 1971, с. 426-443.
108.Дербенева М.М. Экспериментальные исследования миграции влаги и ионов натрия, калия, лития в мерзлой породе. Почвоведение, 1965, №1, с. 58-62.
109.Дербенева М.М. Прочность замороженных многокомпонентных рассолов в зависимости от их химического состава, температуры и условий замораживания. Сб.тр.НИИОСП, 1970, вып.60.
110.Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М., Наука, 1987.
111.Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах. Под ред. Э.Д.Ершова. М., Изд-во МГУ, 1985.
112.Дзенс-Литовский А.И. Минеральные озера в условиях вечной мерзлоты. Труды Комитета по вечной мерзлоте. М.-Л., АН СССР, 1938, вып.6, сс.79-107.
113.Диагенез и катагенез осадочных образований. Под ред. Г.Ларсена и Дж.В.Чилингара. М., Мир, 1971, 464 с.
114.Директор С., Рорер Р. Введение в теорию систем. М., Мир, 1974.

115.Докучаев В.В. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Госстройиздат, 1963.
116.Докучаев В.В. Расчет фундаментов на вечномерзлых грунтах по предельным состояниям. Стройиздат, 1968.
117.Дубиков Г.И. Закономерности распределения засоленности в мерзлых морских отложениях. В кн.: Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986, с. 14-27.
118.Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Природа засоленности мерзлых грунтов Западной Сибири. “Исследования мерзлых грунтов в районах освоения”, М., 1987.
119.Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Засоленные мерзлые грунты и их распространение на территории СССР. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.
120.Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Содержание и принципы составления карты засоленности мерзлых грунтов (на примере Западной Сибири). В кн.: Мерзлые породы и криогенные процессы, М., Наука, 1991, с.85-89.
121.Евсеев А.В., Корзун А.В. О химическом составе ледникового покрова на Северо-Восточной Земле. "Материалы гляциол. исслед.", 1985, № 52, с. 205-209.
122.Еловская Л.Г., Коноровский А.К., Саввинов Д.Д. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М., Наука, 1966.
123.Еловская Л.Г. Схематическая карта засоленности почв Якутии. Сб.: “Почвы мерзлотных областей”, Якутск, 1969.
124.Ершов А.П., Чураев Н.В. Теоретические основы химической технологии, 1969, т.3, № 4, с.583-587.
125.Ершов Э.Д. Криолитогенез. М., Недра, 1982.
126.Ершов Э.Д. Физико-химия и механика мерзлых пород. М., Изд-во МГУ, 1986.
127.Ершов Э.Д., Данилов И.Д., Чеверев В.Г. Петрография мерзлых пород. М., Изд-во МГУ, 1987.
128.Ершов Э.Д., Лебеденко Ю.П. Хемогенное пучение мерзлых пород. В кн.: Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения, М., Стройиздат, 1990.
129.Ершов Э.Д., Лебеденко Ю.П., Чувилин Е.М., Наумова Н.С. Массоперенос в промерзающих засоленных грунтах. В сб.: “1 Международная конференция по криопедологии”, 1992, г.Пущино.
130.Ефимов А.И., Граве Н.А. Погребенные льды района озера Абалах. "Социалистическое строительство", 1940, № 10.

131.Жаггар К.Б. Химическая география гидрометеоров и речного льда района г. Воронеж. В кн.: "Химическая география и гидрогеохимия". Пермь, 1963, с. 29-36.
132.Жесткова Т.Н. Формирование криогенного строения грунтов. М., Наука, 1982.
133.Жигарев Л.А. Закономерности развития криолитозоны Арктического бассейна. Сб.: “Криолитозона Арктического шельфа”, Якутск, 1981.
134.Жигарев Л.А. Особенности формирования свойств засоленных грунтов. М., Мерзлотные исследования, 1983, вып.21, с.185-189.
135.Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. Л., Недра, 1986.
136.Затенацкая Н.П., Сафохина И.А. Диффузионное выщелачивание глин. М., 1968.
137.Зарецкий Ю.К., Воробьев В.Н. Прогнозирование предельных состояний оснований фундаментов. В кн.: Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения, М., Стройиздат, 1990.
138.Зиангиров Р.С. Обьемная деформируемость глинистых грунтов. М,. 1979. 164 с.
139.Злочевская Р.И. Связанная вода в глинистых грунтах. М., Изд-во Моск.ун-та, 1969, 176 с.
140.Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М., Изд-во МГУ, 1988.
141.Зубов Н.Н. Морские воды и льды. М., Гидрометеоиздат, 1938, 453 с.
142.Зыков Ю.Д., Красовский А.Г., Мозганова Е.Я., Червинская О.П. Электрические и акустические свойства засоленных мерзлых грунтов. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.
143.Зыков Ю.Д. Определение физико-механических свойств мерзлых песчано-глинистых грунтов комплексом геофизических методов. Автореферат докторской диссертации. М. 1992. 89с.
144.Иванов А.В. Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов. Москва, ВИНИТИ, 1987, 234 с.
145.Иванов О.А., Семенов Н.П. Плиоцен-четвертичные отложения Яно-Индигирской низменности и их корреляция со сводным разрезом кайнозоя севера Западной Сибири. - В кн.: Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л., 1970.
146.Иванова Г.И., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. Геохимия поровых вод донных отложений Арктических морей. Гидрогеологическик и мерзлотные условия Арктического континентального шельфа. Л-д, 1982, с.37-51.

147.Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Т.2. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения. Тюмень, 1996,232 с.
148.Испирян Р.А., Петрунина В.А. Прочностные свойства мерзлых торфоминеральных удобрений. “Торф.пром-сть”, 1975, №7.
149.Ишлинский А.Ю. Осесимметричная задача пластичности и проба Бриннеля. В кн.: Прикладная математика и механика. Т. 8, вып.3 М.-Л., Изд-во АН СССР, 1944, с. 201-224.
150.Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое. В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981, с. 153-181.
151.Карта районирования территории СССР по криогенному возрасту пород и типу криогенеза. Авт. К.А.Кондратьева, Н.С.Данилова, Н.Н.Романовский, В.В.Баулин. М-б 1:25 000 000, 1985.
152.Карнаухов Н.И., Петраускайте М.И. Динамика солевого состава сезонно-длительно-мерзлотных почв Предбайкалья. Сб.: “Почвы мерзл.обл.”, Якутск, 1969, с.200.
153.Карпов В.М., Велли Ю.Я. Сопротивление мерзлых засоленных грунтов сдвигу. Основания и фундаменты, №4, 1968.
154.Карпунина А.А. Прочностные характеристики засоленных мерзлых грунтов г.Якутска. Сб.: “Пробл. стр-ва в Якут. АССР”, вып.1, Якутск, 1972.
155.Карпунина А.А. Исследование физико-химических свойств мерзлых засоленных грунтов для инженерных изысканий. Автореферат канд. дисс., М., 1974.
156.Карпунина А.А., Аксенов В.И. О методике исследования прочностных свойств засоленных мерзлых грунтов. Тр.ПНИИИС, 1977, вып.48, с.262-273.
157.Карта типов химизма засоления почв СССР м-ба 1:2500000. Под ред. В.В.Егорова и Н.И.Базилевич, ГУГК, М., 1975.
158.Катасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений. - В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
159.Кириллин В.А., Сычев В.В., Шейндлин А.Е. Техническая термодинамика. М., Энергоатомиздат, 1983, 416 с.
160.Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Изд-во АН СССР, ч.1, 1946.
161.Ковда В.А. Основы учения о почвах. Книга первая. М., Наука, 1973, 447 с.

162.Кокин А.В. К проблеме криогенной миграции элементов (на примере Верхоянья). В кн.: Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск, Наука, 1985.
163.Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитозоне. Нов-ск, 1981.
164.Конищев В.Н., Плахт И.Р. Механизм засоления отложений ледового комплекса Якутии. В кн.: Криология почв, Пущино, 1991.
165.Кононова Р.С. Криогенная метаморфизация подмерзлотных вод Восточно-Сибирской артезианской области. “Сов.геология”, 1974, №3.
166.Кононова Р.С. Гидрохимическая зональность подземных вод как один из показателей палеомерзлотных условий. Сб.: “Стр-во в районах Вост. Сиб. и Кр. Севера”, вып. 43, Красн-ск, 1977.
167.Коновалов А.А. и др. Количественная оценка влияния растворенных солей на температуру начала замерзания поровой влаги. В кн.: Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Красноярск, ПромстройНИИпроект, 1973, вып. 26.
168.Коновалов А.А. Количественные аппроксимации зависимости прочности мерзлого грунта от температуры и времени. В кн.: Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения, М., Стройиздат, 1990.
169.Комзина А.А. Влияние природной структуры связности засоленных вечномерзлых грунтов на их прочностные свойства. Сб.: “Стр-во в районах Вост. Сиб. и Кр. Севера”, вып.43, Красн-ск, 1977.
170.Корейша М.М., Левантовская Н.П., Брушков А.В. Криогенные геосистемы Карского побережья Югорского полуострова и побережья Западного Ямала и тенденции их развития. В кн.: Фундаментальные исследования криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Тезисы докладов годичного собрания Научного Совета по криологии Земли, Пущино, 1996.
171.Кореновская И.М. Характеристика и некоторые вопросы формирования химического состава льда поверхностных вод Северного Кавказа. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. хим. наук. Новочеркасск, 1970, 26 с.
172.Королев В.А., Злочевская Р.И. Общие закономерности изменения физико-механических свойств глинистых грунтов под действием положительной температуры. В кн.: Изменение геол. Среды под вдиянием деятельности человека. М., 1982. с. 55-60.
173.Коломенский Н.В. Общая методика инженерно-геологических исследований. М., Недра, 1968.

174.Котов А.Н., Ложкин А.В., Андерсон П.М. Криолитологическое строение четвертичных отложений острова Врангеля. Материалы Первой Конференции геокриологов России. Кн.1, Москва, 1996, сс.238-243.
175.Кривоногов М.Г. О засоленности многолетнемерзлых грунтов побережья Берингова моря. “Мерзлотные исследования”, М., 1982, вып.20, с.199-200.
176.Кривоногова Н.Ф., Каган А.А. К особенностям инженерно-геологических условий прибрежных районов арктических низменностей. Мерзлотные исследования. М. Изд-во МГУ. 1973. Вып.X111. С.232-238.
177.Криолитологическая карта Северной Америки м-ба 1:6 000 000. Под ред. А.И.Попова, ГУГК СССР, 1990.
178.Кроник Я.А. Противопучинная мелиорация глинистых грунтов Крайнего Севера в плотиностроении. Автореферат канд.дисс., М., 1970, 23с.
179.Кроник Я.А., Лосева С.Г. Учет теплофизических свойств искусственно засоленных грунтов при строительстве каменно-земляных плотин. Энергетическое строительство. М., Энергия, 1978.
180.Кудрявцев В.А. Общие положения теории развития многолетнемерзлых толщ.-В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981, с. 7-24.
181.Лаврова М.А., Троицкий С.Л. Межледниковые трансрессии на севере Европы и Сибири. В кн.: Хронол. и климаты четвертич. периода. М., АН СССР, 1960, с.124-136.
182.Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического поясв и перигляциальных областей материковых оледенений. Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 87.
183.Лазуков Г.И. Антропоген северной части Западной Сибири (палеогеография). М., Изд-во МГУ, 1972.
184.Лапкин Г.И. Расчет осадок сооружений на оттаивающих грунтах по методу контактных давлений. Стройиздат, 1947.
185.Лебедев А.Ф. Передвижение воды в почвах и грунтах. Ростов-на-Дону: изд-во Донецкого с/х ин-та. Т. 3, 1918.
186.Лебеденко Ю.П. Криогенная миграция ионов и связанной воды в льдонасыщенных дисперсных породах. Инженерная геология. Вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1989.
187.Лебеденко Ю.П. О миграции ионов в мерзлых породах. В кн.: Гляциохимические и криогенные гидрохимические процессы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988.
188.Лейбман М.О., Стрелецкая И.Д. Миграция химических элементов и ионов в сезонноталом слое и верхнем горизонте многолетнемерзлых пород в связи

с процессами термоденудации на Ямале. Материалы Первой Конференции геокриологов России. Кн.2, Москва, 1996, сс.390-399.
189.Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л., Наука, 1972.
190.Лискун И.Г. Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. М., Наука, 1975, 171с.
191.Лосева С.Г., Харина М.Г., Кулешова В.Ю. Влияние засоления на водно-физические и теплофизические свойства грунтов. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.
192.Луговой П.Н. Значение диффузии в физико-химических преобразованиях в перигляциальных процессах. Тр.Сев.-Вост.компл.ин-та Дальн.Центра АН СССР, 1971, вып.38.
193.Лысенко М.П. Состав и физико-механические свойства грунтов. М., Недра, 1980, 272 с.
194.Макаров В.Н. Некоторые аспекты геохимических процессов перигляциального литогенеза (на примере Якутии). Мат-лы 11 конгресса ИНКВА. Т. 1. М., 1982.
195.Макаров В.Н. Подвижность химических элементов в перигляциальном литогенезе. В кн.: Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск, Наука, 1985.
196.Макеев О.В., Остроумов В.Е. Перераспределение подвижных компонентов в промерзающих почвах. В сб.: “1 Международная конференция по криопедологии”, 1992, г.Пущино.
197.Максимова Л.Н. К вопросу о содержании незамерзшей воды в дисперсных грунтах на различных стадиях их замерзания в связи с инерционностью происходящих в них структурных преобразований. В кн.: Мерзлотные исследования. М., 1977, вып. 16, с. 203-207.
198.Максимович Г.А. Химическая география вод суши. М., 1955, 328 с.
199.Мальмгрен Ф. О свойствах морского льда. Л., Изд-во гидромет. комитета СССР, гос. океан. ин-та и гидрограф. упр., 1930, 90 с.
200.Маслов А.Д. Деформационные свойства засоленных грунтов. В кн.: Геокриологические исследования. М., Изд-во МГУ, 1987, вып.23, с. 237-243.
201.Меламед В.Г. Тепло- и массообмен в горных породах при фазовых превращениях. М., Наука, 1980.
202.Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцова и Карского морей. Росс. Акад наук. Сиб. Отд. Ин-т криосферы Земли. Новосибирск, Наука, 1995. 194с.
203.Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород, т.1-2. М., Изд-во МГУ, 1968.

204.Минаев А.Н. К вопросу о влиянии криогенного строения засоленных мерзлых грунтов на их прочность. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.
205.Минкин М.А., Шейнкман Д.Р. Поведение свай, погружаемых в локально оттаянные грунты, в эксплуатационный период. Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения. М., Стройиздат, 1990.
206.Мисник И.Ю., Белоусов К.Н. Особенности инженерно-геологических условий территории советских рудников на о.Западный Шпицберген. В кн.: “Гидрогеология, инж.геология, геоморфология арх.Шпицберген”, Л., 1983, с.16-33.
207.Молочушкин Е.Н., Гаврильев Р.И. Тепловые свойства пород, слагающих дно прибрежной зоны моря Лаптевых. Сб.: “Методы определ. тепловых свойств горных пород”, М., Наука, 1970.
208.Морозов А.Т. 1938. Методы расчета передвижения парообразной влаги в почвогрунтах. Тр. ин-та гидр. и мелиор., т. XXII, М.
209.Мосьяков Е.Ф. Влияние ионного состава порового раствора на замерзаемость и прочностные свойства глинистых грунтов. Тр. 6 совещ. по обмену опытом строительсва в суровых климатических условиях. Красноярск, 1970, т.5, вып.5, с. 13-18.
210.Мотенко Р.Г. Теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых засоленных дисперсных пород. Автореферат кандидатской диссертации. М. 1997. 24с.
211.Налетова Н.С. Массоперенос и криогенное структуро- и текстурообразование в промерзающих засоленных породах. Автореферат кандидатской диссертации. М, МГУ, 1996, 23 с.
212.Неизвестнов Я.В. Мерзлотно-гидрогеологические условия зоны Арктических шельфов СССР. Сб.: “Криолитозона Арктического шельфа”, Якутск, 1981.
213.Неизвестнов Я.В., Семенов Ю.П. Подземные криопэги шельфа и островов Советской Арктики. В кн.: 2 Международная конференция по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск: Кн. изд-во, 1973, вып.5.
214.Нерсесова З.А. Влияние обменных катионов на фазовый состав воды в мерзлых грунтах. В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М., 1957, вып. 3, с. 168-178.
215.Нерсесова З.А. Теплота смачивания и поверхность грунтов при взаимодействии с водой. В кн.: Физико-химические процессы в промерзающих и мерзлых горных породах. М., АН СССР, 1960, с. 28-39.

216.Нерсесова З.А. Влияние обменных катионов на миграцию влаги и пучение грунтов при промерзании. В кн.: Исследования по физике и механике мерзлых грунтов. Сборник 4. М., АН СССР, 1961.
217.Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почв. М., 1967.
218.Нечаев Е.А., Романов В.П. Подвижность ионов двойного электрического слоя на поверхности раздела кварц-раствор электролита. Коллоидный ж-л, 1974, т. 36, №6, с. 1095-1100.
219.Нечаев Е.А., Кан Э.В. Миграция солей в водонасыщенных песках при отрицательных температурах. Геохимия, 1980, №7.
220.Никитина И.Б. О формах миграции химических элементов в природных водах северотаежных мерзлотных ландшафтов Юж.Якутии. Сб.: “Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза”, М., Наука, 1973.
221.Оберман Н.Г., Какунов Н.Б., Денисова В.С. Новые данные о мощности мерзлых толщ на побережье Карского моря. Сб.: “Мат-лы Всес.совещания по мерзлотоведению”, М., 1970, МГУ.
222.Оберман Н.Г. История формирования мерзлой зоны Тимано-Уральской области. - В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981, с. 60-73.
223.Обшее мерзлотоведение (геокриология). Под ред. В.А.Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1978.
224.Овчинников А.М. Общая гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1955.
225.Орлов В.О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М., АН СССР, 1962, 188 с.
226.Орлянский В.В. Криогалинные воды (криопэги) на побережьях Карского и Печорского морей. В кн.Криогидрогеологические исследования. Якутск, 1985, сс.24-34.
227.Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М., 1979.
228.Осипов В.И., Соколов В.Н. Прочность дисперсных грунтов. В кн.: Физ.-хим. механика природ. дисп. систем. М., 1985. с. 147-158.
229.Осипов В.И., Соколов В.Н., Королев В.А. Особенности деформируемости и прочности грунтов с коагуляционными структурами. В кн.: Теоретич. основы инж. геол. Физ.-хим. основы. Под ред. Е.М.Сергеева. М., 1985. с.145-160.
230.Основы геокриологии. Часть 1. Физико-химические основы геокриологии. Под ред. Э.Д.Ершова, М., Изд-во МГУ, 1995, 368 с.
231.Остроумов В.Е. Перенос солей в мерзлых дисперсных грунтах под действием градиента температуры. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.

232.Павлов А.В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск, Наука, 1980, 230 с.
233.Панин П.С., Казанцев В.А. Процессы солепереноса в криогенных почвах. Успехи почвоведения. М., Наука, 1986, с. 245-250
234.Панченко В.И., Аксенов В.И. Физико-химический подход к классификации мерзлых грунтов по засоленности. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990, с.70-73.
235.Паундер Р. Физика льда, М., изд-во "Мир", 1967.
236.Пекарская Н.К., Чапаев А.А. Влияние засоленности мерзлых грунтов на их деформативные свойства. “Инженерное мерзлотоведение”, М., 1979, с.5-19.
237.Пентегов Б.Н., Костромина А.А., Тонконогова Л.И., Симанова В.В. Динамика распределения солей в рассоле, льде и иле Доронинского Содового озера. Вестник ДВ филиала АН СССР, 1932, № 3-4, с. 6-22.
238.Перльштейн Г.З. Водно-тепловая мелиорация мерзлых пород на Северо-Востоке СССР. Новосибирск, Наука, 1979.
239.Петрухин В.П. Строительные свойства засоленных и загипсованных грунтов. М., Стройиздат, 1980.
240.Петрухин Ю.С. Оценка пригодности традиционных методов определения фазового состава для засоленных мерзлых грунтов. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990, с.38-45.
241.Печорин О.М. Методика изучения коррозионной активности мерзлых грунтов. Сб.: “Мет. инж.-геол. исслед. и карт-я обл. вечн. мерзлоты”, вып.3, Якутск, 1977.
242.Питьева К.Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968. 214 с.
243.Питулько В.Н. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л., Недра, 1977.
244.Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк). Под ред. В.Т.Трофимова. Изд-во МГУ, Москва, 1975, 278с.
245.Пономарев В.М. Формирование подземных вод по побережью северных морей в зоне вечной мерзлоты. М., Изд-во АН СССР, 1950.
246.Пономарева О.Е. Состав и генезис воднорастворимых солей в покровных флювиальных отложениях Центральной Якутии. Материалы Первой Конференции геокриологов России. Кн.1, Москва, 1996, сс.261-271.
247.Пуанкаре А. Ценность науки. М., 1906.
248.Пусков В.И. Влияние искусственного засоления на теплофизические свойства грунтов. В кн.: Матер. 8 Всесоюз. межвед. совещ. по геокриологии. Вып. 4, Якутск, 1966, 256 с.

249.Рабинович М.В. Расчет термонапряженно-деформированного состояния оснований зданий на вечномерзлых засоленных грунтах с учетом переменной температуры. Автореферат канд.дисс., М., 1992.
250.Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М., Наука, 1974, 560 с.
251.Рогов В.В., Заболотская М.И. Микростроение мерзлых пород со льдом-цементом. Проблемы криолитологии, вып. 8, М., 1978, с. 141-165.
252.Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Гидрометеоиздат, Л., 1965, 663 с.
253.Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. Нов-ск, Наука, 1987.
254.Роман Л.Т., Степанова А.Е. К определению плотности засоленных грунтов. В кн.: Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Красноярск, ПромстройНИИпроект, 1977, вып. 43.
255.Роман Л.Т., Кулешов Ю.В. Прогноз длительных деформаций мерзлых засоленных грунтов методами временных аналогий. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.
256.Роман Л.Т., Свинтицкая Л.Ф., Шейкин И.В., Аксенов В.И. Физико-химические основы прочности мерзлых засоленных грунтов. Материалы Первой Конференции геокриологов России. Кн.2, Москва, 1996, сс.183-193.
257.Роман Л.Т., Брушков А.В., Магомедгаджиева М.А. Оценка достоверности определений длительной деформации мерзлых засоленных грунтов. Основания, фундаменты и механика грунтов, N2, 1996, с.20-24.
258.Романов В.П. Исследование связи электроповерхностных свойств с переносом ионов в мерзлых породах. В кн.: Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск, Наука, 1985.
259.Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., Изд-во МГУ, 1993.
260.Руководство по наблюдениям за деформациями оснований и фундаментов зданий и сооружений. НИИОСП, 1975.
261.Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
262.Савельев Б.А. Физика, химия и строение породных льдов и мерзлых пород. М., Изд-во МГУ, 1971.
263.Савельев Б.А. Физико-химическая механика мерзлых пород. М., Недра, 1989, 215с.
264.Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. "Труды НИИГА", 1953, № 77.
265.Самарина В.С. Систематизация химических классификаций природных вод. В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л., 1966, с. 31-46.
266.Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л., Изд-во ЛГУ, 1977.

267.Самуэльсон М.В. Влияние засоленности на прочность мерзлых пылеватых песков. Сб.: “Вопросы стр-ва жил. и общ. зданий в условиях 1 клим.зоны”, Л., ЛенЗНИИЭП, 1972, с.103-109.
268.Сергеев Е.М. и др. Грунтоведение. М., Изд-во МГУ, 1983.
269.Свинтицкая Л.Ф. Влияние химического состава солей на прочность мерзлых засоленных грунтов. Автореферат канд. дисс. М., МГУ, 1997.
270.Смирнова О.Г. Миграция ионов химических элементов в мерзлых породах и льдах. Автореферат кандидатской диссертации. М., МГУ, 1997.
271.Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей). Сб.: “Криолитозона Арктического шельфа”, Якутск, 1981.
272.Соломатин В.И., Фишкин О.Н. Распространение многолетнемерзлых пород в районе эстуария р.Анабар. Сб.: “Криолитозона Арктического шельфа”, Якутск, 1981.
273.Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Нов-ск, Наука, 1986.
274.Сорочан Е.А. Строительство сооружений на набухающих грунтах. М., 1974.
275.Справочник по инженерной геологии. Ред. М.В.Чуринов. М., Недра, 1981.
276.Справочник по строительству на вечномерзлых грунтах. Под ред. Ю.Я.Велли, В.В.Докучаева, Н.Ф.Федорова, Л., Стройиздат, 1977, 552 с.
277.Степанов А.В. Влияние растворенных солей на теплофизические свойства грунтов. Сб.: “Мат-лы моделирования и экспериментальных исследований процессов тепло- и массообмена”, Якутск, 1979, с.101-105.
278.Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., АН СССР, 1965. Т. 1. 212 с. Т. 2. 574 с.
279.Стрелецкая И.Д. Закономерности пространственной изменчивости засоленных мерзлых пород и криопэгов на примере Бованенковского ГКМ. Автореферат кандидатской диссертации, М., 1991.
280.Стремяков А.Я. Особенности формирования химического состава грунтовых и поверхностных вод Чукотского полуострова. "Гидрохим. материалы", 1965, № 39, с. 15-27.
281.Строительные нормы и правила. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. СНиП 2.02.04-88. Госстрой СССР, Москва, 1990.
282.Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд.1. Владивосток, 1927; изд. 2. М., 1937.
283.Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., Наука, 1971.
284.Толстихин Н.И. Криосфера и криопэги Земли и планет. В кн.: Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск, Наука, 1985.

285.Томберг К.И. Улучшение свойств сезоннопромерзающих песчаных грунтов посредством солевой обработки. Сб.: “Закрепление и уплотнение грунтов в строительстве”, Киев, 1974.
286.Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Наука, 1966.
287.Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М., Изд-во МГУ, 1980.
288.Тютюнов И.А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М., Изд-во АН СССР, 1960.
289.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.
290.Указания по проектированию оснований и фундаментов на засоленных и сильнольдистых грунтах.СН450-72., М., Стройиздат,1974.
291.Урупов А.К. Изучение скоростей в сейсморазведке. Недра, 1966.
292.Ухов С.Б. Об искуссвенном засолении суглинистых грунтов для строительства в зимнее время. Известия ВУЗов, строительство и архитектура, №1, 1959.
293.Ухов С.Б. Влияние искусственного засоления и рассоления связных грунтов на их физико-механические свойства. Основания, фундаменты и механика грунтов, 1961, №3.
294.Ухов С.Б., Власов А.Н., Мерзляков В.П., Талонов А.В., Брушков А.В. Влияние локальных фазовых переходов и фильтрации влаги на ползучесть пластично-мерзлого грунта. В сб.: Механика грунтов и фундаментостроение. С.-Пб, 1995. с.19-25.
295.Фазовый состав влаги в мерзлых породах. Под ред Э.Д.Ершова. Изд-во МГУ, 1979.
296.Федосов А.В. Физико-механические процессы в грунтах при их промерзании и оттаивании. М., Трансжелдориздат, 1935.
297.Федынский В.В. Разведочная геофизика.М., Недра, 1967.
298.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.
299.Филимонова Л.Г. Геохимия фтора в северотаежных мерзлотных ландшафтах Алданского нагорья. Сб.: “Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза”, М., Наука, 1973.
300.Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., Изд-во ИЛ, 1963, пер. с англ., 576 с.

301.Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978.
302.Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства криогенных пород. М., 1976.
303.Хименков А.Н., Минаев А.Н. Влияние степени засоления на формирование криогенного строения мерзлых грунтов. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990.
304.Хименков А.Н., Шешин Ю.Б. Геокриологические условия побережья Карского моря в районе пос.Амдерма. Ж-л “Инженерная геология”, №2, 1992, с. 71-82.
305.Хорн Р. Морская химия. М., Мир, 1972.
306.Хрусталев Л.Н. Температурный режим вечномерзлых грунтов на застроенной территории. М., Наука, 1971.
307.Хрусталев Л.Н., Городецкий С.Э. Искусственные ледогрунтовые и ледовые острова для бурения скважин на шельфе арктических морей. В кн.: Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения, М., Стройиздат, 1990.
308.Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М., Наука, 1976, 211 с.
309.Цытович Н.А., Кроник Я.А., Маркин К.Ф. Физические и механические свойства засоленных грунтов. Тр. 2 Международной конференции по мерзлотоведению, Якутск, вып.4, 1973, с.40-52.
310.Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М., Высшая школа, 1973.
311.Черкашин В.А. Опыт борьбы с выпучиванием малонагруженных фундаментов в районе распространения вечномерзлых грунтов. Основания, фундаменты и механика грунтов, 1961, № 2, с. 11-12.
312.Чистотинов Л.В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах. М., Наука, 1973.
313.Шварцев С.Л. Некоторые особенности формирования химического состава подземных вод в условиях развития ММП. Тр.Научно-техн. совещ. по гидрогеологии и инж.геологии, вып.3, М., Недра, 1970.
314.Швецов М.С. К вопросу о диагенезе, Международный седиментологический конгресс, Доклады советских геологов, 1960, с. 153-161.
315.Шевелева Н.С. О генезисе и возрасте вечномерзлых четвертичных отложений в районе г.Игарки. В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964.
316.Шейкин И.В. Особенности теплофизических свойств засоленных грунтов. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990, с.20-24.

317.Шило Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования. Тр. СВКНИИ, Вып. 38, 1971, с. 3-57.
318.Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
319.Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. О влиянии влажности мерзлых грунтов на их прочность. Сб. Мерзлотные исследования, вып. 9. Изд-во МГУ, 1969.
320.Шушерина Е.П., Рачевский Б.С., Отрощенко О.П. Исследование температурных деформаций мерзлых горных пород. В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. 10. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 273-283.
321.Яркин А.Н. Прогноз прочности засоленных мерзлых грунтов с учетом изменения состава солей в поровом растворе. “Проблемы геокриологии Забайкалья”, Чита, 1981, с.95.
322.Яркин А.Н. Влияние химического состава солей на температуру начала замерзания грунтов и растворов. Сб.: “Фундаменты жилых и общественных зданий на вечномерзлых грунтах”, Л., 1987.
323.Яркин А.Н. Влияние типа засоления на прочностные и реологические свойства мерзлых грунтов. Сб.: “Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений”, М., Наука, 1990, с. 103-107.
324.Aas G. Laboratory determination of strength properties of frozen salt marine clay. “Ground Freezing. 2-nd Int. Symp., Troudheim, 1980, pp.144-156.
325.Aksenov A. and Brouchkov A. Plastic Frozen (Saline) Soil as Base. Proc. 6 Int. Conf. on Permafrost, Beijing, China, 1993, pp.1-5.
326.Anderson D.M., Tice A.R. and Banin A. The water ice Thase composition of clay-water sistem. Soil Science Society of America Proceedings, 1973, vol. 37, n. 6, p. 819-822.
327.Biggar K.W., Hivon E.G. and Sego D.C. Time dependent displacement of piles in saline permafrost. “Permafrost. 6 Int. Conference, 1993, pp.42-47.
328.Biggar K.W., Sego D.C. Field pile load tests in saline permafrost. Can. Geotech. J. 30, pp.34-43, 1993.
329.Biggar K.W. Adfreeze and Grouted Piles in Saline Permafrost. Ph D. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Alberta, 1991, 342 pp.
330.Bouyoucos G.J. 1915. Effect of temperature on some of the most important physical processes in soils. Michig. Exp. St. Techn. Bull., 22.
331.Bouyoucos G.J. and McCool M.M. Further studies on the freezing point lowering of soils. Michigan Agriculture Experimental Station Technical bulletin, no. 31. 51p. 1916.
332.Brouchkov A. and Tchechovsky A. Adfreezing shear strength peculiarities of different soils. Proc. of 7 Int. Sym. on Ground Freezing (Nansy, France, October 24-28 1994), pp. 207-215.

333.Brown J. Ionic concentration gradients in permafrost, Barrow, Alaska. Cold Reg. Rec. and Engin. Lab. Hanover, N.H., 1969, 22p. Ref. “US Govt. Res. and Develop. Repts”, 1970, N5.
334.Canadian geophysical atlas. 1:2500000. 1986.
335.Chamberlain E.J. Frost heave of saline soils. Permafrost Fourth Int. Conf. Proceedings. July 17-22, 1983, Washington, D.C., 1983, pp.121-126.
336.Chappel J., Omura A. and others. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. Earth and Planetary Science Letters 141 (1996) 227-236.
337.Chen C.S. and Nagy, S., 1987. Prediction and correlation of freezing point depression of aqueaous solutions. Translations ASAE, 30(4), 1176-1180.
338.Cheung C.H. Influence of salt on the unfrozen water in frozen clays. Ph.D. Thesis McGill University, 1979.
339.Derjaguin B.V. and Churaev N.V. The Theory of Frost Heaving. J. of Colloid. and Interface Science, vol. 67, n.3, 1978, p.391-396.
340.Diagenesis in Sediments. Edited by G. Larsen and G. V. Chilingar. Elsevier Publishing Company. Amsterdam - London - New York. 1967.
341.Dubicov G.I., Ivanova N.V., Aksenov V.I. Pore solutions of frozen ground and its properties . Proceedings, 5th Int. Conf. on Permafrost, Trondheim, Norway, 1988, p.333-338.
342.Flint R.F. Glacial and Pleistocene Geology. N.Y.-London, 1957.
343.Furuberg T. and Berggren A.-L. Mechanical properties of frozen saline clays. Proceedings, 5th Int. Conf. on Permafrost, Trondheim, Norway, 2, 1988, 1078-1084.
344.Jumikis A.R. Beitrag zur experimentellen Untezsuchung des Wassernachschubs in einemgefriezen den Bonden und die Blyzteilung der Ergebnisse. Dies. Dont. Ingr., Univ. Stuttgart, 1968, 105 p.
345.Gregersen O., Phukan A. and Johanson T. Engineering properties and foundation design in marine clay, Svalbard. Permafrost, 4 Int. Conf. Proceedings, July 17-22, 1983, pp.384-388.
346.Gregersen O. and Eidsmoen T. Permafrost conditions in the shore area at Svalbard. Proceedings, 5th Int. Conf. on Permafrost, Trondheim, Norway, 2, 933-936.
347.Gurr C.G., Marshall T.J. and Hutton J.T. 1952. Movement of water in soil due to a temperature gradient. Soil Sci., v. 74, No 5, p. 335-345.
348.Hadley, W.A. and Eisenstadt, R., 1955. Thermally actuated moisture migration in granular media. Trans. Am. Geophys. Union, 36, p. 615-623.
349.Hallet B. Solute redistribution in freezing ground. Proc. 3rd Int. Conf. Permafrost, Edmonton, 1978, vol.1, Ottawa, 1978, pp.85-91.

350.Hillel D. 1971. Soil and water. Academic Press, New York and London.
351.Hivon E. Behaviour of saline frozen soils. Edmonton, Alberta, 1991. A Thesis submitted to the faculty of graduate studies and research in partial fulfilment of the requirements for the degree of doctor of philosophy.
352.Hoekstra P. The physics and chemistry of frozen soils. Higway Research Board Special Report 103, 78-90, 1969.
353.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.
354.Hutcheon, W.L. 1958. Moisture flow induced by thermal gradients within unsaturated soils. Highw. Res. Board, Spec. Rep. 40, p. 113-133.
355.Jones H. and Kohnke H. 1952. The influence of soil moisture tension on vapor movement of soil water. S.S.S. Am. Pr., v. 16, No 3.
356.Kezao Chen, Bowler J.M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China/Paleogeography, Paleoecology, Paleoclimatology. 1986, N 54.
357.Kirkham D. and C.L. Feng. 1949. Some tests of the diffusion theory and laws of capillary flow in soils. S.S., v. 67. B.
358.Kuzmak I.M. and 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. S.S., v. 84, No 5.
359.Ladanyi B. An engineering theory of creep of frozen soils. Canadian Geotechnical Journal, 9, 63-80, 1972.
360.Mackay J. Ross, Lavkulich L.M. Ionic and oxygen isotopic fractionation in permafrost growth. “Pap. Geol. Surv. Can.”, 1974, N 1, part B, pp.255-256.
361.Mahar J.J., Wilson R.M., Vinson T.S. Physical and numerical of unuaxial freezing in a saline gravel. Permafrost F.I.Can. 1983.
362.Miller D.L. and Johnson L.A. Pile settlement in saline permafrost: a case history. Proceedings, 5th Canadian Permafrost Conference. Quebec City, Quebec, pp. 371-378.
363.Molmann T. and Senneset K. Cast in place concrete piles in permafrost. “Permafrost. 6 Int. Conference”, Beijing, China, 1993, pp.477-481.
364.Morgenstern N.R. Structural and physicochemical effect ion properties of clay. Proc. 7th ISSMFE. Mexico, 1969. Vol. 5.
365.Murrmann R.P. Ionic mobility in permafrost. “Permafrost. 2nd Int. Conf., Yakutsk, 1973”, Washington, D.C. 1973.
366.Nakano Y. and Tice A.R. Transport of water due to a temperature gradient in unsaturated frozen clay. Cold Region Science and Technology, 18 (1990), p. 57-75.

367.Nelson K.N., Thompson T.G. Deposition of salts from sea water by friged concentration. “J. Mar. Res.”, 1954, N 13, pp.166-182.
368.Nixon J.E., 1978. First Canadian Geotechnical Colloquium: Foundation design approaches in permafrost areas. Canadian Geotechnical Journal, 15, 96-112.
369.Nixon J.E., 1988. Pile load tests in saline permafrost at Clyde River, Northwest Territories. Canadian Geotechnical Journal, 25, 24-32.
370.Nixon J.E., Lem G. Creep and strength testing of frozen saline fine-grained soils. Can. Geotech. J. 21, 518-529, 1984.
371.Ogata N., Yasuda M. and Kataoka T. Effects of salt concentration on strength and creep behavior of artifically frozen soils. Cold Regions Science and Technology, 8, 139-153, 1983.
372.Parameswaran V.R. Bearing Capacity Calculations for Piles in Permafrost. Proceedings of the 4th International Conference Cold Regions Engineering, TCCRE, ASCE, Anchorage, AK, February 24-26, 1986, pp.751-759.
373.Pounder E.R., The Physics of Ice, Pergamon Press, Oxford, England, 1965.
374.Pewe T.L. and Sellmann P.V. Geochemistry of permafrost and quaternary stratigraphy. “Permafrost. 2nd Int. Conf., Yakutsk, 1973”, Washington, D.C. 1973, pp.166-170.
375.Pharr G.M. and Godavarti P.S. A comparison of the creep behavior of saline ice and frozen saline Ottawa sand at -8 deg.C. Cold Regions Science and Technology, 14, 273-279, 1987.
376.Pharr G.M. and Merwin J.E. Effects of brine content on the strength of frozen Ottawa sand. Cold Regions Science and Technology, 11, 205-212, 1985.
377.Ringer W.E. Uber die Veranderungen in der Zusammensetzung der Meereswassersalzes beim, Ausfrieren. "Verb. u. n. Ryksinst V. h. onderzoek d. Zel. E. D.", 1906, Bd. 3-4.
378.Rollins R.L., Spangler M.G. and Kirkham D. 1954. Movement of soil moisture under a thermal gradient. Highw. Res. Board Proc., v. 33.
379.Rotter I.I., Robert W., Clynne Michael A., Brown David L. Freezing point depression of aqueous sodium choloride solutions. “Econ.Geol.”, 1978, 73, N 2, 284-285.
380.Sego D.C., Shultz T., Banasch R. Stregth and deformation behavior of frozen saline sand. 3d Int. Symp. Ground Freezing, Hanover, New Hampshire, pp.11-19, 1982.
381.Sego D.C. and Chernenko D. Confining pressure influence on the strength of frozen saline sand. Proceedings Cold Regions Engineering Specialty Conference, Montreal, Quebec, Canada, 565-578, 1984.
382.Sillen L.G., The physical chemistry of sea water, in Oceanography, M. Sears ed., Am. Assoc. Adv. Sci. Publ., 67, 549-581, 1961.

383.Stuckert B. and Mahar L. Role of ice content in the strength of frozen saline coarse grained soils. Proceedings Cold Regions Engineering Specialty Conference, Montreal, Quebec, Canada, 579-587, 1984.
384.Taber S. The Mechanism of frost heaving. Journ. of Geology, 1930, vol. 38, n.4.
385.Takagi S. Theory of freezing-point depression of soil water, and a noteon the extra-termodinamics of soil moisture. Soil Sci., 1959, vol. 8, n. 1, p. 25-31.
386.The Times atlas of the World. Comprehensive edition. N.Y. Times books, 1980.
387.Ugolini F.C., Anderson D.M. Ionic migration in frozen Antarctic soil. Antarctic. J.U.S. 2, 1972, 7, N 4, p. 112-113.
388.Wijeweera H. and Joshi R.C. Influence of salinity on the compressive strength behavior of frozen soils. “Permafrost. 6 Int. Conference”, Beijing, China, 1993.
389.Williams P.J. Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction. Geotechnique, 1964, vol. 14, n. 3, p. 231-246.
390.Workman E.J. On geochemical effects of freezing. “Science”, 1954, 119, n. 3080, pp. 73-74.