МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

МАСЛАКОВ АЛЕКСЕЙ АЛЕКСЕЕВИЧ

ИЗМЕНЕНИЕ МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ ПРИМОРСКИХ РАВНИН ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

Специальность 25.00.31 – Гляциология и криология Земли

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук,
профессор
В.Н. Конищев

Москва – 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 4

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИСТОРИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ 8

1.1. Физико-географические условия 9

1.2. История геокриологических исследований 13

ГЛАВА 2. ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ И ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ПОРОД 17

2.1. Факторы, влияющие на пространственно-временную вариацию мощности сезонноталого слоя 21

2.2. Внутригодовой ход сезонного протаивания 23

2.3.Межгодовая вариация СТС в конце XX в. 26

2.4. Межгодовая вариация СТС с начала XXI в. 30

2.4.1. Динамика метеорологических параметров за 2000-2015 гг. 30

2.4.2. Влияние природных факторов на межгодовую динамику СТС 34

2.4.3. Межгодовая вариация мощности СТС 36

2.4.4. Межгодовая динамика максимальных годовых глубин протаивания 38

2.5. Изменение параметров сезонноталого слоя сопредельных регионов (Якутия, Западная Чукотка, Аляска) с начала XXI в. 40

2.6. Тенденция развития сезонноталого слоя на Восточной Чукотке к середине XXI в... 45

ГЛАВА 3. ДИНАМИКА ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ 50

3.1. Береговые процессы 50

3.1.1. Факторы, определяющие интенсивность динамики морских берегов. 50

3.1.2. Динамика участка морского берега в пос. Лорино 56

3.2. Термоэрозия 71

ГЛАВА 4. АНТРОПОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫЕ ПОРОДЫ 78

4.1. Инженерно-геокриологические условия в пос. Лорино 78

4.2. Оценка и типизация текущих антропогенных нагрузок на ММП 84

4.3. Прогноз изменения мерзлотных условий в при антропогенном воздействии к 2030 г. 90

4.3.1. Подготовка данных 90

4.3.2. Задание граничных условий 93

4.3.3. Отладка модели 95

4.3.4. Проведение расчётов 97

4.4. Инженерно-геокриологические опасности, связанные с прогнозным изменением мерзлотных условий 102

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 114

ЛИТЕРАТУРА 118

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 129

ВВЕДЕНИЕ

Регион Восточной Чукотки характеризуется выгодным географическом положением в плане перспектив развития крупных инфраструктурных объектов. В то же время, он является относительно слабо изученной территорией с точки зрения текущей динамики мерзлотных условий и экзогенных геологических процессов. Влияние антропогенной нагрузки в регионе, представленной береговыми поселениями коренных жителей, на многолетнемёрзлые породы до сих пор изучено слабо. В связи с этим, инженерные сооружения на освоенных территориях региона регулярно испытывают негативное воздействие со стороны изменяющихся природных, в первую очередь, мерзлотных условий.

До начала XXI века исследования динамики состояния многолетнемёрзлых пород на Чукотке проводились лишь в районах горнорудной промышленности с целью обеспечения геокриологической информацией территории месторождений полезных ископаемых и обслуживающей их инфраструктуры. Многолетнемёрзлые породы на востоке Чукотки изучались с целью выявления общих закономерностей исторического развития территории. Первые стационарные наблюдения здесь были организованы в 2000 году и ведутся до сих пор.

В работе рассматривается процессы и явления, наиболее динамично проявляющие себя в период с начала организации регулярных исследований в данном регионе. В первую очередь, это сезонное протаивание пород и эрозионные процессы. Особое место в работе уделено антропогенному воздействию на многолетнемёрзлые породы.

Целью работы является оценка текущих и прогнозных изменений параметров многолетнемёрзлой толщи и интенсивности криогенных процессов Восточной Чукотки под воздействием природных и антропогенных факторов в масштабе нескольких десятилетий.

В круг задач входит:

1). Обобщение и анализ метеорологической информации и изучение прогнозных региональных изменений климата, определяющих геокриологические условия и интенсивность криогенных процессов в регионе.

2). Выявление природных факторов, определяющих геокриологические условия и интенсивность криогенных процессов в регионе.

3). Установление межгодовых и внутрисезонных флуктуаций параметров сезонноталого слоя и верхних горизонтов многолетнемёрзлых пород по результатам режимных наблюдений.

4). Оценка межгодовой интенсивности протекания эрозионных и абразионных процессов в прибрежной криолитозоне.

5). Оценка интенсивности антропогенной нагрузки на многолетнемёрзлые породы.

6). Прогноз (до 2030 года) эволюции многолетнемёрзлых пород под воздействием природных и антропогенных факторов в обозримом будущем.

Научная новизна работы:

1) На основании обобщения и анализа рядов наблюдений за внутригодовой и межгодовой динамикой сезонноталого слоя с 2000 по 2015 гг. по мониторинговым площадкам CALM Восточной Чукотки, получены новые данные о температурном и влажностном режиме сезонноталого слоя, установлены взаимосвязи глубины сезонного протаивания с метеорологическими и эдафическими факторами в регионе.

2) Количественно охарактеризованы тенденции в динамике морского берега на репрезентативном участке беринговоморского побережья Восточной Чукотки временным интервалом до 50 лет.

3) Установлены мерзлотно-литологические и морфологические характеристики берегов Восточной Чукотки, определяющие их размываемость. На основании размываемости определен вклад этих факторов в отступание берегов.

4) Установлены характер и степень антропогенного воздействия территорий поселений коренных народов Крайнего Севера, ведущих традиционное хозяйство, на состояние мёрзлых пород.

5) Разработаны сценарии изменения природных и антропогенных факторов, определяющих состояние мерзлых пород. Определены возможности адаптации сельского поселения к изменению мерзлотной обстановки.

Представляемые в работе результаты исследований имеют большую практическую ценность с точки зрения фактических данных, необходимых для дистанционных исследований региона, разработки и отладки различных моделей динамики природной среды, в частности, криосферы, а также для валидации результатов моделирования. Полученные по итогам исследований сведения о текущей и прогнозной динамике параметров многолетнемёрзлых пород и интенсивности криогенных процессов, определяемых, в первую очередь, климатическими изменениями, позволят учесть фактор меняющейся природной среды и более эффективно проводить эксплуатацию существующих и строительство проектируемых инженерных объектов в регионе.

В методологическом плане работа представляет собой синтез традиционных и инновационных методических практик. С одной стороны, это стандартизированные режимные наблюдения за параметрами многолетнемёрзлой толщи, полевые геодезические и геофизические измерения, статистическая обработка результатов. С другой – применение ГИС-технологий, новых способов обработки получаемых массивов данных, усовершенствованная численная

оценка вклада мерзлотно-литологических свойств пород в отступание морского берега, более широкий подход к оценке антропогенного воздействия на многолетнемёрзлые породы.

Положения, выносимые на защиту:

1) Межгодовая вариация мощности сезонноталого слоя Восточной Чукотки на 83-97% определяется значениями летней температуры воздуха и количеством осадков. С начала XXI в. на фоне отсутствия статистически значимых трендов климатических характеристик, мощность СТС увеличивается со скоростью 0,7 см (1,1-1,4%) в год, чего не наблюдается на сопредельных территориях.

2) Скорость отступания берега на участке побережья Мечигменского залива выросла с 0,2 до 2,5 м/год за 1967-2014 гг. Изменился характер разрушения берега, что связано увеличением длительности безледного периода и ростом штормовой деятельности. Дифференциация скоростей отступания в пределах рассматриваемого участка связана с мерзлотно-литологической и морфометрической неоднородностью берега.

3) Техногенное воздействие на грунты оснований даже в пределах сельских поселений приводит к снижению уровня кровли мерзлых пород: глубина сезонного протаивания на территориях застройки в 2-3 раза больше, чем на окружающих ненарушенных территориях. Здания и коллектора коммуникаций, построенные в 1950-70-х гг., имеют под собой круглогодичные техногенные талики.

4) Прогноз развития мерзлотной обстановки в поселении Лорино показал, что к 2030 году рост мощности сезонноталого слоя по отношению к историческому периоду (1850-2006 гг.) в зависимости от сценария изменения климата составит 150-200%. Снижение несущей способности вмороженных свай, в зависимости от характера эксплуатации инженерных сооружений, будет достигать 70%, а рост сил морозного пучения – 90%.

Промежуточные результаты работы, а также основные положения диссертации докладывались и обсуждались на многочисленных российских и международных конференциях и семинарах: Научно-практическая конференция молодых специалистов «Инженерные изыскания в строительстве» (Москва, 2011, 2012, 2013 гг.), Международный молодежный научный форум «Ломоносов» (Москва, 2011, 2012, 2013 гг.), «Международная конференция по криосфере: изменения, воздействия и адаптация» (Санья, КНР, 2012 г.), Международный конгресс «Экология северных территорий» (Новосибирск, 2013 г.), Научно-практической конференции «Геокриологическое картографирование: проблемы и перспективы» (Москва, 2013 г.), 4-й Европейская конференция по мерзлотоведению (Эвора, Португалия, 2014 г.), Арктическая научная неделя (Хельсинки, Финляндия, 2014 г.), Семинар Европейского Космического Агентства по вечной мерзлоте (ESA – CliC – GTN-P/IPA - DUE Permafrost workshop, Фраскати,

Италия, 2014 г.), Арктическая научная неделя (Тояма, Япония, 2015 г.), XV международная конференция аспирантов и студентов «Проблемы Арктического региона» (Мурманск, 2015 г.), Региональный конгресс Международного географического союза (Москва, 2015 г.), Академическая научная неделя (Баку, Азербайджан, 2015 г.), Арктические рубежи 2016 (Тромсё, Норвегия, 2016 г.), 11-я Международная конференция по мерзлотоведению (Потсдам, Германия).

По итогам исследований было опубликовано 32 работы, включая 3 в изданиях, включённых в базы Scopus, Web of Science и RSCI.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, д.г.н., проф. Конищеву В.Н. и к.г.н. Краеву Г.Н. за всестороннюю помощь при проведении исследований и написании работы, д.б.н. Замолодчикову Д.Г. и Зеленскому Г.М. за помощь в проведении полевых исследований, к.г.-м.н. Гребенцу В.И., д.г.-м.н., проф. Васильчуку Ю.К., Соколовой Л.А., к.г.н. Грищенко М.Ю., к.г.-м.н. Трегубову О.Д., к.г.н. Абрамову А.А., Дебольскому А.В., д.г.-м.н. Васильеву А.А., к.г.н. Кизякову А.И., к.г.н. Стрелецкой И.Д., за помощь и поддержку в получении и обсуждении промежуточных результатов. Автор также выражает благодарность коллективу кафедры криолитологии и гляциологии и всем участникам полевых исследований за посильную помощь, поддержку и консультации в процессе проведения исследований и написании работы.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИСТОРИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

Район исследований – Восточная Чукотка – ограничена Чукотским морем с севера, Беринговым проливом с востока, Беринговым морем с юго-востока, юга и юго-запада и Чукотским нагорьем (хр. Искатень) с запада. В пределах изучаемого участка расположены крупные поселения Уэлен, Лаврентия, Лорино и Провидения (рисунок 1.1).

Рисунок 1.1. Район исследований (данные о распространении многолетнемёрзлых пород: http://nsidc.org/data/ggd318.html).

1.1. Физико-географические условия

Изучаемая территория представляет собой пологонаклонные предгорья, примыкающие к сопкам сглаженного Чукотского нагорья, сложенного породами Мезозойской складчатости. В восточной части Чукотского полуострова находится низкогорье (мелкосопочник) с наиболее плавными формами рельефа (максимальная высота в районе г. Вулканная – 896 м). Низкогорье сложено докембрийскими и нижнепалеозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, осложнёнными гранитными интрузиями, и относится к области Мезозойской складчатости (Пармузин, 1968).

Горизонтальные поверхности представлены среднеплейстоценовыми морскими равнинами, голоценовыми морскими косами, долинами рек, а также флювиогляциальными и моренными равнинами нерасчленённого плейстоцена.

По побережью полуострова тянется слегка наклонная холмистая аллювиальная низменная равнина, испещренная болотами и термокарстовыми озерами. В восточной части она становится более возвышенной с частыми выходами кристаллических коренных пород. Восточный берег полуострова круто обрывается в море и рассечен фьордовыми заливами.

Рисунок 1.2. Скважины Лоринских источников (фото Маслакова А. А., 2012 г.).

На юго-западе низкогорье прерывается Мечигмено-Колючинской депрессией, вытянутой через весь полуостров, прибрежные части которой заняты заливами. Это – древняя долина с холмистым днищем. Холмы образованы мерзлотными процессами и эрозионным расчленением террас, состоящих преимущественно из аллювиальных рыхлых отложений. Широко развиты термокарстовые и остаточно-старичные озера.

В восточной части полуострова распространено несколько термальных и минеральных источников с температурой воды до 95°С (например, Гельмимленейские, Дежнёвские, Лоринские горячие источники, Рисунок 1.2).

Рисунок 1.3. Мохово-лишайниковая растительность Чукотского нагорья (фото Маслакова А.А., 2012 г.).

Климат Восточной Чукотки формируется в сложных условиях противоречивого влияния воздушных масс: Евразии с одной стороны; Тихого океана — с другой; Северного Ледовитого океана с его постоянным антициклональным типом погоды и ложбиной Алеутского минимума (циклоническая деятельность) – с третьей. Дальний Северо-Восток испытывает охлаждающее влияние моря с длительным периодом таяния льдов. Зимой здесь проходит граница между холодным Азиатским антициклоном и областью пониженного давления над морем. Постоянная разница в условиях нагревания суши и моря создает большие барические градиенты и значительную ветреность территории. Действие холодных северных, восточных и юго-восточных ветров обуславливает суровость зим и неравномерное распределение снежного покрова. Зима длится две трети года, однако здесь случаются оттепели, чего не бывает на соседнем северо-востоке Сибири (Алисов, 1969; Кобышева, 2001; www.aari.nw.ru). Территория Восточной Чукотки отличается постоянной повышенной относительной влажностью воздуха, пониженным испарением с поверхности суши, значительной облачностью, а в прибрежной полосе — частыми и затяжными туманами. В результате ее область и, особенно, прибрежные районы летом получают меньше солнечного тепла, чем континентальные районы тех же широт (Кобышева, 2001). Лето пасмурное и прохладное: средняя июльская температура +8..+10°С. Зима длительная, со средними январскими температурами на побережье -16°С и в глубине территории -24...-26°С (Алисов, 1969; Атлас Арктики, 1985).

Среднегодовое количество осадков востоке Чукотки растёт с севера на юг с 350 (Уэлен) до 687 мм (Провидения), при этом межсезонная изменчивость в годовом ходе осадков выражена слабо. Внутрисезонная изменчивость хода осадков выражается в их большем выпадении в конце тёплого периода: в августе их выпадает в среднем в 2,5 раза больше осадков, чем в июне (www.meteo.ru). Пик жидких осадков попадает на период максимального развития сезонно-талого слоя (СТС). Важную роль в регионе Чукотского полуострова играет перераспределение снежного покрова зимой. Затяжные метели, особенно в конце зимы способны оказать существенное влияние на перераспределение снега: с наветренной стороны снег сдувается, а с подветренной может накапливаться до уровня 2 этажа жилого дома.

Особенности климатических условий определили распространение мёрзлых пород на рассматриваемой территории. Территория Восточной Чукотки относится к области сплошного распространения многолетнемёрзлых пород (ММП) (см. рис. 1.1). Талики присутствуют лишь под крупными реками и озёрами. Максимальной мощности (до 600 м) мёрзлые породы достигают на вершинах гор в наиболее отдалённых от моря районах (Афанасенко и др., 1989). В прибрежных районах мощность вечной мерзлоты значительно уменьшается: на Ванкаремской низменности она составляет около 200 м, на Нижне-Анадырской – не превышает 200 м (Гасанов, 1969), на берегу Анадырского лимана – около 100 м (Колесников, Плахт, 1989). В пределах региона многолетнемёрзлые породы имеют на равнинах и в долинах рек двухъярусное строение. В верхней части разреза это рыхлые эпи- и сингенетические дисперсные отложения, внизу – скальные и полускальные, чаще всего слабольдистые породы, промёрзшие эпигенетически. Одноярусное строение характерно для эпикриогенных скальных и полускальных пород горной части территории. Температура мёрзлых пород минимальна в горных районах (-9°С) и на арктическом побережье Валькарайской низменности (-8°С). В остальных местах, в том числе в районе исследований, температура колеблется в пределах -4..-6°С (Колесников, Плахт, 1989; Технический отчёт..., 1979а, б).

Климатические и геолого-геоморфологические особенности региона обусловили специфику проявления здесь криогенных процессов и их пространственную дифференциацию. На оголённых склонах и водоразделах широко осуществляется выветривание, приводящее к разрушению обломочного материала и перемещению его вниз (Афанасенко и др., 1989). Мелкозернистые продукты выветривания образуют делювиальные шлейфы. К ним часто приурочены курумы, а также пятна-медальоны, солифлюкционные полосы, языки и валы. Для Восточной Чукотки характерен процесс криогенного растрескивания в дисперсных грунтах, приводящий к образованию син- и эпигенетических повторно-жильных льдов (Гасанов, 1969). На плоских участках широко развит термокарст: это озёра, озёрные котловины, озёрно-аласные равнины и эрозионно-термокарстовые ложбины стока. Максимальное распространение они имеют на водно-ледниковых поверхностях впадин и низменностей. Во впадинах, низменностях и долинах рек распространены сезонные бугры пучения – булгунняхи и гидролакколиты. Встречаются они как поодиночке, так и группами (Афанасенко и др., 1989). В регионе широко развиты наледи. На морском побережье, в частности, в пределах аккумулятивных равнин, развиты разрушительные береговые процессы: термоэрозия, термоабразия, термоденудация, а также комплекс склоновых процессов (Краев и др., 2011; Maslakov, Kraev, 2016).

Действие морского воздуха весьма заметно на удалении от 50 до 250 км в глубь суши, что является одним из мощных ландшафтообразующих факторов, определяющих западную границу физико-географического деления территории (Пармузин, 1968). В связи с охлаждающим и увлажняющим влиянием моря распространены гольцы и подгольцовые тундры на таких высотах, на которых в континентальных районах обычны леса или редколесья (Алисов, 1969; Исаченко, 1985). Предгорья заняты пятнистой и «бороздчатой» кустарничково-лишайниковой тундрой (Пармузин, 1968; Исаченко, 1985). Здесь на склонах ложбин временных водотоков вместе с корковыми лишайниками распространены кустистые и листоватые лишайники, единичные экземпляры трав, приземистые и стелющиеся формы *Salix* и *Betula* (Рисунок 1.3). По пологим склонам и низким междуречьям широко распространены мелкокочкарные тундры (высота кочек 15-20 см) с *Ereophorum Vaginatum* и *Carex lugens*. Понижения между бугорками, которые образуют группы кочек, заняты сфагновыми мочажинами с торфянистыми почвами. В долинах рек, на морских террасах, в глубоких ложбинах нижней части гор развиты кустарничково-травянистые тундры (Рисунок 1.4).

Рисунок 1.4. Цветущее разнотравье на побережье залива Лаврентия (фото Маслакова А.А., 2013 г.).

Таким образом, территория Восточной Чукотки характеризуется как регион с относительной расчленённостью (сглаженное низкогорье), сложенный мезозоидами и расположенный в зоне субарктического и арктического морского климата. Территория подвергается влиянию трёх различных воздушных масс: с Северного-Ледовитого, с Тихого океана и из глубин континента, поэтому погода здесь весьма изменчивая. В результате таких суровых условий территория Восточной Чукотки занята зоной типичных тундр в речных долинах и предгорьях и гольцах на более высоких отметках.

Особенности природных условий определили распространение мёрзлых пород на Восточной Чукотке и формирование характерных геокриологических особенностей в регионе: а) снижение температуры, возрастание мощности многолетнемёрзлых пород и уменьшение мощности сезонноталого слоя с юго-востока на северо-запад; б) значительная прерывистость мерзлой толщи под влиянием русловых и термокарстовых процессов; в) широкое распространение плейстоценовых отложений эпигенетического промерзания, сформировавшихся под влиянием оледенений и морских трансгрессий; г) широкое

распространение залежеобразующих льдов различного генезиса; ж) интенсивное развитие разнообразных криогенных процессов.

1.2. История геокриологических исследований

В 1930-е годы освоение Северного морского пути, строительство Норильского промышленного комплекса, развитие алмазодобывающей отрасли в Якутии оказались тесным образом связаны с интенсивным исследованием вечной мерзлоты. В это время формируется сеть мерзлотных станций, действует ряд изыскательных экспедиций, основной целью которые являлась выработка научных подходов, учитывающих особенности вечной мерзлоты и низких температур в развитии хозяйственной деятельности на Крайнем Севере.

Первые геокриологические исследования на Чукотке начали проводиться с 1935 г., когда Главным управлением Севморпути была организована Анадырская мерзлотная станция (АНИМС). В рамках её деятельности проводились исследования температуры, мощности, криогенного строения многолетнемёрзлых пород, интенсивности и географии проявления криогенных процессов, а также наблюдения за динамикой сезонноталого слоя (Швецов, 1938). В 1960 г. наряду с Игарской и Алданской, Анадырская мерзлотная станция вошла в структуру Института Мерзлотоведения СО АН СССР, директором которого был назначен П.И. Мельников. В 1976 г. станция была реорганизована в Стационарную комплексную Корякскую экспедицию Северо-восточного комплексного научно-исследовательского института Дальневосточного отделения Академии наук (СВКНИИ ДВО АН). Сотрудниками станции (П.Ф. Швецов, Н.А. Граве, В.М. Пономарев, И.А. Некрасов, А.С. Любомиров, Н.А. Тепкин, В.С. Кривощёков и др.) был проведён большой объём исследовательских работ, направленный в основном на обеспечение геокриологической информацией месторождений полезных ископаемых Западной Чукотки и Анадырского угольного бассейна. В 1985 г. база станции, расположенная в п. Шахтёрский, была ликвидирована, а её сотрудники были переведены в г. Анадырь в созданный Отдел комплексных исследований Чукотки (ОКИЧ СВКНИИ), геокриологические исследования которого составляли весьма значимую, но далеко не ведущую часть (Рузанов, 2015). Мерзлотные исследования последних 25 лет осуществлялись под руководством к.г.-м.н. М.И. Тишина, к.г.-м.н. А.Н. Котова.

Стационарных наблюдений в пределах Восточной Чукотки в этот период не проводилось. Свойства многолетнемёрзлых пород этого региона, их мощность и температурный режим рассматриваются в работах Н.А. Граве (1959), Б.И. Втюрина (1964), Ш.Ш. Гасанова (1969, 1980), Афанасенко с соавторами (1989), Колесникова и Плахта (1989) и др. История формирования и стратиграфия многолетнемёрзлых толщ подробно описаны в работах Ш.Ш. Гасанова (1969, 1970), А.А. Свиточа (1980) и В.Ф. Иванова (1982, 1986). Значительный массив фактических данных о свойствах многолетнемёрзлых пород в пределах участков хозяйственного освоения содержится в фондовых материалах (например, Технический отчёт, 1979а). Особое внимание исследователей региона Восточной Чукотки привлекало массовое распространение залежеобразующих льдов различного генезиса, свидетельствующих о сочетании различных факторов и условий их формирования (Гасанов, 1964; 1969). Приморские равнины и речные долины Чукотского полуострова, примыкающие к Мечигменскому заливу и заливу Лаврентия, по сравнению с соседними регионами (Анадырская низменность, залив Креста, Чаунский залив, Аляска), освещены лишь в небольшом количестве публикаций (Гасанов, 1969; Иванов, 1986; Васильчук, 1992; Шполянская, Стрелецкая, 2004; Васильчук и др., 2014), хотя этот регион отличается большим скоплением подземных льдов. Указанные работы свидетельствуют о сложной истории формирования геокриологических условий, определившей присутствие на относительно компактной территории следов горно-долинного оледенения, морских трансгрессий, различных видов залежеобразующих льдов и других особенностей, связанных с пестрым мерзлотно-литологическом разнообразием.

В 1988 г. в 15 км к югу от г. Анадыря был создан геокриологический стационар (полигон) Дионисия, мониторинг геокриологических условий на котором проводится и по сей день. На равнинном участке, между Анадырским лиманом и горой Дионисия, Анадырской экспедицией «Севвостгеология» были оборудованы 12 площадок для стационарных режимных наблюдений за комплексом экзогенных геологических процессов и режимообразующих факторов – параметрами климата, термовлажностным режимом грунтов, мощностью сезонноталого слоя (СТС), и динамикой криогенных процессов (Рузанов, 2015).

В 1993-1996 гг. в рамках программы Циркумполярного мониторинга деятельного слоя (Circumpolar Active Layer Monitoring program – CALM; Brown et al., 2000) вблизи г. Анадыря А.Н. Котовым, (сотрудник НИЦ «Чукотка» Дальневосточного отделения РАН), организованы две площадки по наблюдению за деятельным слоем: «Онемен» и «Дионисий» (Котов и др., 1998). В этот же период в некоторых температурных скважинах в пределах Анадырской низменности устанавливаются термометрические самописцы (логгеры), позволяющие получать сведения о динамике температуры верхних горизонтов многолетнемёрзлых толщ с высокой точностью и частотой.

В начале 2000-х на Восточной Чукотке, вблизи пос. Лаврентия была организована мониторинговая площадка CALM «Лаврентия», на базе которой в регионе начали проводиться комплексные исследования параметров сезонноталого слоя (Рисунок 1.5). Особенностью площадки является то, что помимо ежегодного определения максимальной глубины сезонного протаивания, на ней проводятся дополнительные внутригодовые измерения глубины СТС, осадки при оттаивании, влажности поверхностного горизонта почвы, а также измерения потоков парниковых газов и геоботанические исследования (Zamolodchikov et al., 2016). Вблизи мониторинговой площадки оборудован автономный стационар, фиксирующий метеорологические характеристики и параметры сезонноталого слоя.

В 2007 г. две термометрические скважины стационара «Дионисия» были включены в международную систему мониторинга температурного состояния многолетнемёрзлых пород Thermal State on Permafrost (TSP). В 2010 году вблизи Анадыря и пос. Лорино (Восточная Чукотка) были организованы ещё 2 площадки CALM: «Лорино» и «Онемен» соответственно (Трегубов, Львов, 2014), увеличив общее количество площадок до пяти. С 2012 г. на мониторинговых площадках CALM Восточной Чукотки ведутся непрерывные измерения

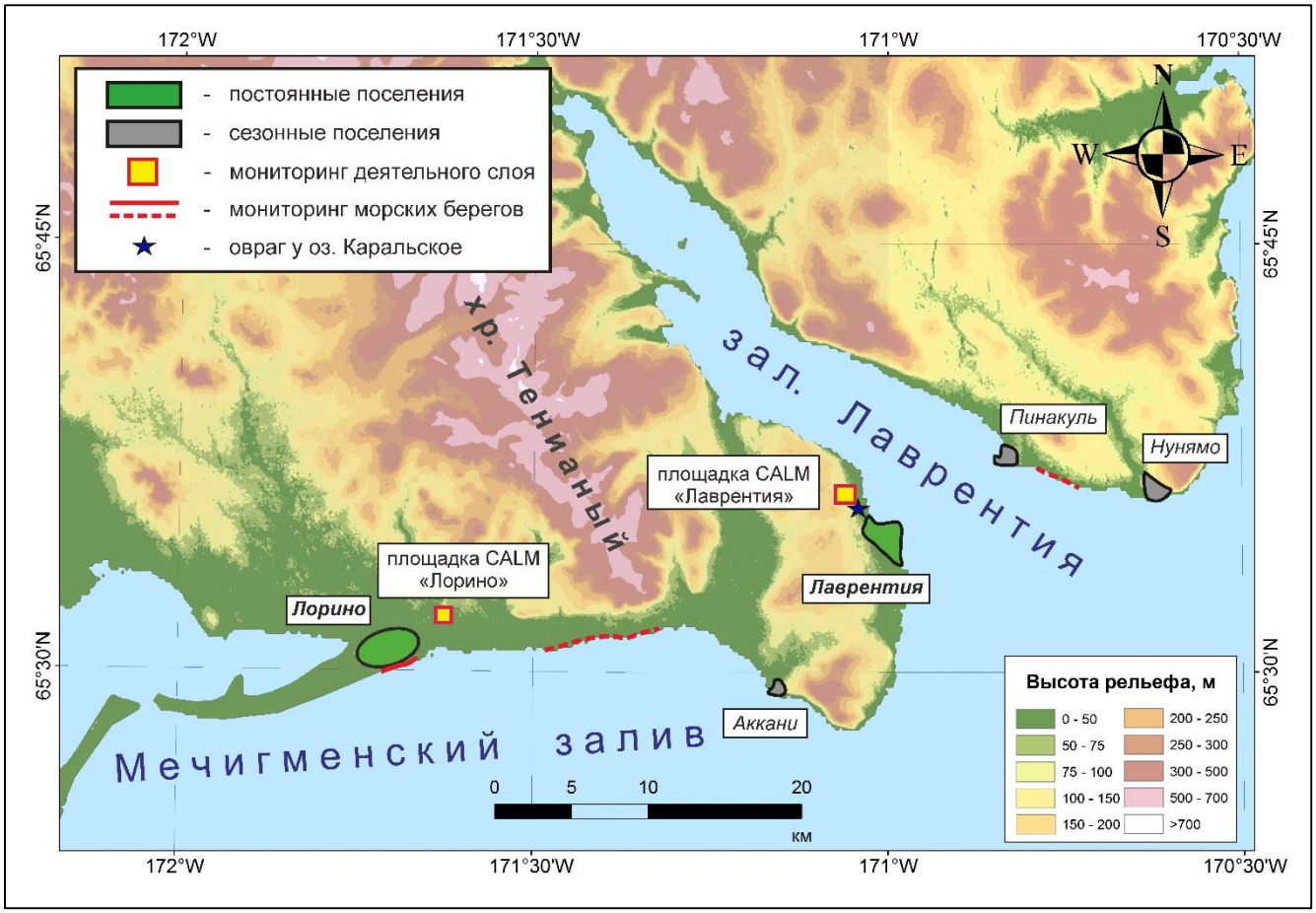


Рисунок 1.5. Карта-схема исследований динамики сезонноталого слоя, береговых и термоэрозионных процессов на Восточной Чукотке.

температурного режима деятельного слоя. С 2012 года на нескольких участках Берингова моря начались полевые мониторинговые исследования деструктивных береговых процессов (См. Рисунок 1.5; Maslakov, Kraev, 2016). В 2016 г. в целях исследования температурного режима верхних горизонтов многолетнемёрзлых толщ, вблизи площадки мониторинга деятельного слоя CALM Лаврентия пробурены и оборудованы 2 температурные скважины глубиной 1,7 м каждая.

Таким образом, Восточная Чукотка, по сравнению с соседними регионами, является относительно слабо изученной с точки зрения геокриологических условий и динамики многолетнемёрзлых толщ. На протяжении второй половины XX века исследования носили экспедиционный характер, а первые мониторинговые наблюдения начали проводиться лишь с 2000 года. В то же время на западе Чукотки (в частности, Анадырская низменность) на фоне множества геокриологических исследований, комплексные стационарные наблюдения начали проводиться ещё с 1935 года (с перерывами).

ГЛАВА 2. ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ И ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ПОРОД

Сезонноталый слой (СТС) занимает промежуточное положение между атмосферой и мёрзлыми породами. Через него проходит большая часть теплооборотов в земную кору (Павлов, 1965; Балобаев, 1978) и поэтому изменение его мощности является чутким индикатором изменения погоды и климата (Павлов, Гравис, 2000). Мощность сезонноталого слоя влияет на гидрологический режим и биологическую активность криолитозоны (Callaghan et al., 2011; Christensen et al., 2004; Jorgenson et al., 2001; Schuur et al., 2008; Streletskiy et al., 2015). Сезонное промерзание и оттаивание деятельного слоя вызывают пучение и осадку и могут изменять высоту дневной поверхности (Shiklomanov et al., 2013).

Среди фактических данных для исследования динамики деятельного слоя, моделирования глубины оттаивания и прогнозирования большую роль имеют стандартизованные регулярные наблюдения на площадках сети Циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM), организованной в 1990 г. (Brown et al., 2000). Мониторинговая площадка отражает репрезентативные условия окружающей территории и, как правило, имеет форму квадрата размером 1×1 км или 100×100 метров. Внутри квадрата через каждые 100 или 10 м соответственно обозначены узлы измерительной сетки, всего получается 121 точка для измерений в пределах одной площадки. На сегодняшний день в нее входит более 200 наблюдательных точек в криолитозоне по всему миру (https://www2.gwu.edu/~calm/). Помимо измерений мощности сезонноталого слоя, на некоторых площадках дополнительно проводятся исследования других показателей, связанных с сезонным протаиванием (Shiklomanov et al., 2013; Streletskiy et al., 2008; Moskalenko, 2003; Walker et al., 2003; Kaverin et al., 2014), что позволяет комплексно подходить к вопросам изменения мерзлотных и экологических условий в ненарушенных ландшафтах под воздействием различных факторов.

Как было описано в Гл. 1.2, на данный момент на территории Восточной Чукотки расположено 2 площадки по мониторингу деятельного слоя по программе CALM (см. Рис. 1.5).

Площадка Лаврентия (65°36' с.ш., 171°03' з.д.; номер площадки R27) (Рисунок 2.1) расположена в 3 км к северо-западу от пос. Лаврентия, в 800 м от берега залива Лаврентия между гольцовым гребнем и плоской морской террасой. Поверхность площадки имеет слабый уклон (2-3°) на северо-восток и абсолютную высоту около 70 м (Zamolodchikov et al., 2004). Отложения площадки представлены ледниковыми валунными суглинками, оторфованными с поверхности. Основная часть площадки представлена влажной осоково-ивовой тундрой с выраженным микрорельефом на торфяных и торфянистых криоземах; на кочках произрастают курстарничково-разнотравные ассоциации. Помимо стандартных измерений глубины СТС на площадке ведутся измерения влажности поверхностного слоя (0-7 см) почвы методом электрического сопротивления. Измерения проводятся приборами Thetha probe HH2 Moisture Meter в районе каждого узла сети с повторностью 4 раза, результаты усредняются. Также проводятся измерения осадки грунта при оттаивании, заключающиеся в регулярном измерении высоты кольев, заглубленных ниже подошвы СТС. С 2012 года в пределах СТС (0-1 м) установлены термометрические датчики, фиксирующие температуру грунта на разных глубинах с интервалом 1 час.

Рисунок 2.1. Площадка CALM R27 Лаврентия (фото Маслакова А.А., 2012 г.).

Измерения параметров СТС на площадке Лорино (65°32' с.ш., 171°38' з.д.; номер площадки R41) ведутся с 2010 года. Она расположена примерно в 4 километрах к северо-востоку от пос. Лорино, на водораздельной плоской заболоченной территории (Рисунок 2.2). Поверхность площадки находится на высоте 40-42 м над уровнем моря, практически без уклона, кочковатая, сильно заболоченная. Сезонноталый слой практически по всей площадке представлен торфом. Согласно морским береговым обнажениям, расположенным в 2 км от площадки, торфяной горизонт подстилается валунными суглинками. Растительное разнообразие более богатое, чем на площадке в Лаврентия:

Рисунок 2.2. Площадка CALM R41 Лорино (фото Маслакова А.А., 2013 г.).

на кочках присутствуют осоковые и лишайниково-кустарничковые ассоциации, а в понижениях распространены осоково-сфагновые сообщества. Как и на площадке Лаврентия, здесь также ведутся измерения влажности поверхностного слоя (0-7 см) почвы и осадки грунта при оттаивании. Аналогичным образом с 2012 года в пределах СТС (0-1 м) установлены термометрические датчики.

Стоит отметить, что полевые измерения параметров сезонноталого слоя на площадках CALM Восточной Чукотки проводятся несколько раз за тёплый период, позволяя выявить внутригодовую динамику процесса сезонного протаивания.

Поскольку в районе г. Анадыря присутствуют 3 площадки CALM, а также стационар Дионисия, по которым накоплен значительный объём информации по динамике сезонного протаивания пород, то эти данные также будут включены в сравнительную оценку вклада природных факторов в вариативность СТС. Площадки мониторинга деятельного слоя вблизи г. Анадыря расположены в пределах Анадырской низменности, для которой, по сравнению с Восточной Чукоткой, характерны более мягкие климатические условия. Тем не менее, оба региона испытывают значительно влияние морских воздушных масс. Ниже дано краткое описание мониторинговых участков.

Площадка CALM R11 Дионисия располагается на одноимённом стационаре, в 15 км к югу от Анадыря. Она представляет собой ландшафты предгорий ($H_{абс}$ 145-150 м) и полого (3°) наклонена к югу. Рельеф площадки осложнён западинами, торфяными буграми пучения и пятнами медальонами. Сезонноталый слой и верхние горизонты мёрзлых пород сложены льдистыми суглинками с включениями дресвы и мелкого щебня. Растительность представлена кочкарными и бугорковатыми кустарничково-мохово-пущицевыми ассоциациями, редкокочкарными пятнистыми пушицево-мохово-осоковыми сообществами по полосам сезонного стока и бугорковатыми пятнистыми кустарничково-мохово-осоковыми тундровыми болотами в термокарстовых понижениях (Трегубов, Львов, 2014).

Площадка CALM R9 Мыс Рогожный (Онемен) расположена в пределах Анадырской низменности на северном побережье залива Онемен, представленном пологохолмистой равниной с превышением 5-30 м над урезом воды. Площадка занимает уплощенную вершину тундрового увала с пологими склонами и абсолютными отметками высот 18-20 м. Отложения в пределах площадки представлены тонким торфянистым горизонтом (10-20 см), подстилаемым оторфованными супесями. Площадка покрыта типичной мохово-кочкарной тундрой. Кочки образует пушица влагалищная – главный эдификатор этих экосистем (Котов и др., 1998).

Площадка CALM R45 Круглая расположена в приустьевой части р. Круглая, в 500 метрах от южного берега залива Онемен. Она занимает плоское заболоченное днище озерно-болотной котловины, которыми занято 40% площади Анадырской низменности (Трегубов, Львов, 2014).

Площадка с поверхности сложена торфом с илистыми прослойками, подстилаемым валунными суглинками. Растительный покров представлен кочкарно-бугорковатыми кустарничково-мохово-осоковыми тундрами, осложнённых полигонально-валиковым мезорельефом.

При анализе природных факторов, воздействующих на сезонное протаивание пород, были использованы численные методы, включающие в себя обработку получаемых данных и выявление взаимосвязей между различными внешними характеристиками и параметрами сезонного протаивания. Для оценки влияния климатических факторов на глубину деятельного слоя, использовался параметр DDT (degree days of thawing), представляющий собой сумму положительных среднесуточных температур с начала тёплого периода времени к моменту измерений (Boyd, 1973). Корреляционная зависимость глубины сезонного протаивания (d_{th}) с *DDT* описывается вариантом задачи Стефана в виде уравнения (Harlan and Nixon, 1978):

$$d_{th} = E\sqrt{DDT} \text{ (2.1)},$$

Где E – т. н. «эдафический фактор», определяющий теплофизические свойства поверхности и толщи оттаивающего грунта (Nelson & Outcalt, 1987; Hinkel & Nelson, 2003). *DDT* - сумма градусо-дней на момент проведения измерений с начала периода положительных температур воздуха, °C. За начало тёплого периода принималась дата со среднесуточной температурой воздуха выше нуля, после которой не наблюдалось периода с заморозками продолжительностью более 5 суток. Конец периода с положительными температурами аналогично приходился на последнюю дату с температурой выше ноля, после которой не было периодов оттепелей продолжительностью более 5 суток.

Поскольку полевые измерения глубины СТС происходили в разное время тёплого сезона (с конца августа до конца сентября), то они не фиксируют максимальную за год глубину сезонного оттаивания *d* (м). Для её расчёта использовалась формула, основанная на взаимосвязи глубины протаивания и суммы положительных градусо-дней (2.1):

$$d = d_{th}\sqrt{\frac{DDT_{max}}{DDT}}, \text{ (2.2)}$$

где d_{th} - измеренная глубина оттаивания, м; DDT_{max} - сумма градусо-дней за весь период положительных температур воздуха года проведения измерений, °C.

Межгодовая изменчивость (INV, %) значений СТС (и вообще любых параметров природной среды) позволяет оценивать разброс значений СТС на площадке за рассматриваемый период времени. Этот параметр рассчитывается как разность между максимальным и минимальным значением нормализованного индекса вариабельности I_i для требуемого периода измерений. Индекс вариабельности расчитывался по формуле:

$$I_i = \frac{(Z_i - Z_{avg})}{Z_{avg}} \text{ (2.3)},$$

где Z_i – значение СТС в точке i; Z_{avg} – среднее значение СТС по площадке.

Согласно проведённым исследованиям (Smith et al., 2009), вариации СТС можно разделить на 3 группы: 1) низкая вариабельность при INV = 0-19%; 2) средняя - при INV = 20-29%; 3) высокая – при INV >30%.

2.1. Факторы, влияющие на пространственно-временную вариацию мощности сезонноталого слоя

Глубина сезонного оттаивания чрезвычайно изменчива в пространстве и времени (Балобаев, 1978; Hinkel & Nelson, 2003). Междугодовая и многолетняя изменчивость сезонного оттаивания связана с изменениями условий теплообмена пород с атмосферой, обусловленными прежде всего динамикой климата и эволюцией природных ландшафтов. В различных районах криолитозоны (Втюрина, 1984; Пармузин, Шаталова, 2001), возможные ежегодные отклонения мощности сезонноталого слоя от среднемноголетних значений могут составлять ±10-25%, т. е. быть соизмеримы со средней глубиной сезонного оттаивания.

Основными причинами, определяющими изменчивость глубин СТС, являются изменения состава и свойств пород, динамика уровня грунтовых вод, возможные изменения характера растительного покрова, динамика климата (изменение количества атмосферных осадков, мощности снега, температуры воздуха). Для изменения состава пород и типа растительного покрова необходимы отрезки времени, несоизмеримо превышающие репрезентативные ряды наблюдений, в то время как в наибольшей степени на динамику сезонного протаивания влияет изменчивость климатических параметров и изменение влажностного режима грунтов (Пармузин, Шаталова, 2001). В последнем случае ежегодные вариации влажности в отложениях сезонноталого слоя играют наибольшую роль в умеренном поясе с умеренно-морским и умеренно-континентальным климатом. На локальном уровне значительный вклад в изменчивость глубин сезонного протаивания могут вносить неравномерное снегонакопление, водные объекты, антропогенная деятельность и т. д.

Хорошо исследованные факторы, определяющие оттаивание, позволяют с высокой достоверностью рассчитывать средние региональные значения мощности сезонноталого слоя

(Anisimov et al., 1997; Bonnaventure & Lamoureux, 2013) и прогнозировать их (Anisimov et al., 2007; Lawrence & Slater, 2005). Однако, высокая изменчивость этих факторов в пределах единого ландшафтного уровня приводит к значительным вариациям глубины сезонного протаивания: разница между максимальными и минимальными значениями может превышать 500% (Hinkel & Nelson, 2003; Shiklomanov et al., 2010). Кроме того, неоднозначность реакции деятельного слоя на климатические изменения (Zhang et al. 2005) ввиду разнонаправленных трендов климатических характеристик вносит заметную неопределённость при его моделировании и прогнозировании (Anisimov et al., 2007; Lawrence & Slater, 2005). Моделирование мощности СТС проводится в парадигме определяющих взаимодействий климатических и эдафических факторов (Nelson & Outcalt, 1987). Среди первых чаще всего используется температура воздуха в период оттаивания и его продолжительность (Brown et al., 2000; Shiklomanov et al., 2010), количество осадков в период оттаивания и продолжительность залегания снежного покрова (Zhang et al., 1997). Ко вторым относятся влажность/льдистость отложений деятельного слоя и мощность органогенного горизонта (Hinkel et al., 2000; Kaverin et al., 2014; Lawrence et al., 2008; Smith, 1975), определяющие теплопроводность и теплоту фазовых переходов в почве, а также растительный покров (Тыртиков, 1969). Таким образом, многолетние измерения параметров сезонноталого слоя вкупе с массивом метеорологической информации позволяют повышать точность расчётных моделей и детализировать прогноз изменения мощности СТС.

Анализируя динамику глубин сезонного протаивания пород и среднегодовых температур на глубине подошвы СТС, можно выявить общий тренд их изменения, обусловленный закономерными причинами, и на его фоне оценить роль случайных факторов, определяемыми ежегодными флуктуациями температур воздуха, количества осадков и т. д. (Калабин, 1960). Тренд изменения температурного режима воздуха, а, следовательно, и динамики сезонного протаивания пород может быть получен на основе анализа тенденции изменения климатических параметров во времени. В настоящее время накоплен огромный материал о существовании большого числа природных циклов и ритмов, обусловленных планетарными геофизическими процессами. Каждый из этих ритмов характеризуется определённым периодом, амплитудой и относительной фазой колебаний. Периоды колебаний представляют широкий спектр – от единиц и десятков до миллионов лет. Длиннопериодные колебания температуры воздуха определяют эволюцию мёрзлых толщ в историческом плане, средне- и короткопериодные – динамику среднегодовых температур пород на глубине сезонного протаивания и нулевых годовых амплитуд, изменчивость глубин сезонного протаивания во времени (Пармузин, Шаталова, 2001).

2.2. Внутригодовой ход сезонного протаивания

Внутригодовой ход сезонного протаивания зависит от воздействия различных факторов и природных условий. В первую очередь, это температура воздуха, которая определяет глубину и интенсивность развития сезонноталого слоя во времени, а также сроки его существования. На Восточной Чукотке сезонное протаивание начинается практически сразу после схода снежного покрова и установления положительных температур воздуха (Рисунок 2.3, 2.4), обычно в конце

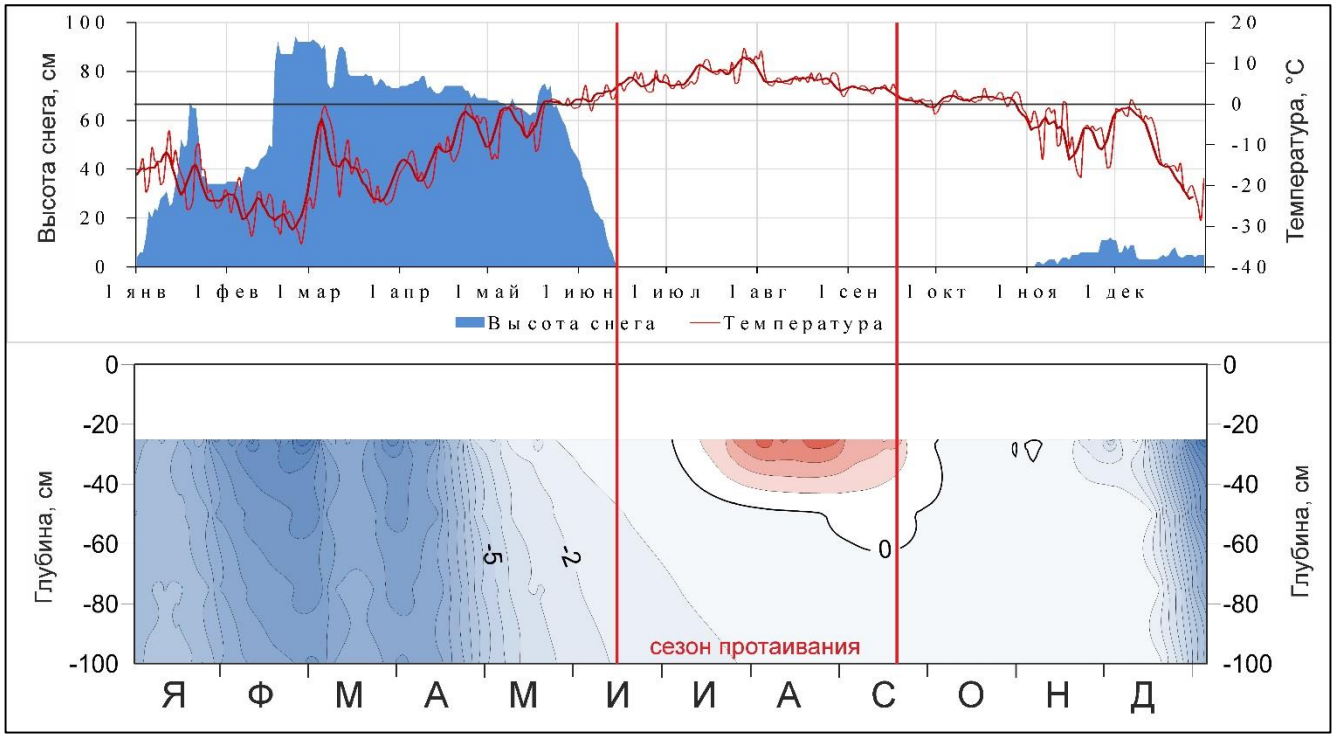


Рисунок 2.3. Динамика сезонного протаивания в сопоставлении с годовым ходом температуры воздуха и высотой снежного покрова для площадки CALM Лорино за 2013 г.

мая – начале июня. Скорость продвижения подошвы талых пород зависит от времени: с поверхности протаивание происходит быстро (0,7 см/сут), затем, при увеличении глубины тепловые волны затухают, замедляя этот процесс (до 0,2 см/сут к середине августа; Zamolodchikov et al., 2004). Максимальной мощности сезонноталый слой достигает в конце сентября – начале октября. Измерения температурного режима сезонноталого слоя показывают, что даты максимального развития СТС практически совпадает со сроками окончания сезона протаивания (переход среднесуточных температур воздуха через 0°С) (см. Рис. 2.3, 2.4). Тем не менее, талая прослойка продолжает существовать до ноября-декабря. В зимний период тепловое

поле слоя сезонного протаивания формирует зимний ход температуры воздуха и снежный покров: чем он меньше и чем температура воздуха ниже – тем холоднее поверхностные

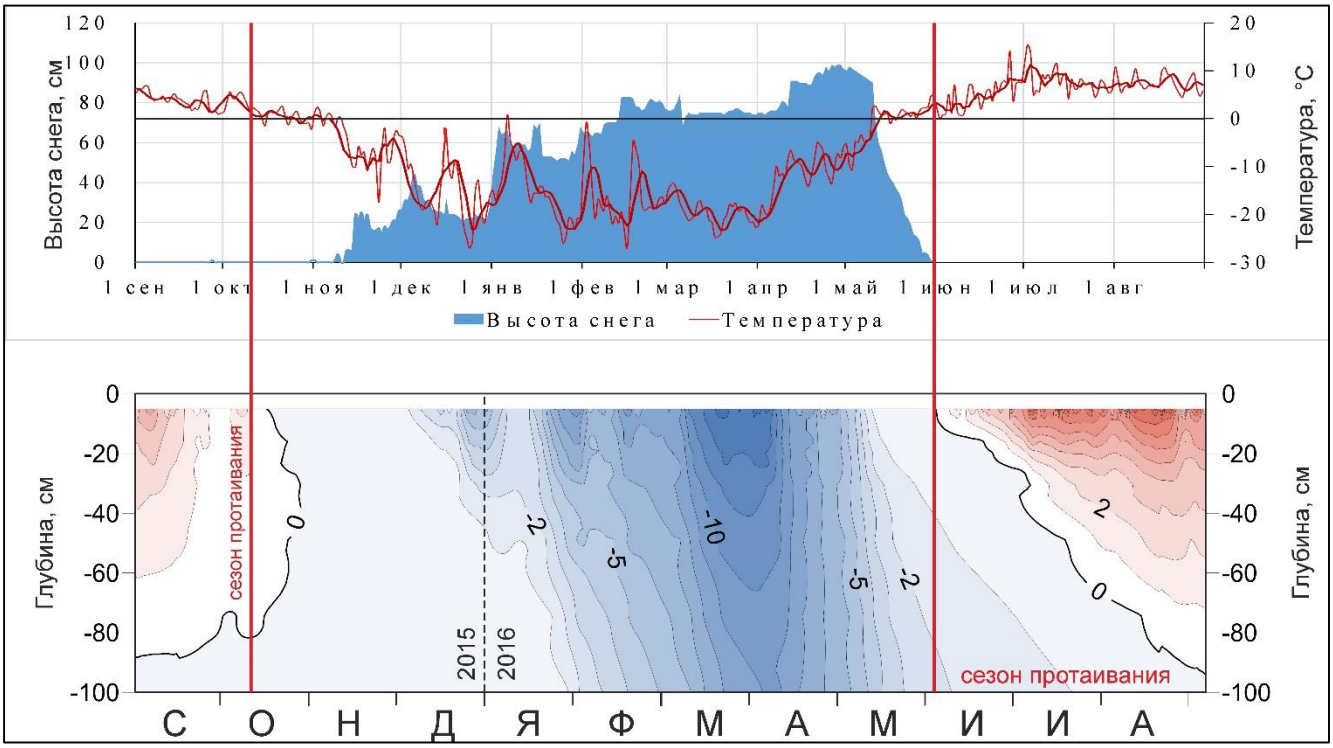


Рисунок 2.4. Динамика сезонного протаивания в сопоставлении с годовым ходом температуры воздуха и высотой снежного покрова для площадки CALM Лаврентия за 2015-2016 гг.

горизонты пород.

Влияние термического фактора на сезонное протаивание пород хорошо демонстрирует Рисунок 2.5, на котором для обеих площадок CALM Восточной Чукотки прослеживается отчётливая линейная корреляция ($y = ax$) $\sqrt{DDT}$ с глубиной СТС, зафиксированные в процессе сезонного оттаивания. Коэффициент аппроксимации (R^2) превышает 0,9. Коэффициент a в уравнениях линий тренда есть не что иное, как эдафический фактор E (см. Гл. 2.1), определяющий теплофизические свойства поверхности и толщи оттаивающего грунта (Nelson & Outcalt, 1987). Для площадки Лаврентия он составляет 2,34, а для Лорино – 1,9.

На мониторинговой площадке Лаврентия проводились специальные исследования вклада эдафических факторов в пространственное распределение сезонного протаивания. В начале 2000-х гг. (Zamolodchikov et al., 2004) в каждом узле мониторинговой сетки (всего 121) при помощи ландшафтного щупа была определена мощность органогенного горизонта, которая варьирует от 1 до 37 см. Также на протяжении всего периода мониторинга вместе с определением глубин сезонного протаивания пород, также проводились измерения объёмной влажности поверхностного слоя почвы, 0-7 см (в среднем вариации составляют от 30 до 80%). Эти

измерения проводились в разные сроки периода сезонного протаивания на протяжении 16 лет (2000-2015 гг.). Результаты исследований показывают (Рисунок 2.6), что вклад органогенного горизонта в пространственную вариацию СТС отрицательный: чем его толщина больше, тем глубина протаивания меньше, что объясняется относительно низкой теплопроводностью органических осадков. Его роль в начале и в конце сезона протаивания минимальна и увеличивается ближе к его середине. Влажность поверхностного слоя отложений скорее способствует развитию глубокого сезонного протаивания, однако её роль на протяжении всего сезона протаивания практически не меняется, а коэффициент корреляции с пространственным распределением глубины СТС не превышает 0,4. Регрессионный анализ, проведённый Д.Г. Замолодчиковым с соавторами (2004) показал, что толщина органогенного горизонта и влажность поверхностного слоя почвы на 34% определяют пространственное распределение глубин сезонного протаивания в пределах площадки Лаврентия. По-видимому, остальные 66% приходятся на роль рельефа, растительного покрова и теплофизических свойств отложений, подстилающих органогенный горизонт.

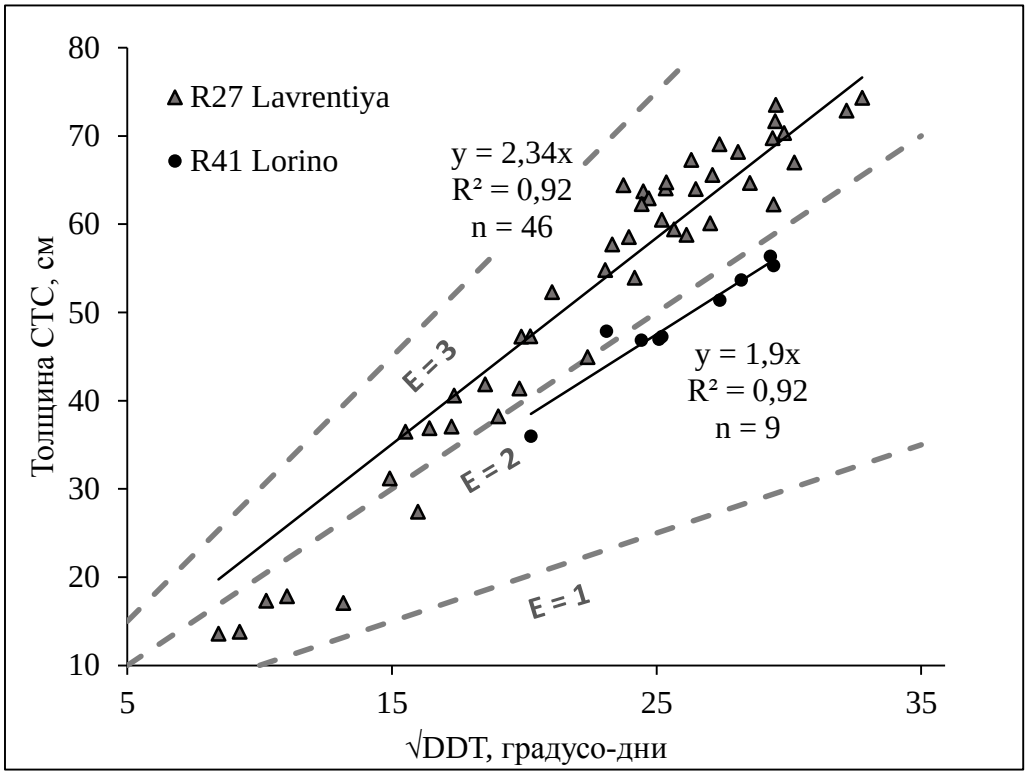


Рисунок 2.5. Связь глубины сезонного протаивания с индексом протаивания (√DDT) для площадок CALM Лаврентия и Лорино

Таким образом, были рассмотрены природные факторы, определяющие пространственно-временное распределение глубины сезонного протаивания в течение тёплого периода для Восточной Чукотки. Было выявлено, что временну́ю динамику сезонноталого слоя определяет температура воздуха: протаивание начинается при сходе снега и установлении положительных среднесуточных температур воздуха, достигая максимальных глубин к концу сезона протаивания

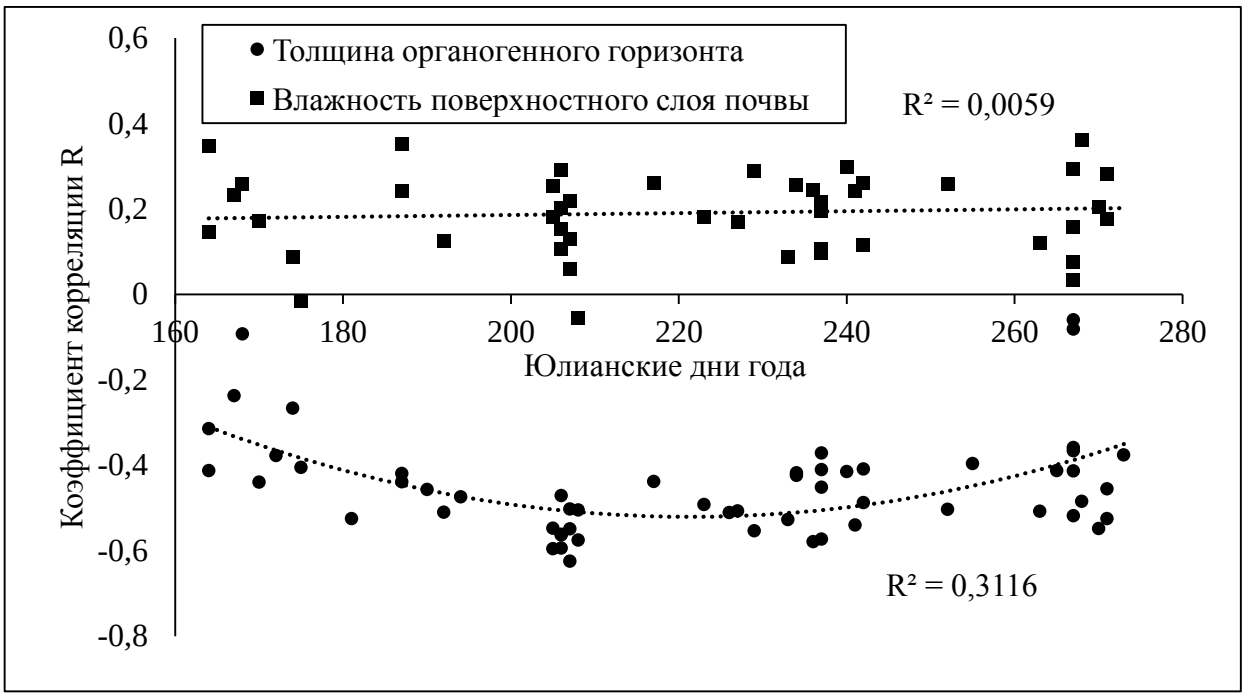


Рисунок 2.6. Внутрисезонное изменение коэффициента корреляции (R) между глубиной сезонного протаивания и эдафическими параметрами: толщиной органогенного горизонта и влажностью поверхностного слоя почвы (0-7 см).

($T_{ср\ сут} < 0°C$). Эдафический фактор для мониторинговых площадок Лаврентия и Лорино составляет 2,34 и 1,9 соответственно, определяя глубину проникновения положительных теплооборотов при определённых значениях индекса протаивания. Также статистически установлено, что в процессе развития СТС, на его пространственное распределение влияют мощность органогенного горизонта и влажность приповерхностного слоя почвы.

2.3.Межгодовая вариация СТС в конце XX в.

Как было указано в Гл. 1.2, до 2000 года на Восточной Чукотке не проводилось мониторинговых наблюдений за глубиной сезонного оттаивания. Тем не менее, (см. Гл. 2.1.), провести анализ динамики мощности сезонноталого слоя на протяжении XX в. и косвенно определить его изменчивость можно при изучении межгодового хода температуры воздуха. Для этого были получены и проанализированы среднемесячные температуры воздуха по ближайшим метеостанциям (см. Рис. 1.1): Уелен в период 1929-2014 гг., Провидения (1935-2014 гг.) и Анадырь (1900-2015 гг.) (http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php).

Анализ многолетнего хода среднегодовой температуры воздуха по метеостанции Уэлен (Рисунок 2.7) показал, что на протяжении большей части XX в. температура колебалась с

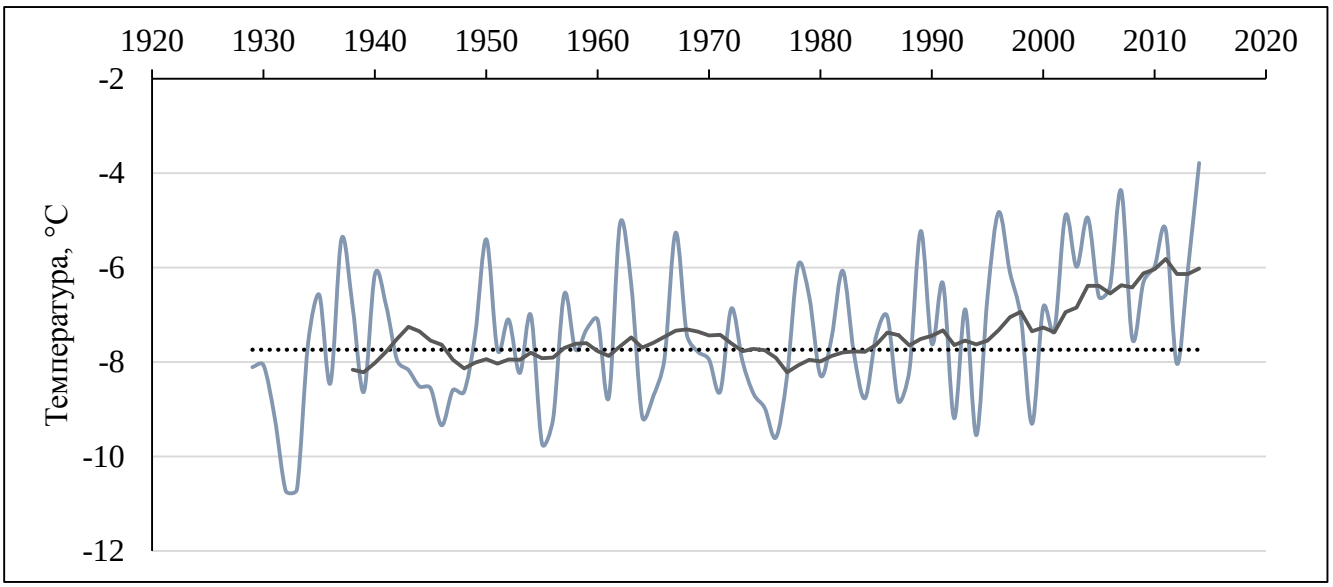


Рисунок 2.7. Анализ многолетнего хода среднегодовой температуры воздуха по м/с Уэлен с 1929 по 2014 гг. Тёмным цветом обозначена сглаженная по 10-летиям, пунктиром – среднее значение за 1929-1999 гг.

амплитудой около 1°С. Максимумы температур приходились на начало 1940-х гг. и конец 1960-х, в то же время, начиная с конца 1980-х гг. наблюдается непрерывный рост, достигающий пика уже в районе 2010 г. Два минимума температур приходятся на конец 1940-х, начало 1950-х и на конец 1970-х, начало 1980-х гг.

Однако тренды среднегодовых температур могут не совпадать с температурами летних месяцев, динамика которых наиболее важна в контексте рассмотрения вариативности сезонного протаивания грунтов. В связи с этим был проведён анализ изменения температур в тёплый период – июнь-сентябрь (Рисунок 2.8). Здесь картина наблюдается немного иная: на обеих метеостанциях после небольшого минимума 1950-х гг., зафиксирован медленный, но непрерывный рост температур воздуха (0,14°С / десятилетие), который завершается стабилизацией температур в середине 1990-х гг. на метеостанции Провидения, в то время, как в Уэлене, начиная с 1990 г., рост температуры усиливается (до 0,2°С/ десятилетие), завершаясь более короткой стабилизацией 2011-2014 гг.

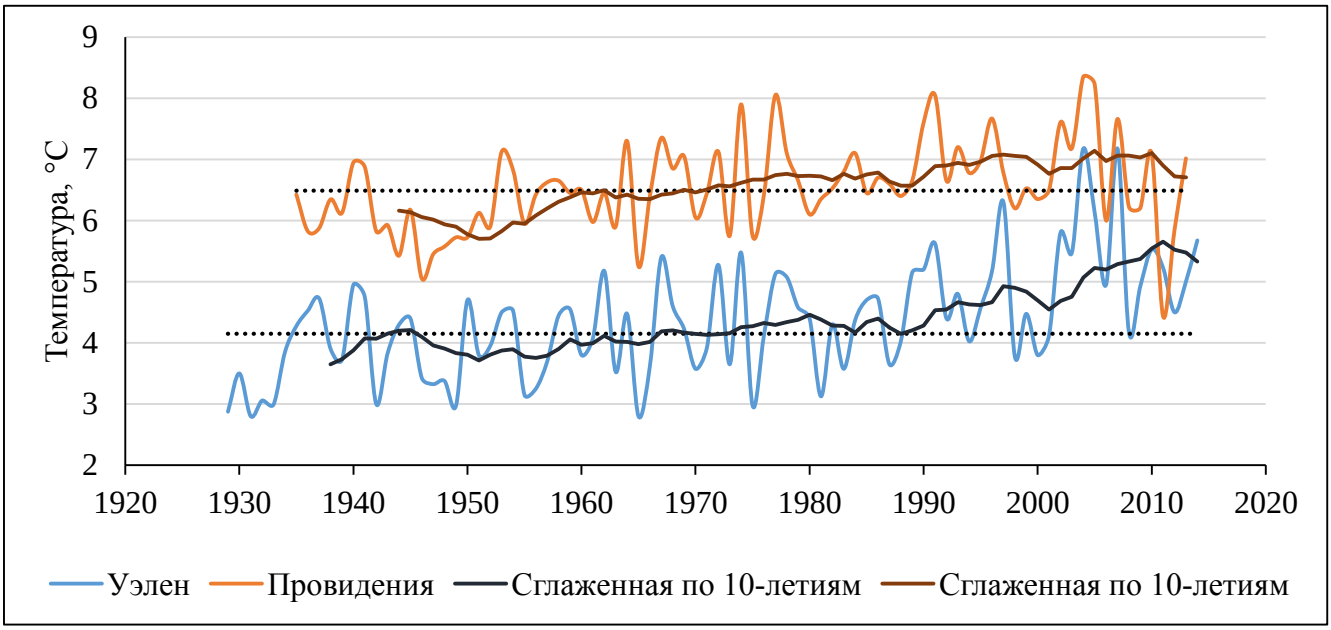


Рисунок 2.8. Межгодовая изменчивость температуры воздуха в летние периоды (июнь-сентябрь). Пунктиром указано среднее значение за XX в. (с начала измерений).

Более детализированные данные существуют на западе Чукотки, где непрерывный массив результатов метеорологических измерений по метеостанции Анадырь существует с 1900 г., а на мониторинговых площадках стационара «Дионисия» (см. Гл. 1.2) с 1988 проводятся измерения СТС по методике, разработанной Всероссийским научно-исследовательским институтом гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО; Методические рекомендации…, 1979) с незначительными изменениями сотрудниками СВКНИИ ДВО РАН. Анализ межгодовых вариаций температуры воздуха (Рисунок 2.9) показывает, что так же, как и на востоке Чукотке, в районе Анадыря на протяжении почти всего XX в. наблюдаются небольшие колебания температуры (с амплитудой около 1°С), совпадающие по минимумам и максимумам с измерениями на м/с Уэлен. В начале 1990-х сглаженные по 10-летиям температурные кривые, также демонстрируют заметный рост, завершающийся к началу 2010-х гг. их стабилизацией.

Реакция сезонноталого слоя на межгодовые изменения температуры воздуха изучалась на стационаре «Дионисия» В.Т. Рузановым и А.Н. Котовым на протяжении почти 30 лет. Как видно из Рисунка 2.10, мощность СТС очень близко коррелирует со средними температурами летнего периода. Рассматривая тренды в изменении глубин сезонного протаивания в конце XX в. в

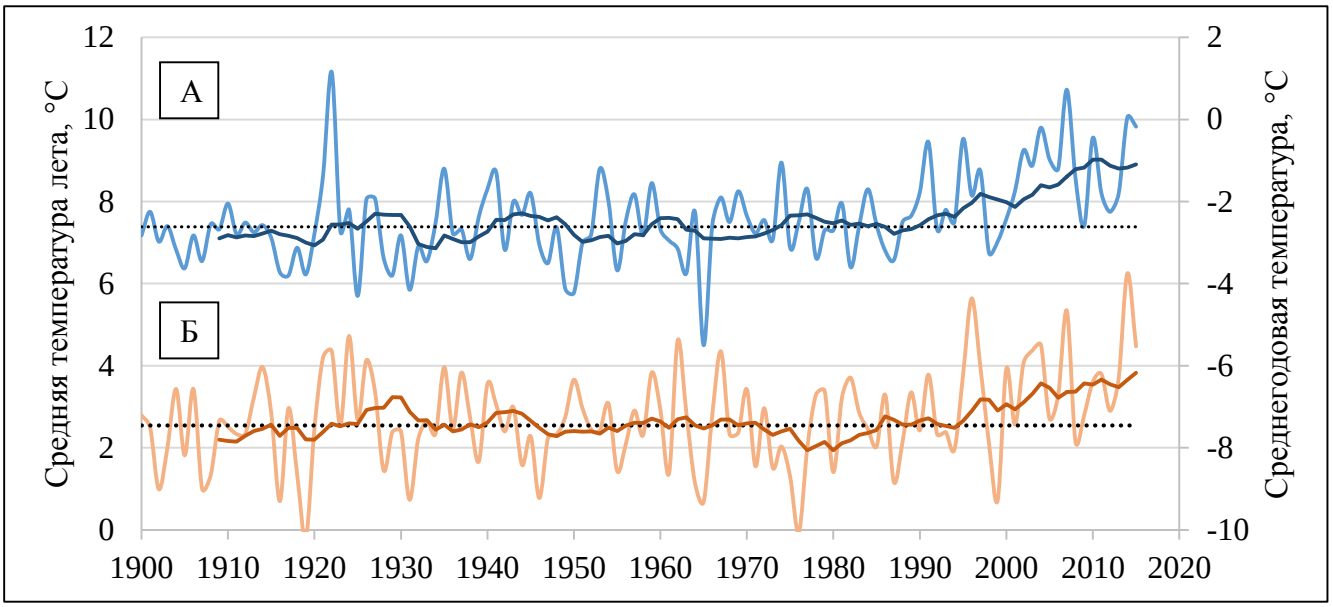


Рисунок 2.9. Анализ многолетнего хода среднегодовой температуры воздуха по м/с Анадырь с 1900 по 2015 гг.: А) летние температуры; Б) среднегодовые температуры. Пунктиром указаны средние значения за XX в (1900-1999 гг.).

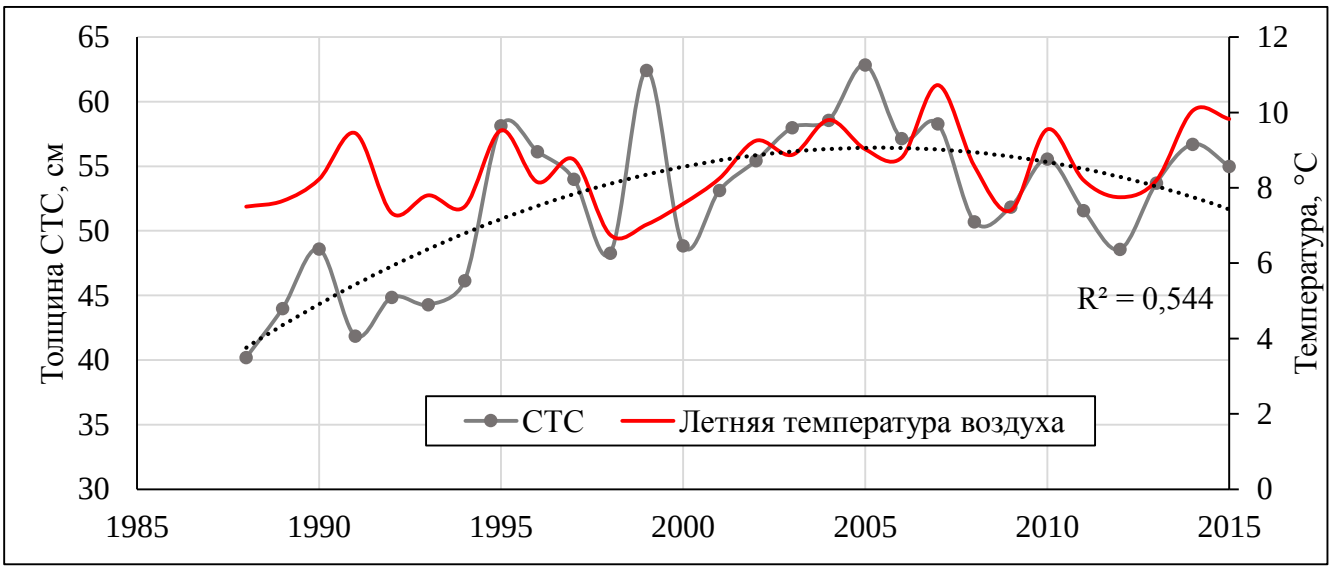


Рисунок 2.10. Межгодовой ход температуры воздуха в летний период и глубины сезонного протаивания в районе г. Анадыря (по данным В.Т. Рузанова).

районе г. Анадыря, полученные на основе прямых полевых измерений, можно сделать заключение, что, начиная с конца 1980-х гг., вслед за температурой воздуха, наблюдался рост

мощности СТС, который завершился уже в начале XXI в. стабилизацией. Более подробный анализ динамики сезонноталого слоя в этом регионе в XXI в. будет рассмотрен в Главе 2.5.

Таким образом, в условиях отсутствия прямых наблюдений за изменением глубин сезонного протаивания на Восточной Чукотке в XX веке, анализ динамики СТС проводился на основании косвенных данных – динамики летних температур воздуха. Было установлено, что на протяжении второй половины XX века температура летних сезонов, а, соответственно, мощность СТС, росли непрерывно, а на стыке столетий рост усилился, завершившись стабилизацией температур. Период стабилизации, фиксируемый на метеостанциях, в северной части рассматриваемого региона (Уэлен) начался с 2010-х гг., а в южной (Провидения) – в 1990-х. Полученные данные подтверждаются прямыми наблюдениями в западной части Чукотки, где рост глубин СТС, начавшийся в конце 1980-х гг., прекратился в районе 2004 года.

2.4. Межгодовая вариация СТС с начала XXI в.

Наблюдения за динамикой глубин сезонноталого слоя с конца XX - начала XXI века на Чукотке ведутся в основном на мониторинговых площадках CALM. Наличие большого количества открытых баз данных метеорологической информации (например, http://aisori.meteo.ru/ClimateR; www.rp5.ru) и возможностей проводить по ним реанализ (интерпретацию метеопараметров от пунктов наблюдений к узлам регулярной сетки) (Lindsay et al., 2014), позволили детально рассмотреть влияние климатических параметров на вариативность глубин сезонного протаивания.

2.4.1. Динамика метеорологических параметров за 2000-2015 гг.

В пределах тёплых периодов 2000-2015 гг. были подсчитаны метеорологические показатели, влияющие на межгодовую динамику деятельного слоя: длительность тёплого

периода, его средняя температура, количество осадков и индекс протаивания DDT для Восточной Чукотки (Рисунок 2.11) и района г. Анадыря (Рисунок 2.12). Метеорологические характеристики (температура воздуха, осадки) для площадок CALM Анадырской низменности (Онемен, Дионисия и Круглая) брались по метеостанции Анадырь, расположенной не далее 15 км от них. Метеопараметры для площадок Лорино и Лаврентия брались по метеостанции Уэлен и по результатам реанализа метеорологических данных по модели ERA-Interim (Dee et al., 2011).

Летние осадки приносят дополнительное тепло в СТС, а также способствуют увеличению теплопроводности оттаявшего слоя почвы (Smith et al., 2009). Их количество изменяется от года к году в широких пределах: коэффициент вариации (CV) для Анадырской низменности составляет 22-31% (n=16), для Восточной Чукотки – 26-31% (n=16). На фоне такой вариабельности устойчивого тренда к их увеличению или уменьшению не наблюдается ($R^2 < 0,1$): самый относительно высокий тренд у зимних осадков на м/с Анадырь -2,3 мм/год (см. Рис. 2.12).

Самым прохладным тёплым периодом для Анадырской низменности с начала XXI в. был 2009 год (+5,9°С), для Восточной Чукотки – 2006, 2008 (оба +4,7°С) и так же 2009 (+4,8°С); самым жарким для обеих территорий – 2007 (+9,5°С и +7,9°С соответственно). Значительного тренда к росту/понижению средней температуры летнего периода ни на Анадырской низменности, ни на востоке Чукотки не наблюдается.

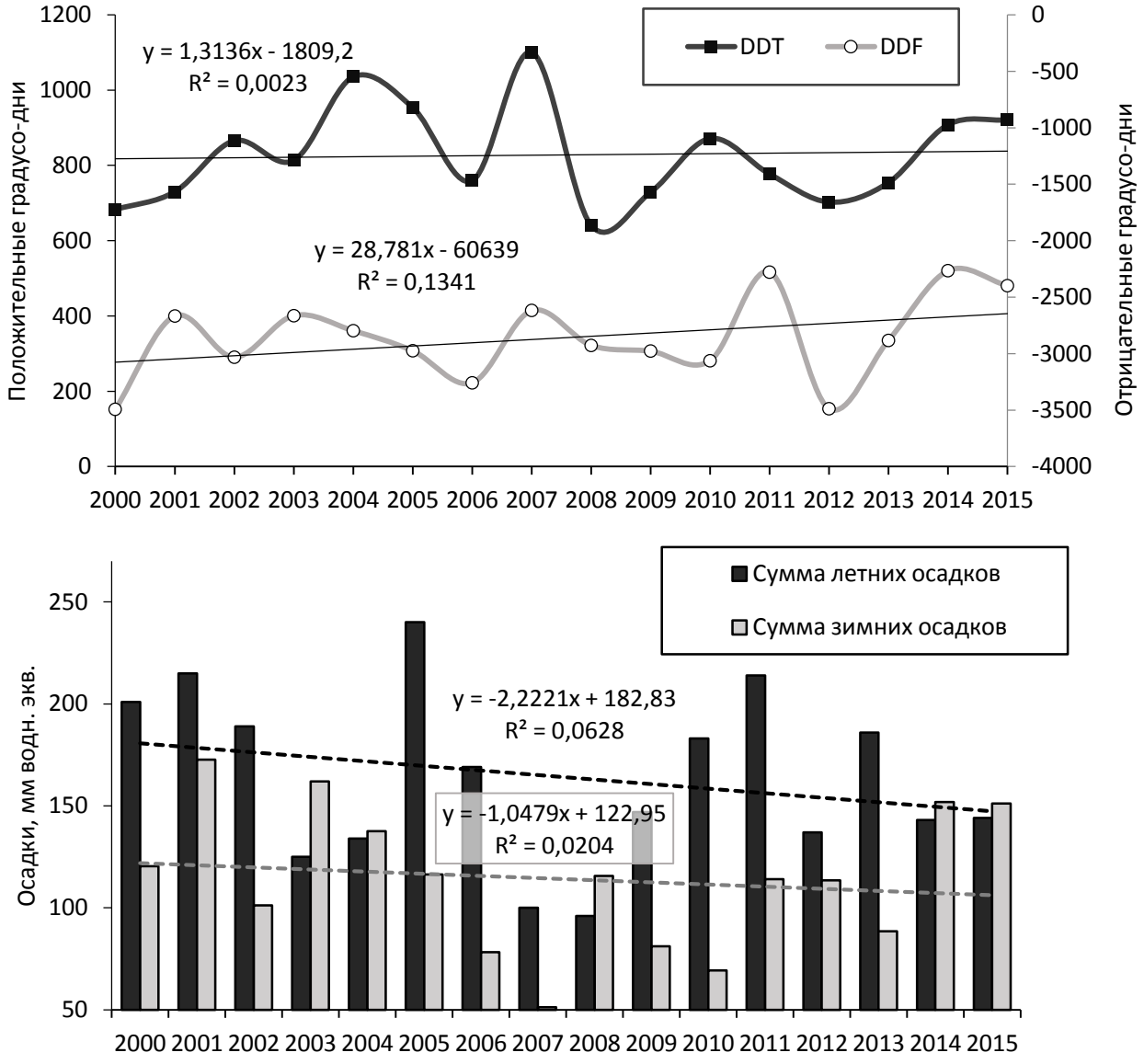


Рисунок 2.11. Метеорологические характеристики для Восточной Чукотки за 2000-2015 гг.: (сверху) индексы сезонного протаивания (DDT) и промерзания (DDF), полученные по результатам реанализа, и (снизу) суммы летних и зимних осадков (по данным м/с Уэлен).

Индекс протаивания (DDT – degree days of thawing) характеризует количество тепла, получаемого почвой в летний сезон, и является комплексным показателем, сочетающим как длительность периода протаивания, так и его среднюю температуру (Brown et al., 2000; Hinkel & Nelson, 2003). Аналогичный смысл несёт индекс DDF (degree days of freezing), который определяет количество холода, привнесённого в породы в предшествующую зиму. За

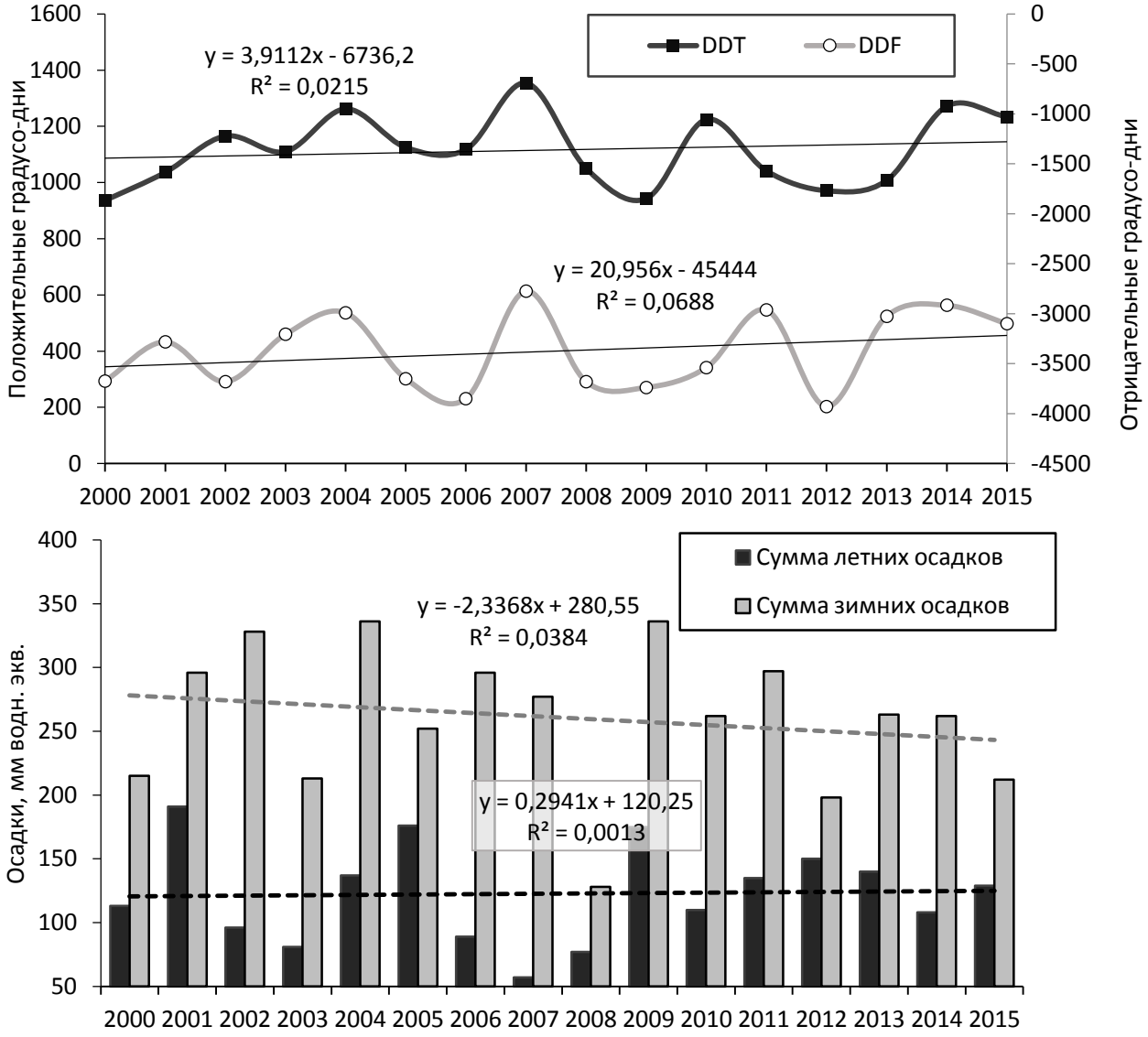


Рисунок 2.12. Метеорологические характеристики по м/с Анадырь за 2000-2015 гг.: (сверху) индексы сезонного протаивания (DDT) и промерзания (DDF); (снизу) суммы летних и зимних осадков.

рассматриваемый период вариации DDT и DDF значительно ниже осадков (CV = 11% для Анадыря и 13-15% для Восточной Чукотки). Самым высоким индексом протаивания характеризуется самый жаркий год – 2007, когда он достиг значений 1100,4 и 1354,1°C×сут. для восточной Чукотки и Анадырской низменности соответственно. Самыми наименьшими значениями DDT для восточной Чукотки характеризуется 2008 г. (640,7°C×сут.), а для

Анадырской низменности – 2000 (936,2°C×сут.) и 2009 (942,8°C×сут.). Несмотря на то, что корреляция между DDT и DDF не очень высокая (R до 0,56, n = 16), экстремумы зимних и летних сезонов в целом совпадают (см. Рис. 2.11, 2.12). Трендов к изменению DDT не наблюдается, а для DDF отмечен рост на 21-28°C×сут/год, однако из-за относительно высокой межгодовой вариабельности, он считается статистически незначимым (p = 0,17 и 1, t-тест для восточной Чукотки и Анадыря соответственно).

В целом, летняя теплообеспеченность Восточной Чукотки ниже Нижне-Анадырской низменности в среднем на 26% по DDT и на 30% по средней температуре сезона протаивания, при этом межгодовая изменчивость климата выше. Зима же на востоке Чукотки теплее приблизительно на 15%, чем в Анадырской низменности, а снега выпадает в 2-3 раза меньше. За период 2000-2015 гг. между термическими характеристиками теплых периодов в Нижне-Анадырской низменности и на Восточной Чукотке наблюдается слабая взаимосвязь: коэффициент корреляции (*r*) для средней температуры тёплого периода двух территорий составил 0,64, а для DDT 0,85. Несмотря на временно́е несовпадение в экстремумах, на обеих территориях наблюдаются короткие 2-5-летние колебания метеопараметров, при отсутствии статистически значимых трендов (см. Рис. 2.11, 2.12).

2.4.2. Влияние природных факторов на межгодовую динамику СТС

Для оценки вклада ведущих факторов, влияющих на межгодовую динамику СТС мониторинговых площадок CALM Чукотки, для каждой площадки CALM методом наименьших квадратов был проведён множественный регрессионный анализ и построены уравнения линейной регрессии. Зависимой величиной (*x*) были максимальные за год глубины сезонного протаивания, а независимыми – влажность поверхностного слоя почвы и метеорологические характеристики: длительность периода оттаивания, количество летних и зимних осадков, индекс промерзания (DDF) и индекс протаивания (DDT).

Чтобы коэффициент аппроксимации (R^2) был максимальным, проводился подбор для каждой площадки своего набора независимых величин в зависимости от их вклада в уравнение. Поскольку период оттаивания и DDT являются зависимыми друг от друга величинами, в уравнения вводилась только одна из этих величин. Для площадки Лаврентия существует

большой массив данных по внутрисезонным измерениям влажности поверхностного слоя пород (более 50 замеров), что позволяет также использовать этот параметр в регрессионном анализе. Корреляция межгодовых глубин сезонного протаивания с этим параметром оказалась выше, чем с суммой летних осадков (R составил 0,26 и -0,15 соответственно), что позволило предположить, что вклад влажности поверхностного слоя почвы в межгодовую вариацию мощности сезонноталого слоя здесь выше, чем количество жидких атмосферных осадков. Коэффициент аппроксимации уравнений (R^2) варьировал от 0,26 до 0,99 в зависимости от площадки, максимальный уровень статистической значимости *p* составил 0,011. Результаты анализа представлены в Таблице 2.1.

Таблица 2.1. Регрессионные уравнения для площадок CALM Чукотки. Значения со звёздочкой (*) означают использование параметра влажности почвы вместо летних осадков.

Площадка	Коэффициенты уравнения					Свободный член (Y-пересечение)	Коэффициент аппроксимации (R^2)	Уровень значимости *p* (*t*-тест)
	√DDT	√DDF	Период оттаивания	Летние осадки	Зимние осадки			
R27 Лаврентия (n = 13)	1,458		-	0,604*	-0,044	-10,05	0,83	<0,001
R41 Лорино (n = 6)	1,995		-	0,012	0,015	-6,57	0,97	<0,001
R9 Онемен (n = 16)	1,84	-0,186	-	0,02	-	0,56	0,53	0,001
R11 Дионисия (n = 15)	0,735	-0,82	-	-	-0,008	87,16	0,40	0,011
R45 Круглая (n = 6)	-		0,665	-0,113	-0,056	-13,03	0,99	<0,001

Уравнения показывают, что наибольший вклад (47-94%) в межгодовую динамику СТС на всех площадках (за исключением R45 Круглая) имеет индекс протаивания (DDT). Летние осадки/влажность почвы являются вторым по значимости фактором (5-52%), при этом его вклад может быть как положительным, так и отрицательным. Полученные взаимосвязи, в целом, подтверждают существующие научные представления о природных факторах, определяющих временны́е вариации сезонноталого слоя (Павлов, 1965; Булдович, 2001). Показано, что наибольшую корреляцию СТС с метеорологическими характеристиками имеют площадки

супераквальных аллохтонных ландшафтов (R41 Лорино и R45 Круглая) с относительно неглубоким протаиванием. Для площадки Лаврентия (глубокий тип протаивания, сильная межгодовая вариабельность) хорошая корреляция полученных значений с уравнением регрессии объясняется наличием данных по влажности поверхностного слоя почвы в летний период. Таким образом, вариации глубины деятельного слоя зависят в основном от температурного фактора (√DDT, √DDF или длительность периода оттаивания). Только на площадке Лаврентия √DDT и влажность поверхностного слоя почвы (средние значение за сезон протаивания) имеют практически одинаковый вклад.

В целом, для обеих площадках CALM Восточной Чукотки наблюдается хорошая корреляция с уравнениями регрессии (R^2 = 0,83 и 0,97 для Лаврентия и Лорино соответственно), при этом, как указывалось выше, вклад влажности почвы сопоставим с влиянием термического режима сезона протаивания. Для площадки Лорино вклад √DDT в вариацию СТС составляет 94% - это наиболее высокая степень влияния одного фактора на мощность СТС среди изучаемых площадок. Зимние и летние осадки имеют вклад по 3%.

На площадках CALM Анадырской низменности корреляция глубин сезонного протаивания с метеорологическими параметрами разная. Несмотря на самый короткий ряд наблюдений, наибольшая корреляция (R^2 = 0,99) наблюдается на площадке R45 Круглая, расположенной в днище котловины. Стоит отметить, что это единственная площадка, для которой связь СТС с длительностью периода протаивания заметно выше, чем с √DDT. Ещё одной особенностью площадки является отрицательный вклад как зимних, так и летних осадков в глубину СТС. Это объясняется, с одной стороны, сокращением периода протаивания за счёт более длительного снеготаяния в отрицательной форме рельефа, с другой – повышенными значениями удельной теплоёмкости, а значит, более медленным протаиванием в дождливые годы. Площадка R9 Onemen имеет не такие высокие значения линейной аппроксимации (R^2 = 0,53), связанные, вероятно с влиянием на протаивание прочих факторов. Наиболее низкая величина (R^2 = 0,4) у R11 Дионисия.

2.4.3. Межгодовая вариация мощности СТС

На площадке CALM Лаврентия среднее значение СТС за 2000-2015 гг. составило 66±11,4 см при среднем разбросе 57 см (Рисунок 2.13). Коэффициент вариации (CV) для площадки – 20%, а межгодовой коэффициент вариабельности (INV) – 33% (16 лет измерений), что характеризуется как *высокая* степень вариабельности (Smith et al., 2009). Годом с максимальной глубиной СТС был 2015 (72 см, σ = 12,32), с минимальной – 2000 и 2006 (оба 59 см, σ = 12,21 и 10,73 соответственно).

Среднее значение СТС на площадке Лорино за 2010-2015 гг. составило 51±10,3 см при разбросе 59 см, или 123% от глубины протаивания (см. Рис. 2.13). Области более глубокого сезонного протаивания приурочены к юго-восточным окраинам, где торфяные отложения фациально переходят в суглинистые. Наименьшее протаивание характерно для сухих торфяных кочек (Маслаков, 2017). Коэффициент вариации (CV) является самым большим среди всех площадок Чукотки и составляет 20% (значительная степень рассеивания данных); INV составляет 23% за 6 лет измерений (*средняя* степень вариабельности). В отличие от площадки Лаврентия, годом с самыми высокими средними значениями СТС был 2014 (56±10 см,), а с самыми низкими – 2010-2012 гг. (47 см, σ = 11, 10,3 и 10,2 соответственно).

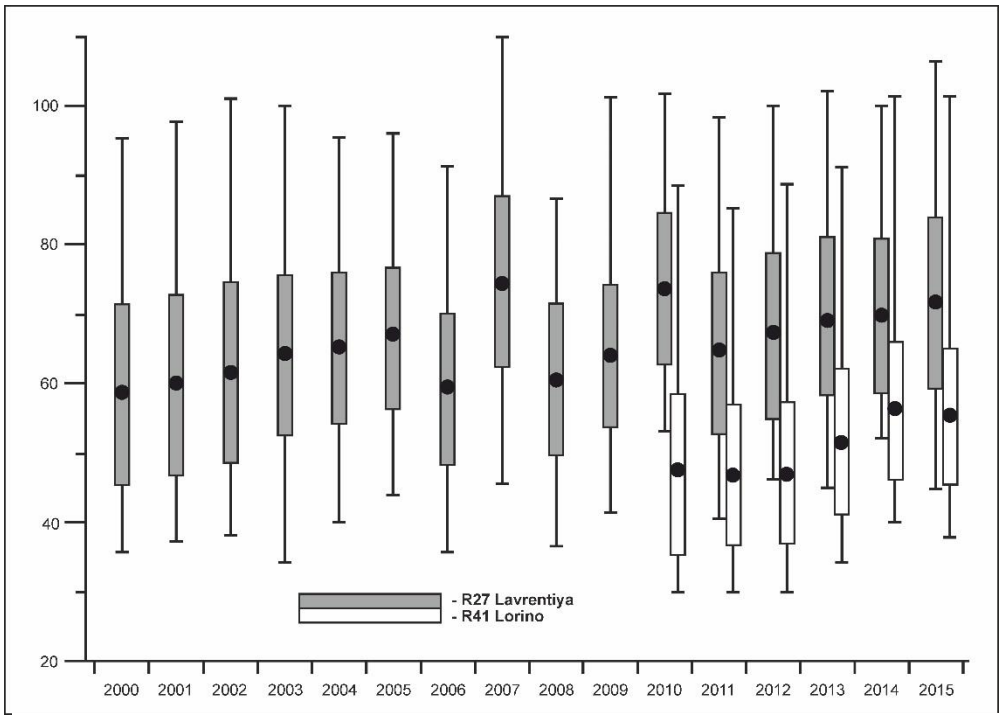


Рисунок 2.13. Вариации глубин сезонного протаивания для площадок Восточной Чукотки (Лаврентия и Лорино). Черные кружки – средние значения; прямоугольники – величина стандартного отклонения ; линии – максимальные и минимальные значения СТС по площадке.

В целом для обеих площадок характерен схожий внутригодовой разброс глубин сезонного протаивания при разных абсолютных значениях: Лаврентия характеризуется более глубоким протаиванием и, соответственно, бóльшими межгодовыми вариациями средней мощности СТС. По результатам измерений для обеих площадок мониторинга сезонноталого слоя Восточной Чукотки наблюдается устойчивый рост СТС на протяжении всего периода наблюдений: 0,68

см/год для Лаврентия (2000-2015) и 2,02 см/год для Лорино. Оба восходящих тренда обладают статистической значимостью по критерию Стьюдента ($p \leq 0{,}01$). Однако, как было написано в Гл. 2, полевые измерения не фиксируют максимальные за год глубины сезонноталого слоя, которые наблюдаются по окончании сезона протаивания (конец сентября – начало октября). Наблюдения за термическим режимом СТС площадок CALM Восточной Чукотки подтвердили эту закономерность (см. Гл. 2.2, Рис. 2.3 и 2.4). Таким образом, рассмотрение межгодовых колебаний СТС только на основе полевых измерений считается нецелесообразным, что требует внесения корректировок в итоговые значения максимальных годовых глубин сезонного протаивания.

2.4.4. Межгодовая динамика максимальных годовых глубин протаивания

Значения максимальных годовых глубин сезонного протаивания, получаемые на основе полевых измерений и скорректированные расчётными поправками, позволяют более достоверно оценить межгодовые вариации сезонного протаивания. Рассчитываемая по уравнению (2.2) мощность СТС принимает во внимание измеренную глубину сезонного протаивания и добавляет некоторую величину его приращения за счёт теплооборотов, поступающих в почву в период между датой проведения измерений и сроками начала заморозков (окончание периода сезонного протаивания). Этот способ расчёта более объективно отражает межгодовой ход СТС, потому что сроки полевых измерений, как и окончания сезона протаивания, меняются от года к году, разница между которыми может достигать 1 месяц и более. Таким образом, измеренные величины «недобирают» иногда до 17%, или 10 см от мощности СТС (Таблица 2.2). Приведённая методика расчёта максимальных глубин выглядит более точной по сравнению с использованием калибровочных кривых (Fyodorov-Davydov, 2004), поскольку учитывает погодные условия тёплого периода после полевых измерений и точные сроки окончания протаивания.

Таблица 2.2. Разница между измеренными значениями СТС по сравнению с расчитанными по формулам (2.1, 2.2). Значение представляет собой корень из соотношения накопленных градусо-дней (DDT) к моменту полевых измерений к сумме всех положительных градусо-дней сезона (DDT_{max}).

Год	$\sqrt{\frac{DDT}{DDT_{max}}}$

	R9 Онемен	R11 Дионисия	R45 Круглая	R27 Лаврентия	R41 Лорино
2015	0,92	0,90	0,92	0,97	0,97
2014	0,97	0,90	0,91	0,98	0,97
2013	0,96	0,94	0,94	1	1
2012	0,98	0,94	0,95	0,99	0,95
2011	0,92	0,90	0,90	0,91	0,88
2010	0,93	0,89	0,88	1	0,85
2009	0,96	0,90	-	0,98	-
2008	0,99	1	-	1	-
2007	0,93	0,88	-	0,99	-
2006	0,96	-	-	0,93	-
2005	0,99	0,96	-	0,98	-
2004	0,99	1	-	0,89	-
2003	1	0,85	-	0,99	-
2002	0,91	0,98	-	0,99	-
2001	0,95	0,85	-	1	-
2000	0,95	0,83	-	1	-

Таким образом, выявление межгодовой динамики СТС за 2000-2015 гг. определялось не по фактически измеренным полевым данным, а по значениям глубин максимального сезонного протаивания, рассчитанным по формуле (2.2). Для этого за каждый год подчитывалась сумма положительных среднесуточных температур воздуха к моменту полевых измерений глубины СТС и за весь тёплый сезон.

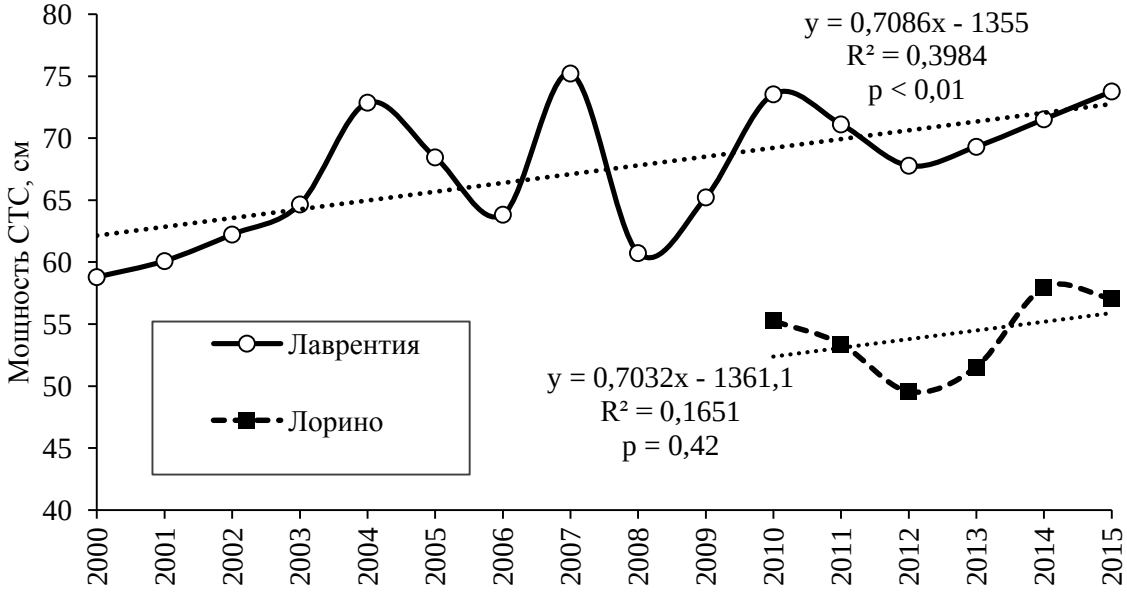


Рисунок 2.14. Межгодовая вариация максимальных глубин сезонного протаивания для площадок CALM Восточной Чукотки.

Результаты показывают (Рисунок 2.14), что для площадки Лаврентия рост мощности СТС, скорректированный расчётами, немного выше измеренного: 0,71 см/год, или 1,1% от всей глубины протаивания в год. В то же время в виду сильной вариации значений и короткого периода наблюдений, статистически значимым тренд роста СТС для площадки Лорино не считается, однако он составляет 0,7 см, или 1,4% в год.

Таким образом, межгодовой ход максимальных глубин сезонного протаивания на площадках CALM Лаврентия и Лорино, полученных на основе прямых полевых измерений и пересчитанных при помощи уравнения (2.2), демонстрирует за период наблюдений устойчивый и статистически значимый рост с интенсивностью 0,7 см/год, или 1,1-1,4%/год.

2.5. Изменение параметров сезонноталого слоя сопредельных регионов (Якутия, Западная Чукотка, Аляска) с начала XXI в.

Картина динамики сезонноталого слоя в конце XX – начале XXI веков на Восточной Чукотке была бы не полной без рассмотрения вариаций глубин сезонного протаивания на сопредельных территориях и сравнения с изучаемым регионом. Для детального анализа изменения мощности СТС были выбраны области Западной Чукотки (район г. Анадыря), Восточной Якутии (низовья р. Колымы) и Аляски (Рисунок 2.15). Отсутствие в сравнительном

анализе более южных соседних регионов (Магаданская область, Камчатка) связаны с отсутствием в них непрерывных многолетних наблюдений за динамикой сезонноталого слоя.

Площадки CALM в низовьях р. Колымы (Восточная Якутия) располагаются в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Глубина сезонного протаивания варьирует в них в пределах 40-100 см. Измерения на площадках ведутся с 1996 года

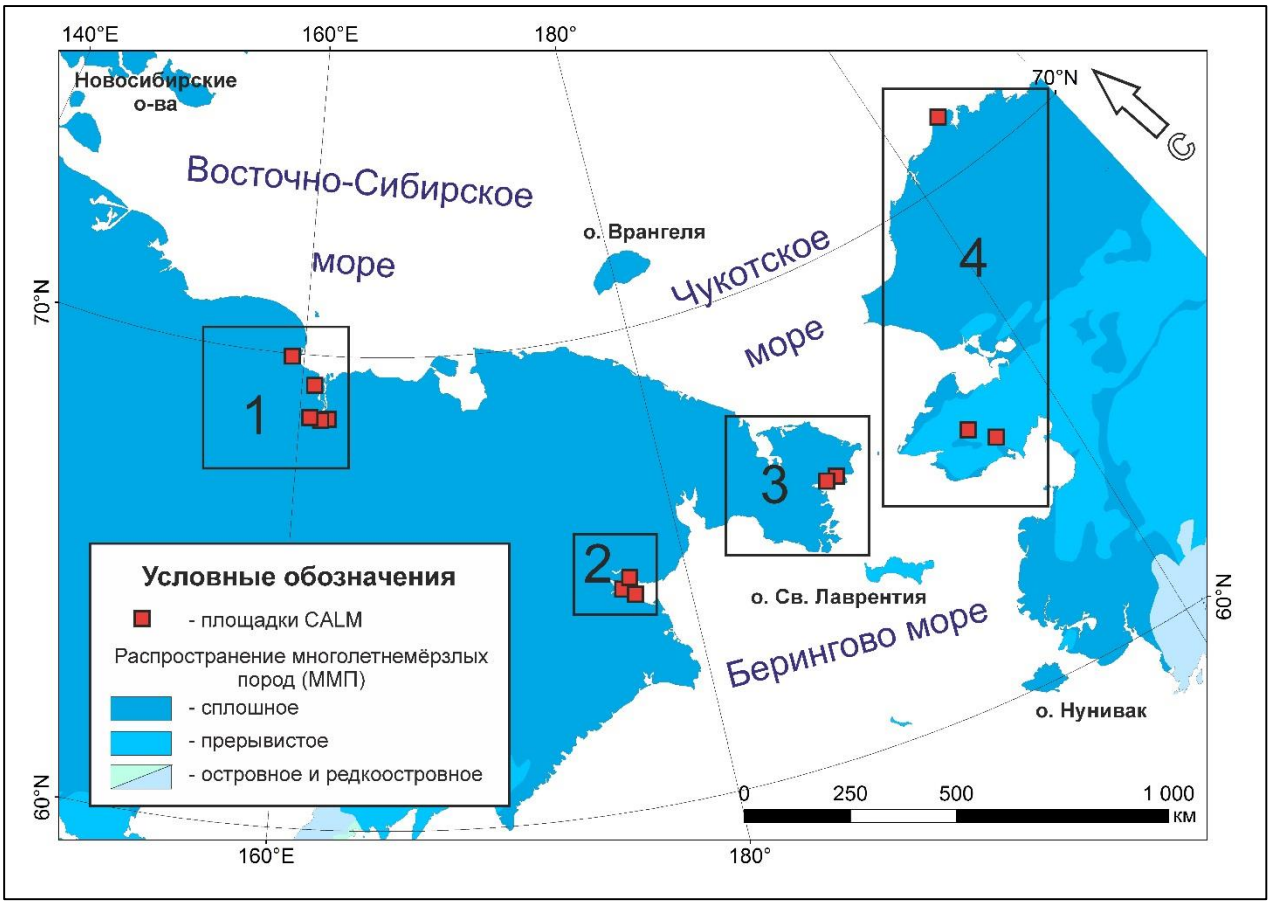


Рисунок 2.15. Регионы, рассматриваемые в главе с точки зрения межгодовой динамики СТС. Цифрами обозначены: 1 – Восточная Якутия (низовья Колымы); 2 – Западная Чукотка (район г. Анадыря); 3 – Восточная Чукотка; 4 – Северо-запад Аляски (Барроу и о-ов Сьюард).

(https://www2.gwu.edu/~calm/). Анализ межгодовой изменчивости мощности СТС на площадках, имеющих наибольшие массивы данных (Рисунок 2.16, Таблица 2.3), показал, что на рубеже XX-XXI вв. для них характерен восходящий тренд, однако, наибольшую величину коэффициента аппроксимации массивы данных имеют с полиномиальными линиями тренда, определяющими период стабилизации вслед за ростом. Для полинома II степени (см. Табл. 2.3) пиковое значение, т. е. отметка на оси x, где функция переходит от роста к падению, вычисляется по формуле:

$$y_0 = \frac{-b}{2a} \quad (2.4),$$

где a и b – коэффициенты при x^2 и x соответственно.

Таблица 2.3. Уравнения линии тренда и их составляющие для некоторых мониторинговых площадок CALM низовий Колымы за 1996-2016 гг.

Название площадки	Уравнение линии тренда	Коэффициент аппроксимации (R^2)	Пиковый год согласно тренду
R13A Мыс Чукочий	$y = -0,1422x^2 + 571,81x - 574773$	0,546	2010-2011
R19 Озеро Глухое	$y = -0,0846x^2 + 341,38x - 344219$	0,758	2017-2018
R18 Гора Родинка	$y = -0,1449x^2 + 582,36x - 584907$	0,66	2009-2010
R17 Протока Ахмело	$y = -0,0055x^2 + 22,648x - 23261$	0,4	2059
R21 Озеро Ахмело	$y = -0,1108x^2 + 444,66x - 446232$	0,368	2006-2007

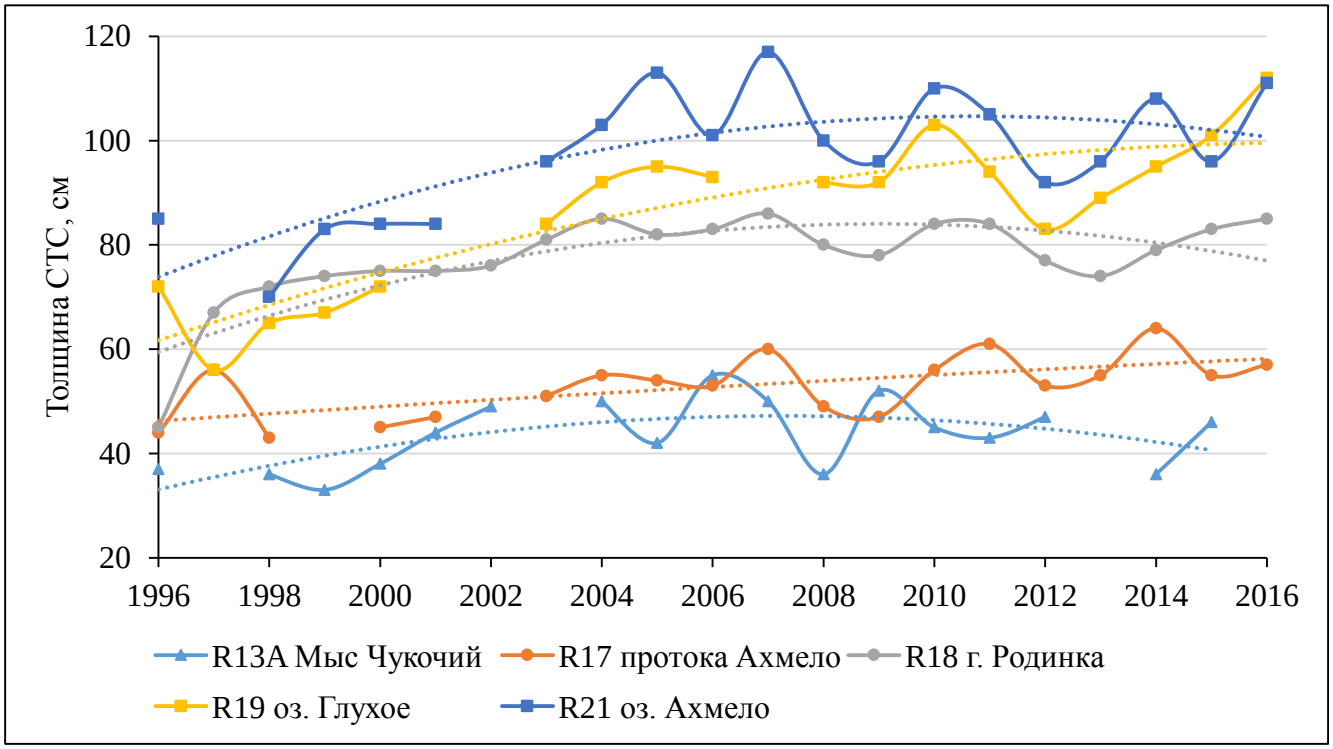


Рисунок 2.16. Межгодовая динамика мощности СТС на площадках CALM Восточной Якутии за 1996-2016 гг.

Используя это уравнение, были вычислены периоды, когда рост глубин СТС закончился стабилизацией. Для большинства рассматриваемых площадок это оказалась вторая половина 2010-х гг, для R19 оз. Глухое 2017-2018 гг., а для R17 Протока Ахмело – 2059 год. Представленные тренды могут не отражать точной картины межгодовой динамики СТС, поскольку в большинстве площадок существуют пробелы в измерениях. Тем не менее, t-

распределение Стьюдента, используемое для проверки гипотез при малом объеме выборки, показало уровень значимости $p < 0,01$, что делает вышеуказанные тренды статистически значимыми.

Природные условия площадок CALM вблизи г. Анадыря были описаны в Гл. 2. Максимальные глубины сезонного протаивания за рассматриваемый период были рассчитаны по

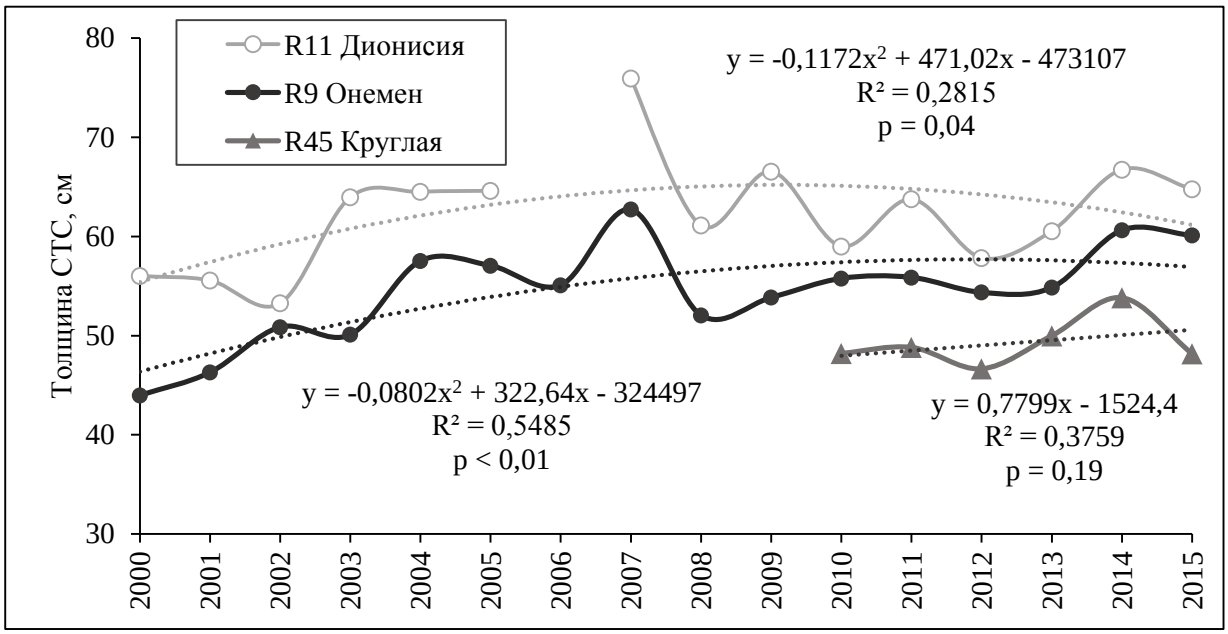


Рисунок 2.17. Межгодовая динамика мощности СТС на площадках CALM Западной Чукотки за 2000-2015 гг.

формуле (2.2). Для площадок R11 Дионисия и R9 Онемен наиболее оптимальными с точки зрения коэффициента аппроксимации были полиномиальные линии тренда, которые фиксируют рост глубин сезонного протаивания в первой половине 2000-х гг., выполаживаясь и достигая наивысших отметок в 2009-2010 (для Дионисия) и 2011-2012 (для Онемена). Площадка R45 Круглая, в виду относительно короткого периода наблюдений (6 лет), проявляет линейный тренд роста мощности СТС. Таким образом, для района Анадыря, отмечаемый с конца 1980-х гг. рост глубин сезонного протаивания, сменяется периодом стабилизации приблизительно после 2005 г., что подтверждает данные В.Т. Рузанова (2015).

Площадки CALM, расположенные на полуострове Сьюард, Аляска (См. Рисунок 2.15, область №4, южная часть) – Консил и Кугарок – располагаются в зоне прерывистого

распространения многолетнемёрзлых пород. Растительность площадок представлена в основном

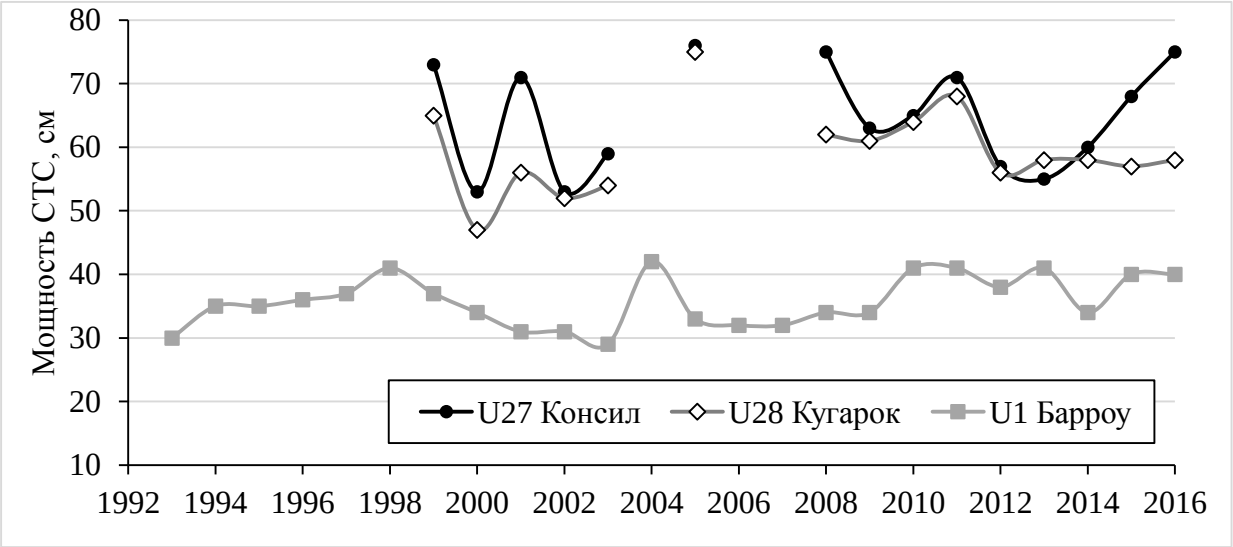


Рисунок 2.18. Межгодовая динамика мощности СТС на площадках CALM северо-запада Аляски за 1993-2016 гг.

кочкарниковой тундрой с полосами кустарников, очерчивающих постоянные или временные водотоки. В отличие от большинства других площадок Западной Аляски, измерения на Консил и Кугарок проводятся регулярно (https://www2.gwu.edu/~calm/), начиная с 1999 года с небольшим перерывом в середине 2000-х (Рисунок 2.18). В виду большой вариабельности значений глубин сезонного протаивания и значительного пробела в данных, представляется весьма сложным и статистически необоснованным построение и анализ каких-либо линий тренда. Однако сравнение средней мощности СТС за период 2008-2016 гг. по сравнению с1999-2003 показывает разницу в 3,6 и 5,4 см для площадки Консил и Кугарок соответственно, что может свидетельствовать об относительном росте глубин сезонного протаивания в этом районе в пределах рассматриваемого периода. Измерения мощности СТС на самой северной из рассматриваемых площадок – Барроу (см. Рисунок 2.15, область №4, северная часть) – ведутся с перерывами с 1960-х годов (Shiklomanov et al., 2010). Мониторинг глубин сезонного протаивания выявил сначала рост глубин сезонного протаивания в 1990-е гг., сменившийся периодом, его стабилизации (1999-2009).

Таким образом, сравнивая межгодовую динамику мощности СТС на стыке XX-XXI вв. для рассматриваемых регионов, можно выявить общие закономерности. Практически все площадки по мониторингу сезонноталого слоя демонстрируют рост глубин сезонного протаивания в 1990-х гг, который заканчивается к 2000-м гг. и сменяется фазой стабилизации. Подобные изменения наблюдаются и в западном секторе Российской Арктики, где, начиная с 2000-х гг. отмечается замедление и даже стабилизация роста температур воздуха (Васильев и др., 2008) и многолетнемёрзлых пород (Дроздов и др., 2011). Однако регион Восточной Чукотки (см. Гл.

2.4.4) отличается непрерывным ростом на протяжении 2000-2015 гг. Принимая во внимание ансамблевые прогнозы изменения климата (IPCC, 2013), уверенно говорить о будущем изменении глубины СТС следует с учётом возможного изменения локальных и глобальных природных условий.

2.6. Тенденция развития сезонноталого слоя на Восточной Чукотке к середине XXI в.

Основываясь на полученных сведениях о вариациях глубины сезонного протаивания на мониторинговых площадках Восточной Чукотки под воздействием природных факторов, был выполнен количественный прогноз изменения мощности СТС. Целью прогноза является получение относительных изменений глубины сезонного протаивания к 2030 и 2050 гг. по сравнению с периодом 2000-2015 для площадки CALM Лаврентия и 2010-2015 для площадки CALM Лорино. Проведение численного моделирования теплового поля грунта путём решения одномерной нестационарной задачи теплопроводности с условием Стефана представляется невозможным без достоверных сведений о теплофизических свойствах пород, слагающих СТС и верхние горизонты многолетнемёрзлых пород вблизи площадок CALM, поэтому прогнозирование было проведено на основе регрессионной модели, полученной в Гл. 2.4.2.

В проведении расчётов использовалась модель MIROC-ESM, входящая в группу моделей Всемирной программы исследований климата (WCRP, World Climate Research Program) и участвующая в Международных проектах сравнения объединенных моделей CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), в том числе пятого поколения CMIP5 (Taylor et al., 2012). Данная модель является результатом работы Института атмосферных и океанических исследований Токийского университета, Национального института экологических исследований и Японского агентства морских геологических наук и технологий. Модель обладает пространственным разрешением 2,790614 × 2,8125 градуса и в прогностических экспериментах охватывает период с 2006 по 2100 гг. Выбор модели MIROC-ESM обусловлен её хорошими результатами для Чукотско-Камчатского региона в работе (Анисимов, Кокорев, 2013), предлагающей оптимизацию выбора ансамбля моделей для данных по температуре и осадкам для оценки влияния изменений климата на криосферу.

В Главе 2.4.2. был проведён регрессионный анализ, позволивший определить ведущие природные факторы, определяющие межгодовую динамику мощности СТС для площадок CALM Чукотки. Было отмечено, что для площадок Лаврентия и Лорино коэффициент аппроксимации (R^2) составил 0,83 и 0,97 соответственно, т. е. вариация глубин сезонного протаивания на 83 и 97% соответственно определяются известными параметрами. Это позволяет на основе построенных уравнений линейной регрессии (регрессионной модели), с учётом прогнозных характеристик природной среды, предсказать изменение мощности сезонноталого слоя.

По результатам регрессионного анализа (см. Табл. 2.1) было выявлено, что ведущим фактором в межгодовой динамике СТС для обеих мониторинговых площадок является индекс протаивания (DDT), а также количество летних и зимних осадков. Прогнозируемый к 2050 г. рост температуры воздуха и количества осадков (IPCC, 2013; МГЭИК, 2014), особенно в летний период, будет способствовать увеличению глубин сезонного протаивания, однако в виду плохой сходимости модельных и измеренных значений количества осадков за исторический период, данные параметры брались по общему ансамблю глобальных климатических моделей, принявших участие в 5-й фазе международного проекта сравнения объединенных моделей CMIP5 (http://voeikovmgo.ru/index.php?option=com_content&view=article&id=613:izmenenie-klimata-rossii-v-21m-veke-cmip5&catid=21:uncategorised&lang=ru). Поскольку данных о прогнозном изменении влажности поверхностного слоя почвы – параметра, включённого в уравнение линейной регрессии (см. Гл. 2.4.2) – нет, то условно принималось, что рост количества жидких осадков приведёт к росту влажности пород. Массив прогнозной информации получен по ближайшему к метеостанции Уэлен узлу модельной сетки (66,1° с. ш., 169,2° з. д.) и представляет собой среднесуточные температуры воздуха за 2030 и 2050 гг. по 2 сценариям изменения климата. Для расчета были выбраны данные климатического прогноза, основанные на сценариях RCP 2.6 и RCP 8.5 (Representative Concentration Pathways – Репрезентативные траектории концентрации (РТК)). Согласно определению МГЭИК (IPCC, 2013) РТК – это сценарий, опирающийся на временной ряд выбросов и концентраций парниковых газов, аэрозолей и химически активных газов, а также землепользования/наземного покрова (Moss et al., 2008). Число в названии сценария подразумевает рост радиационного воздействия (изменения радиационного баланса на верхней границе атмосферы, Вт/м^2) в 2100 г. по сравнению с 1750 г. RCP 2.6 и 8.5 являются сценариями интенсивного радиационного воздействия, которые достигают 2,6 (минимальное) и >8,5 (максимальное) Вт/м^2 к 2100 г. и далее продолжают усиливаться. Таким образом, полученные значения глубин сезонного протаивания будут являться результатом наиболее позитивных и наиболее негативных климатических условий к середине XXI в.

Прогнозные температуры воздуха переводились в индекс протаивания (DDT_{2030} и DDT_{2050}) и вместе с прогнозными значениями летних и зимних осадков подставлялись в уравнения регрессии (см. Табл. 2.1). Полученные значения сравнивались со средней мощностью СТС за 2000-2015 гг., полученной в результате уравнений регрессии с параметром $DDT_{ср}$.

Результаты вычислений, представленные в Таблице 2.4, показывают, что рост глубин сезонного протаивания для условий площадки Лаврентия к 2030 году относительно средних значений за период 2000-2015 гг. составит 17-19 см, а для Лорино (по сравнению со средними значениями 2010-2015 гг.) – 22-25 см. К середине XXI века изменение мощности СТС составит 21-29 и 27-37 см для площадок Лаврентия и Лорино соответственно. Изменение параметров периодов протаивания за указанные годы будет следующим: увеличение длительности периода со среднесуточными положительными температурами к 2030 г. на 17-20 дней, к 2050 г. – на 28-37 дней; рост средней температуры тёплого сезона к 2030 г. на 3,6-4,8°С, а к 2050 г. – на 4,4-5,6°С. Рост количества осадков (летних и зимних) к 2030 году составит 5-25%, а к середине XXI века – 7-40%. Таким образом, средняя теплообеспеченность (DDT) на Восточной Чукотке вырастет на 87-102% к 2030 г. и на 110-160% к 2050 году по сравнению со средним за период 2000-2015 гг.

Таблица 2.4. Прогнозные глубин сезонного протаивания к 2030 и 2050 гг. для площадок CALM Лаврентия и Лорино, полученные на основе регрессионных уравнений.

Площадка CALM	Средние значения мощности СТС за 2000-2015 гг., см	Мощность СТС к 2030 г., см		Мощность СТС к 2050 г., см	
		RCP 2.6	RCP 8.5	RCP 2.6	RCP 8.5
Лаврентия	67,6	84,4	87,1	88,3	96,6
Лорино	54,2	76,2	79,3	80,8	90,7

Анализ прогнозной динамики роста мощности СТС показывает (Рисунок 2.19), что за 2015-2030 гг. средний ежегодный прирост глубины сезонного протаивания для площадки Лаврентия составит 1,1-1,3 см к 2030 г., а для Лорино 1,5-1,7 см, что превышает текущие темпы (0,7 см/год для обеих площадок) в 1,5-2 раза. Однако за период 2030-2050 рост глубин замедлится, составив 0,2-0,5 см/год и 0,2-0,6 см/год для площадок Лаврентия и Лорино соответственно. Таким образом, суммарный прирост мощности СТС к 2050 гг. составит для Лаврентия 31-43%, а для Лорино 49-67%. Полученные результаты расчётов в целом согласуются с мелкомасштабными ансамблевыми прогнозами изменения мощности СТС в регионе (Анисимов, Кокорев, 2017), согласно которым глубина сезонного протаивания в период 2036-2065 гг. вырастет здесь по сравнению с нормой 1961-1990 гг. приблизительно на 0,3±0,1 метра.

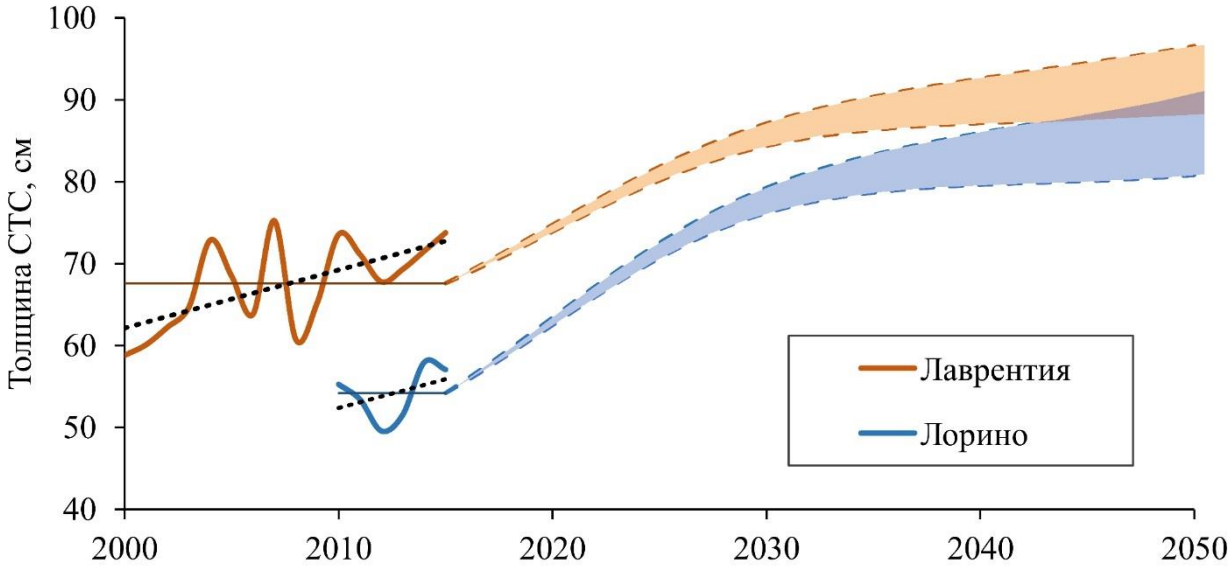


Рисунок 2.19. Текущие и прогнозные изменения мощности СТС по площадкам Лаврентия и Лорино к 2050 г.

Прогноз изменения мощности СТС на мониторинговых площадках CALM Восточной Чукотки, проведённый на основе регрессионных моделей, показал повышение темпов роста глубины сезонного протаивания за период 2015-2030 гг., вслед за которым будет происходить их заметное понижение. Представленные вариации мощности СТС отражают климатические условия согласно наиболее позитивному (RCP 2.6) и наиболее негативному (RCP 8.5) прогнозным сценариям. Однако указанные значения содержат в себе некоторую долю неопределённости, связанной с: а) коэффициентом аппроксимации регрессионных уравнений с измеренными значениями ниже 1; б) отсутствием оценки влияния осадков на сезонное протаивание; в) недоучётом влияния изменения структуры и видового разнообразия растительного покрова в связи с прогнозными климатическими изменениями; г) недоучётом

изменения эдафического фактора (теплофизических свойств пород) при затрагивании протаиванием верхних горизонтов ММП.

В главе было проведено исследование изменения глубин сезонного протаивания пород региона Восточной Чукотки и сопредельных территорий на рубеже XX-XXI вв. Были рассмотрены методы полевого мониторинга сезонноталого слоя в рамках программы CALM, а также последующей обработки и анализа получаемых результатов. Выявлены общие особенности и основные факторы, влияющие на годовой и многолетний ход сезонного протаивания на площадках CALM Лаврентия и Лорино. Проведение сравнения межгодовых вариаций мощности сезонноталого слоя Восточной Чукотки с соседними регионами выявило, что в отличие от рассматриваемой территории, на востоке Якутии, западе Чукотки и северо-западе Аляски наблюдается стабилизация в изменении мощности СТС. На основе полученных сведений об основных природных параметрах, определяющих вариации мощности сезонноталого слоя, был выполнен прогноз его изменения к 2050 г.

ГЛАВА 3. ДИНАМИКА ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Среди современных экзогенных процессов, распространённых на территории приморских равнин Восточной Чукотки, наибольшую интенсивность имеют овражная эрозия и термоэрозия, абразия, термоабразия, а также термоденудация и склоновые процессы. Они приводят к интенсивному оврагообразованию и разрушению морских берегов в регионе. В данной главе эти процессы обобщены в понятие «эрозионные процессы».

Эрозионные процессы на территории Восточной Чукотки имеют широкое распространение. Основными природными факторами, определяющими динамику этих процессов в прибрежной криолитозоне, являются термические и циркуляционные характеристики климата, гидродинамическая активность, колебания уровня моря, мерзлотно-геологическое строение и морфология побережий, объемная льдистость и особенности состава мёрзлых толщ, вмещающих подземные льды (Арэ, 2012; Григорьев и др., 2006). В этой главе будет рассмотрена динамика двух основных комплексов эрозионных процессов, распространённых в пределах приморских равнин Восточной Чукотки: разрушение морских берегов и образование оврагов.

3.1. Береговые процессы

3.1.1. Факторы, определяющие интенсивность динамики морских берегов.

Все факторы, определяющие интенсивность проявления береговых процессов в криолитозоне, можно разделить на 2 группы: гидрометеорологические (метеорологические и гидродинамические) и геологические (геоморфологические и геокриологические).

Среди гидрометеорологических факторов в первую очередь выделяется температура воздуха. Она является результатом радиационно-теплового баланса и определяет длительность и

интенсивность теплового воздействия на многолетнемёрзлые породы, слагающие берег, а также их состояние и, как следствие, прочностные характеристики.

Важную роль в береговой динамике также играет количество осадков и их годовой ход. Летние осадки способствуют привносу тепла в многолетнемёрзлые породы, размыву береговых откосов и росту эрозионной сети не только на прибрежных территориях, но и в глубине материка. Зимние осадки проявляются в виде снежного покрова, который служит теплоизолятором между атмосферой и литосферой и препятствует проникновению волн холода в грунты. Однако было замечено (Романовский, 1963; Юрьев, 2009), что образование снежников на береговых уступах предохраняет их от размыва морем значительную часть летнего периода (Рисунок 3.1). Данное явление, впрочем, не отменяет такого процесса как нивация – разрушения пород в основании снежника посредством частых переходов температуры через 0°С и выносом мелкозёма талой водой (Солнцев, 1949).

Рисунок 3.1. Снежники, предохраняющие основание береговых уступов от волнового и термического разрушения (фото Маслакова А. А., 2013 г.).

Одним из важнейших метеорологических факторов, влияющих на динамику берегов, является сила и направление ветра. Именно ветер ввиду своего высокого энергетического потенциала посредством генерации морских волн определяет в основном направленность и интенсивность развития морских берегов (Совершаев, 1992). Доказано (Арэ, 1980, 2012), что частота и сила штормов в безледный период имеет подавляющий вклад в динамику эрозионных морских берегов в криолитозоне. В восточном секторе Российской Арктики их вклад в динамику разрушительных береговых процессов, вместе с влиянием дрейфующих льдов, достигает 70% (Григорьев и др., 2006). В безледный период сила и направление ветра также определяют величину сгонно-нагонных явлений, амплитуда которых может достигать 3-4 м (Mackay, 1986; Григорьев и др., 2006). Такая величина на порядок превосходит суточную амплитуду приливных колебаний в данном регионе (Атлас Арктики, 1985).

Для арктического побережья Чукотки нагонными являются ветры северных румбов, сгонными – южных. Соответственно, для побережья Берингова моря нагоны вызывают юго-восточные и южные ветры, а сгоны – ветры противоположных румбов (Рисунок 3.2).

Таблица 3.1. Ветровой режим Восточной Чукотки (по данным ГМС Уэлен).

		Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Число дней с сильным ветром (≥15 м/с)		6,2	4,1	3,7	4,1	2,2	3,7	8,3	6,2	6,1	8,7	9,2	5,6	68
Скорость ветра, м/с		6,3	5,9	5,4	5,7	5	5,4	7,1	6,4	7,1	8,2	8,4	6,3	6,4
Повторяемость направлений ветра и штилей, %	С	40	45	44	42	46	25	17	24	33	33	28	37	36
	СВ	11	13	12	12	12	13	11	9	11	15	18	12	12
	В	4	3	3	3	4	5	6	6	6	5	8	6	5
	ЮВ	2	2	1	3	2	1	1	1	2	3	4	2	2
	Ю	14	10	11	15	12	24	30	24	16	13	13	9	16
	ЮЗ	10	9	8	9	8	23	25	18	11	9	10	9	12
	З	2	2	2	2	1	1	1	2	3	6	4	3	2
	СЗ	17	16	19	14	15	8	9	16	18	16	15	22	15
	Штиль	17	16	19	17	14	13	8	10	8	6	10	14	13

В таблице 3.1. представлен ветровой режим по данным метеостанции Уэлен. Розовым цветом выделены данные, относящиеся к тёплому периоду года (периоду открытой воды). Фиолетовым выделены направления ветров, вызывающие нагоны. Как видно из Табл. 3.1, наибольшей повторяемостью в летний период обладают северные и южные ветры. В то же время, эти ветры вызывают нагоны. Их высокая повторяемость обусловлена существованием Берингова пролива, формирующего преобладающие ветровые потоки северного и южного направлений, а также существованием низменного пространства между Дежнёвским массивом (с востока) и небольшой горной цепью (с запада) (Алисов, 1969). Таким образом,

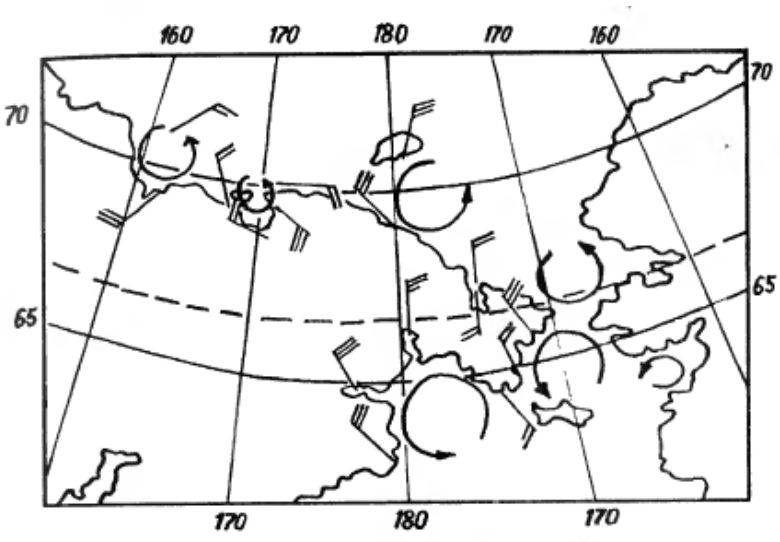


Рисунок 3.2. Локальная циклоническая циркуляция и преобладающие ветры (Зимич, 2002).

преобладание для арктического побережья Чукотского полуострова ветров северного направления, а для тихоокеанскоого – южного, позволяет судить о его способствовании разрушению берегов. Примечательно, что число дней с сильным ветром (≥15 м/с) растёт к концу лета, достигая максимальных значений в октябре-ноябре. Именно на период поздней осени приходится значительная концентрация штормовых ветров Чукотского полуострова (Зимич, 2002). В зависимости от того, успеет ли море покрыться льдом или нет, эти ветры могут приводить к значительному разрушению берегов, сложенных многолетнемёрзлыми породами.

Немаловажным фактором, влияющим на динамику эрозионных процессов в целом, является температура воздуха. Она является результатом радиационно-теплового баланса и определяет длительность и интенсивность теплового воздействия на многолетнемёрзлые породы и, как следствие, интенсивность термоденудации. Температура воздуха также определяет состояние и, как следствие, прочностные характеристики пород. Чукотский полуостров выдаётся далеко в море, которое определяет температурный режим территории: летние температуры ниже среднеширотных, а зимние выше. Самые суровые температурные условия наблюдаются на северо-западе полуострова. При движении на восток, в сторону Берингова пролива, температуры растут (Афанасенко и др., 1989). Теплее становится и при движении с севера на юг территории. Так, среднегодовая температура воздуха по метеостанции Уэлен составляет -7,8°С, в Лаврентия -6,1°С, в Провидения: -4,4°С; температура тёплого периода (июнь-сентябрь) для Уэлена составляет +3,8°С, для Лаврентия +4,4°С, для Провидения +6,5°С (www.meteo.ru); количество дней с температурой выше 0°С: Уэлен – 121, Лаврентия – 130, Провидения - 136 (Справочник..., 1977).

Среди основных гидрологических факторов, влияющих на разрушение берегов, рассматриваются температура поверхностного слоя морских вод в летний период и длительность безледного периода (Арэ, 2012). Температура воды в летний период напрямую воздействует на разрушение мёрзлых берегов: чем она выше, тем больше тепловой энергии океан передаёт берегу и тем быстрее протаивают и разрушаются многолетнемёрзлые породы и залежеобразующие льды. Температура морских вод и другие метеорологические характеристики определяют длительность безледного времени. Морские льды выступают в роли регулирующего фактора, они оказывают консервирующее воздействие на развитие берегов. Длительный 9-11-месячный период консервации береговой зоны и промерзания береговых откосов сменяется кратким периодом активизации гидродинамических процессов и частичного оттаивания ММП (Вильнер, 1955; Григорьев и др., 2006). Морские льды, следовательно, регулируют продолжительность волнового воздействия на берега и подводный береговой склон, а в зависимости от положения кромки льдов изменяется и интенсивность волнового воздействия на берега вследствие

ограничения разгона волн и создания на длине разгона условий мелкой воды (Совершаев, 1992; Огородов, 2012).

Геокриологические условия, микро-, мезорельеф, экзогенные процессы – это факторы, определяющие состояние мерзлотной обстановки и интенсивность разрушения мёрзлых берегов в пределах поселений. В отличие от климатических, они носят локальный характер и определяются генезисом, типом и строением разреза, составом, льдистостью и иными свойствами слагающих прибрежную территорию и подводный береговой склон пород, а также рельефом и уклонами пляжа и дна (Леонтьев, 1955; Арэ, 1980; Совершаев, 1992). Вклад каждого из факторов в изменение мерзлотной обстановки и разрушение береговой зоны оценивается неоднозначно и должен рассматриваться в совокупности с остальными, и применительно к определённому типу берега.

Мерзлотно-геологическое строение прибрежных областей и береговых откосов, в частности, льдистость слагающих их пород, их состав и размываемость играют первостепенную роль в динамике берегов (Арэ, 1980; Совершаев, Камалов, 1992). Известно, что к наиболее устойчивым относятся берега, сложенные твердыми кристаллическими породами. Неустойчивыми являются берега, сложенные рыхлыми многолетнемерзлыми породами. Среди них выделяются экстремально неустойчивые (льдистость пород составляет 80-90%), скорость разрушения которых может достигать 50 м/год (Арэ, 1980). Рыхлые отложения, подвергавшиеся криогенной переработке (Конищев, Рогов, 2004), отличаются повышенным содержанием тонкодисперсного материала (алевриты, пелиты), который при размыве волнами легко уносится во взвеси за пределы береговой зоны. Берега, сложенные льдистыми породами, могут противостоять активным гидродинамическим факторам лишь в мерзлом состоянии; в процессе же протаивания они теряют связность и разрушаются. Чем выше льдистость, тем скорость разрушения быстрее (Леонтьев, 1955; Арэ, 1980; Совершаев, Камалов, 1992; Методы..., 2004).

Различные по гранулометрическому составу отложения разрушаются с различной интенсивностью. Отмечается (Шур и др., 1984), что наименьшую устойчивость к абразии и размыву имеют пески, мелкие пески как в талом, так и в мерзлом состояниях, наибольшую – тяжелые суглинки и глины. В целом по степени возрастания абразионной прочности породы распределяются в следующем порядке: песок, супесь, суглинок, глина.

Интегральными характеристиками сопротивляемости многолетнемёрзлых грунтов воздействию моря могут служить размываемость и размокаемость (Жесткова, 1982; Лабораторные методы..., 1985), рассмотренные применительно к процессам термоэрозии. Размываемость мёрзлых пород – это свойство, характеризующее их способность разрушаться в результате одновременного теплового и механического воздействия текущей воды, поэтому её величина определяется теплофизическими и прочностными свойствами мёрзлых пород. Первые

обусловливают интенсивность оттаивания, вторые – процесс разрушения и последующий снос материала. Наряду с внешними факторами эрозии (климатическими, геоморфологическими, ботаническими и техногенными), размываемость определяет интенсивность размыва пород в криолитозоне, которая определяется как слой грунта, смываемый в единицу времени (Лабораторные методы..., 1985). Размокание мерзлых пород – это способность грунта терять связность и превращаться в рыхлую массу с частичной или полной потерей несущей способности при взаимодействии со спокойной водой (Терминологический..., 2011). Таким образом, размокаемость определяет устойчивость мерзлой породы в воде. Она характеризуется скоростью и характером размокания и разрушения породы.

Пляжи, окаймляющие берега, играют значительную роль в защите береговых откосов от разрушения (Рычагов, 2006). Пляжи представляют собой аккумулятивную форму, образованную действием прибойного потока, или наката, на берег последней волны обрушения. Различают пляжи полного и неполного профиля. Первый – это береговой вал с пологим морским и более крутым береговым склоном. Пляж неполного профиля чаще встречается у подножий береговых откосов. Он тоже образуется прибойным потоком, но часть волновой энергии расходуется при этом на удар об откос. В результате отражения волны от откоса обратный поток приобретает большую скорость, вследствие чего формируется почти прямолинейный профиль пляжа. Энергия прибойных волн в основном расходуется на удаление обломочного материала от подножия берегового откоса и выработку термоабразионных ниш в мерзлых льдистых породах.

На эрозионных берегах пляжи, как правило, не защищают береговые откосы от волнового разрушения в периоды высоких штормовых нагонов, так как ширина и уклон их недостаточны для полного гашения волн. Более широкие пляжи здесь сформироваться не могут, поскольку питание они получают в основном за счет материала, поступающего от разрушения берегов, сложенных тонкодисперсными льдистыми породами, содержащими мало пляжеобразующего материала. На участках же, где береговые откосы сложены преимущественно грубым материалом (песок, гравий, галька), формируются более широкие пляжи, в большей степени защищающие берег от размыва. Поэтому ширина и уклон пляжа тоже могут служить показателем устойчивости берега (Совершаев, Камалов, 1992; Рычагов, 2006).

Таким образом, среди главных гидрометеорологических факторов, определяющих динамику морского берега в криолитозоне, являются ветер как главный источник зарождения волн и штормовых нагонов и длительность периода открытой воды, которая связана с температурой вод моря (Арэ, 2012). Второстепенными факторами являются величина и характер атмосферных осадков, температура воздуха и действие приливов и отливов. Стоит отметить, что вклад повышения уровня Мирового океана вследствие т.н. глобального потепления в масштабе

десятилетий и даже первых столетий если и есть, то значительно перекрывается временны́ми флуктуациями вышеуказанных факторов.

Геокриологические и геоморфологические факторы, оказывающие влияние на разрушение берегов, могут как способствовать развитию процессов термоабразии, термоэрозии и термоденудации, так и препятствовать им. Узкие пляжи, сложенные тонкодисперсным материалом, никак не предохраняют берег от разрушения и даже способствуют удалению наносов в море, а широкие галечниковые – наоборот. Крутые подводные склоны позволяют большим волнам продвигаться дальше к берегу, по этим поверхностям также происходит снос материала. Пологие склоны не только задерживают волны и снос прибрежных отложений, но и, будучи осушенными зимой, могут агградировать мерзлоту. Важным фактором является степень закрытости или открытости берега морю: на закрытых от волнения побережьях процессы термоабразии проявляются слабо, определяя более устойчивое состояние береговой линии. Рассматривая различные характеристики берегов, важно оценивать их совместный вклад в береговую динамику. Так, совокупность состава и льдистости мёрзлых пород, слагающих берег, может быть выражена в виде общих параметров – размываемости и размокаемости. Наименьшую сопротивляемость к разрушению морем имеют сильнольдистые глины и пески с полноразвитыми сингенетическими криогенными текстурами, наибольшую – слабольдистые глины, суглинки и пески.

3.1.2. Динамика участка морского берега в пос. Лорино

Поселение Лорино (Рисунок 3.3) расположено в восточной части Чукотского полуострова на берегу Берингова моря (Мечигменский залив) (см. Рисунок 1.1, 1.5). Оно является одним из крупнейших на полуострове: население около 1500 человек, из них около 80% - представители коренных народов, занимающиеся традиционным промыслом – охотой на морского зверя. Участок берега в пределах поселения является основным местом исследований современной береговой динамики в регионе и является репрезентативным, поскольку около 80% беринговоморского побережья Чукотского

Рисунок 3.3. Общий вид поселения Лорино (фото Маслакова А.А., 2012 г.).

полуострова относится к абразионным типам берега (http://geographyofrussia.com/wp-content/uploads/2015/01/286_1.jpg). Побережье в районе Лорино не закрыто заливами или бухтами, оно характеризуется ровной береговой линией северо-восточного простирания с однородным рельефом подводного берегового склона (Батиметрическая…, 1992). Однако главной причиной выбора этого места для исследований является большой массив информации о свойствах и строении многолетнемёрзлых пород, а также набор геодезических карт и планов разных лет, накопленные в результате инженерных изысканий в пределах поселения.

Рассматриваемый участок берега представляет собой эрозионный уступ останца пологой морской террасы протяженностью 750 м. Высота террасы составляет 22-25 м над уровнем моря, а в центральной части, где был заложен термоэрозионный овраг, уровень поверхности понижается до 10 м. Уступ представляет собой крутой незадернованный осыпной склон с субвертикальным обнажением оттаивающих пород в верхней части. В восточной части останца сформировалась оползневая терраса, рисунок 3.4. Многолетнемерзлые породы в этом районе имеют сплошное распространение, залегают до глубины 100-150 метров (Афанасенко и др., 1989). Средняя температура мерзлоты около -4°С (Технический отчёт…, 1979). Однако на пляже мерзлые породы до глубины 10 метров не обнаружены. Берег сложен мерзлыми дисперсными морскими и гляциально-морскими отложениями плейстоцена и голоцена, представленными следующими типами пород (по описаниям авторов и использованием материалов В.Ф. Иванова (1986) и Инженерно-геологических изысканий (1979, 1984, 1989 гг.)), рисунок 3.5:

Суглинки темно-серые (тип 1а), тугопластичные (вскрыты скважиной 1979 г. на пляже в интервале 1,5-8,5 м ниже уровня моря, наблюдались также в основании разреза (1,5-2,0 м над

Рисунок 3.4. Оползневая терраса и термоэрозионные овраги, осложняющие береговой уступ в пос. Лорино (фото Маслакова А.А., 2012).

урезом моря) в 2012-14 гг.). В некоторых материалах данный тип отложений идентифицирован как глина (тип 1b) (Технический отчёт…, 1984).

Основной разрез террасы до глубины 0,5-1,0 метра от её поверхности, сложен песками различной крупности (тип 2a) и мелкими песками (тип 2b) иногда с включениями гальки и прослоями гравийного материала (тип 2c), представляющими собой отложения Мечигменской (mII^3) и Крестовской ($fgII^4$) свит (Иванов, 1986). Мелкие пески серого цвета, расположены в виде слоёв и линз в толще средне- и крупнозернистых песков серого и желтовато-серого цвета с включениями гальки. Наблюдаемая мощность отложений в скважинах и обнажении достигает 15 м, их подошва местами уходит под уровень моря (Технический отчёт…, 1979).

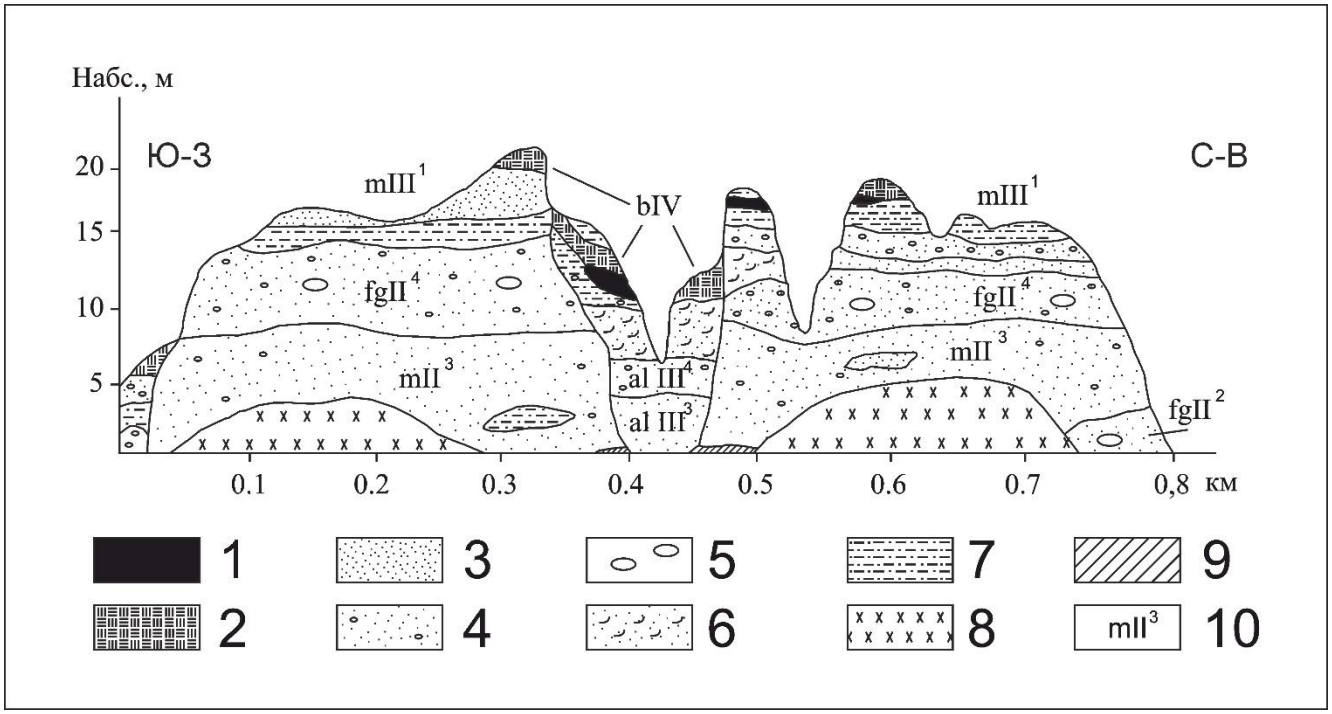


Рисунок 3.5. Геологический разрез берегового уступа в пос. Лорино. Цифрами обозначены: 1 – лёд; 2 – торф; 3 – песок; 4 – песок с включениями гальки и дресвы; 5 – валуны; 6 – песок с растительными остатками; 7 – супесь; 8 – осыпи; 9 – суглинок/глина; 10 – индекс возраста и генезиса отложений.

Эти отложения локально перекрываются в центральной части засолёнными льдистыми мелкозернистыми песками с примесью растительных остатков (тип 3). Они распространены в виде линз в центральной части разреза (см. рисунок 3.5), в интервалах высот 0,3-4,0...6,0 м.

С поверхности терраса сложена торфом (тип 4), супесью (тип 5) и насыпным грунтом (в пределах застройки, тип 6). Торф имеет коричневый цвет и примеси супеси до 30-40%. В районе термоэрозионных оврагов (см. рисунок 3.4, центральная часть разреза) мощность его достигает 4,0 м. В центральной части обнажения торф подстилается пластовыми льдами, вскрывающихся с глубины 0,5-1,0 метра и имеющих видимую мощность 1,5-3,0 метра. Лёд чистый, иногда

матовый, с включениями пузырьков воздуха различной формы и ориентировки, подстилается супесями. Супесь льдистая, засолённая, серого цвета с включениями гальки обилием 10-30% встречается в интервале 0,5-1,3...2,5-5,0 м. Насыпной грунт представлен гравийно-галечниковым материалом с супесчаным заполнителем.

Отложения основания берегового уступа перекрыты осыпным материалом, который при оттаивании многолетнемерзлых отложений, аккумулируется у основания уступа, образуя чехол для мерзлых пород. Иногда осыпной материал погребает и сохраняет под собой присклоновые снежники.

Пляж с поверхности (1,5 м выше уреза моря) до 1,5 м ниже уреза моря сложен песками различной крупности, с галькой, желтовато-коричневого цвета; отложения талые. Он отделяет урез моря от берегового склона полосой шириной 10-15 м, которая затапливается во время штормов и нагонов, поэтому отложения берегового уступа подвергаются прямому волновому воздействию.

Ввиду мерзлотно-фациальной изменчивости разреза, льдистость отложений варьирует в пределах – от 10 до 100% (ледяные залежи). В целом значения льдистости уменьшаются от поверхности к основанию разреза. Максимальная льдистость наблюдается в торфе и оторфованных супесях – 50-65%; в супесях, мелкозернистых песках, а также в песках с включениями органики льдистость варьирует в пределах 20-40%; в крупнозернистых песках и песках с большим включением гальки – 15-30%. Наименьшие значения льдистости отмечаются в основании разреза в песках различной крупности и суглинках – 10-15%. Стоит также отметить, что на основании результатов бурения (Технический отчёт…, 1979а) средняя льдистость по разрезу в юго-западной и северо-восточной частях обрыва составляет 23-24%, а в центральной – 42%.

На основании полевых наблюдений, механизм отступания берега представляется в следующем виде. В течение тёплого периода происходит стаивание присклоновых снежников, дальнейшее оттаивание мёрзлых отложений берегового уступа и их снос к его основанию. Дополнительным источником наносов являются конуса выноса термоэрозионных оврагов и небольших врезов. Во время сильных нагонов и штормовых явлений происходит удаление осыпного материала и обнажение мёрзлых пород. При длительном волновом воздействии возможно формирование неглубоких волноприбойных ниш и отседание блоков мёрзлого грунта, диаметром до 3 метров (Рисунок 3.6). При оттаивании крупнодисперсные породы осыпаются в

основание склона, а торф и оторфованные супеси комьями скатываются вниз. Важную роль в механизм сноса оттаявшего материала играют залежеобразующие льды: они создают дефицит наносов, а также при оттаивании они обводняют вмещающие отложения, которые в свою очередь, в разжиженном состоянии образуют натёки на склоне и в основании уступа. В местах формирования термоэрозионных оврагов образуются конусы выноса супесчаного, песчаного материала и торфа, которые размываются в зоне контакта с морем даже при спокойном волнении. Таким образом, взаимодействие морских волн с берегом осуществляется посредством размыва как мёрзлых, так и талых, но уже перемешанных отложений, слагающих береговой уступ.

Рисунок 3.6. Блок мёрзлого грунта, осыпавшийся во время шторма (фото Маслакова А.А., 2014 г.).

Поскольку участок берега входит в территорию поселения, для него доступны материалы инженерно-геологических исследований, проводимых для строительства различных объектов на территории села, в состав которых входят топографические планы 1967, 1979а, 1989 и 1992 гг. масштабов 1:500 – 1:2000 (Технический отчёт… 1979а, 1984, 1989; Карта-схема…, 1967; Топографическая съемка…, 1992). Кроме точного положения берегового уступа, эти материалы содержат подробную информацию о составе, строении и свойствах мёрзлых пород (температура, гранулометрический состав, влажность, пластичность, плотность, пористость, засолённость, а также некоторые прочностные и теплофизические характеристики), определенные по кернам скважин или образцам из иных горных выработок. Эти материалы стали основой для восстановления динамики и анализа причин отступания берега за период с 1967 по 1992.

Данные о современном положении береговой линии получены в процессе геодезических съёмок в 2012-14 гг., проводимых в конце летнего периода, в условной системе координат. Сведения о положении бровки берегового уступа в 2010 г. были сняты со спутникового снимка сверхвысокого разрешения (GeoEye, разрешение 0,5 м). В программном пакете ArcGIS (ESRI, США) на космический снимок сверхвысокого разрешения GeoEye было проведено наложение карт-схем и планов поселения Лорино 1967, 1979 и 1992 гг. с последующей оцифровкой положения береговых уступов и эрозионной сети. Привязка снимка к картам и планам осуществлялась по углам сохранившихся строений, что позволило сократить погрешность космического снимка в условиях отсутствия ортотрансформирования к цифровой модели

рельефа. Поверх полученной мозаики накладывались результаты геодезических измерений. Статистический анализ выполнялся в программе MS Excel, в которой были определены средние значения и стандартные отклонения (σ) скоростей отступания берега. Учет влияния морфологических и мерзлотных факторов осуществлялся путем анализа скорости отступания участков побережья с различным криолитологическим строением. Береговая линия была разбита створами через каждые 15-20 м, перпендикулярными берегу моря. По изменению среднегодовой скорости отступания за каждый последовательный период съемки (геодезической или спутниковой) по каждому створу строился временной ряд отступания бровки берегового уступа. Каждый створ характеризуется определенным строением (составом пород, высотой обрыва, шириной пляжа и т.д.), которые являются переменными для определения устойчивых к размыву и размываемых берегов.

Размываемость дисперсных отложений хорошо коррелирует с их механическими свойствами, в частности, с прочностными (Бастраков, 1977). Прочность пород зависит от литологии, содержания воды/льда, структуры и засолённости. Чтобы на основе прочностных свойств дисперсных грунтов оценить их размываемость, использовались опубликованные данные, основанные на проведении лабораторных экспериментов (Термоэрозия…, 1982; Жесткова, 1982). Расчёты прочностных параметров талых и мёрзлых грунтов проводились по методикам, описанным в Сводах строительных правил, являющимися нормативными документами при проведении комплексных изысканий и строительстве инженерных объектов в Российской Федерации (Свод правил…, 2011, 2012).

Классификация размываемости пород, слагающих береговой обрыв, основана на определении *прочностного показателя размываемости пород* $К_{пр}$ (Таблица 3.2), численно равному объёму пород, вынесенному потоку воды с энергией 1 Дж (Лабораторные методы…, 1985). Этот параметр определяется в поле методом пенетрации, однако данный вид работ распространён в мерзлотных исследованиях слабо, а результаты измерений могут сильно варьировать в одном образце, в зависимости от криогенной текстуры и структуры грунта. В связи с этим, в данной статье предлагается расчётная схема определения параметра $К_{пр}$.

Таблица 3.2. Классификационная схема подразделения дисперсных пород по размываемости (Лабораторные методы…, 1985).

Категория размываемости	Размываемость	Прочностной показатель размываемости $К_{пр}$, $\times 10^{-6}$ м^3/Дж	Предельное напряжение сдвигу R, $\times 10^5$ Па
I	слабая	< 0,03	> 0,3
II	средняя	0,03-0,1	0,3-0,1

III	быстрая	0,1-0,3	0,1-0,03
IV	повышенная	0,3-10	0,03-0,01
V	катастрофическая	> 10	< 0,01

Эта характеристика связана корреляционной зависимостью (R^2 = 0.98) с *предельным напряжением сдвига* породы (*R*) (Лабораторные методы…, 1985):

$$K_{\text{пр}} = \frac{10^{-3}}{R} \quad (3.1)$$

При условии, что изучаемый тип пород не засолён и в нём нет внутреннего трения, предельное напряжение сдвига можно принять равным предельно-длительному сцеплению породы, в противном случае вводится поправочный коэффициент *M* (Вялов, 1959):

$$R = C_{\infty} \times M \quad (3.2)$$

Этот коэффициент зависит от угла внутреннего трения φ, который, в свою очередь, зависит от коэффициента пористости *e*, определяемого по таблицам СП 22.13330.2011 (Свод правил…, 2011).

$$M(\varphi) = 0{,}0006\varphi^2 - 0{,}0463\varphi + 1{,}0056 \quad (3.3)$$

Ввиду недостатка фактических данных о свойствах многолетнемёрзлых пород изучаемой территории, даже несмотря на несколько проведённых инженерно-геологических изысканий, эквивалентное сцепление грунтов для формулы (3.2) можно найти в опубликованных данных, представляющих собой серии лабораторных испытаний большого массива образцов с различными характеристиками (Вялов, 1959; Аксёнов, 2008). Конечная формула для расчёта прочностного показателя размываемости выглядит следующим образом:

$$\text{К}_{\text{пр}} = \frac{10^{-3}}{\text{C}_{\infty} \times \text{M}(\varphi)} \quad (3.4)$$

С учётом того, что мёрзлые породы при размыве обнажаются на поверхность и взаимодействуют с воздухом и водой положительной температуры, их собственная температура бралась максимально близкой к нулю. В расчёт были включены не все типы пород, что связано с полным или частичным отсутствием указанных выше параметров некоторых типов отложений в материалах инженерно-геологических изысканий. Также были исключены из рассмотрения гравийные отложения (2с), поскольку для этого типа пород не проводится определение предельно длительного сцепления C_{∞}. Для проверки работоспособности приведённой схемы расчётов и оценки возможности её применения к реальным условиям, появляется необходимость сравнения результатов расчётов с измеренными значениями отступания берега. Для этого общую размываемость пород берега на каждом измерительном створе необходимо привести в нормализованный вид:

$$Na = \sum_{i=1}^{n} К_{пр\ i} * h_i \quad (3.5),$$

где N_a – коэффициент рамываемости для каждого створа (м^4/Дж), n – количество слоёв в разрезе, $K_{пр\ i}$ – прочностной показатель размываемости пород для i-го слоя грунта, h_i - мощность i-го слоя грунта, соотносимая к мощности всего разреза. Таким образом, при разрушении берега будет учитыватьс вклад всех типов пород, слагающих уступ в пределах рассматриваемого створа.

Чтобы учесть влияние морфометрических факторов берега в скорость отступания, коэффициент N_a был поделён на сумму высоты уступа (клифа) и ширины пляжа, поскольку чем больше значения этих параметров, тем медленнее (при прочих равных условиях) отступает берег (Вильнер, 1955; Качугин, 1959).

$$N = \frac{Na}{h + d} \quad (3.6),$$

где N – нормализованный коэффициент размываемости для каждого створа с учётом морфометрии берега (м^3/Дж), h – высота клифа, d – ширина пляжа.

Физически полученный коэффициент N представляет собой объём пород, который подвергается размыву при воздействии 1 Джоуля волновой энергии. Чем больше это значение, тем способность пород к размыву выше (Маслаков и др., 2016).

Для некоторых типов пород невозможно провести расчёты полученного коэффициента, поэтому для них он назначался на основании экспертной оценки. Для торфа N = 10×10^{-6} м^3/Дж, для залежеобразующих льдов N = 20×10^{-6} м^3/Дж.

Таким образом, сравнение коэффициента N с измеренными значениями отступания берега поможет оценить достоверность приведённой выше схемы расчёта размываемости пород в пределах данного участка берега.

С 1967 по 2014 гг., за 47 лет, средняя величина отступания берега исследуемого останца составила 15,8±5,7 м, то есть берег отступал со средней скоростью 0,34±0,09 м/год (Рисунок 3.7; Таблица 3.4). Показатели отступания берега изменяются в пространстве и во времени: в первые 43 года берег отступал со скоростями не более 0,5 м/год, за период 2010-2012 гг. скорость отступания выросла до 1,03 м/год, а в 2012-14 она превысила 2 м/год (Таблица 3.3).

Рост средней скорости отступания берега, вероятно, связан с изменением климата и гидродинамических параметров. В первую очередь, это связано с сокращением площадей морских ледяных покровов в Арктике в целом и в Беринговом море в частности (ACIA, 2005; Comiso et al., 2008; Stroeve et al., 2014; Johnson & Eicken, 2016; State of the Arctic…, 2011). Площадь сезонных морских льдов в Беринговом море в 2005-2015 гг. сократилась на 37% по сравнению с 1985-1995 гг. (http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php). Отмечается также (State of the Arctic…, 2011), что последнее десятилетие (2000-2010 гг.) было наименее ледовитым за

период инструментальных наблюдений, что является причиной увеличения безледного периода летом. Рост интенсивности воздействия морских волн, вызванный этими изменениями, привело к усилению деструкции морского берега (Overeem et al., 2011; State of the Arctic…, 2011). Наиболее негативный эффект на устойчивость изучаемого участка побережья имело расширение периода открытой воды в осенние (октябрь-декабрь) месяцы, когда ветровая активность в регионе наиболее высока (Зимич, 2002; Atkinson, 2004), и на прежде скованные льдом берега штормы не имели никакого воздействия (Рисунок 3.8). Вариации температуры воздуха и морской воды за указанный период имели минимальный эффект на динамику рассматриваемого участка морского берега, поскольку для слабольдистых отложений с редким обнажением подземных залежеобразующих льдов, основную роль играет именно частота штормов в период открытой воды (Арэ, 2012).

Таблица 3.3. Скорость отступания берега в пос. Лорино и её изменение в течение изучаемого периода.

Период, длительность	Скорость отступания, м/год	Ширина отступившего берега, м	Метод измерения
1967-1979 (12 лет)	0,19	2,25±3,02	архивные карты и планы
1979-1992 (13 лет)	0,34	4,43±3,54	архивные карты и планы
1992-2010 (18 лет)	0,17	3,47±4,67	архивные карты и планы, космический снимок
2010-2012 (2 года)	1,00	1,95±4,03	космический снимок, полевые измерения
2012-2013 (1 год)	2,08	2,08±2,03	полевые измерения
2013-2014 (1 год)	2,56	2,56±2,73	полевые измерения
Весь период 1967-2014 (47 лет)	**0,34**	**15,8±5,7**	-

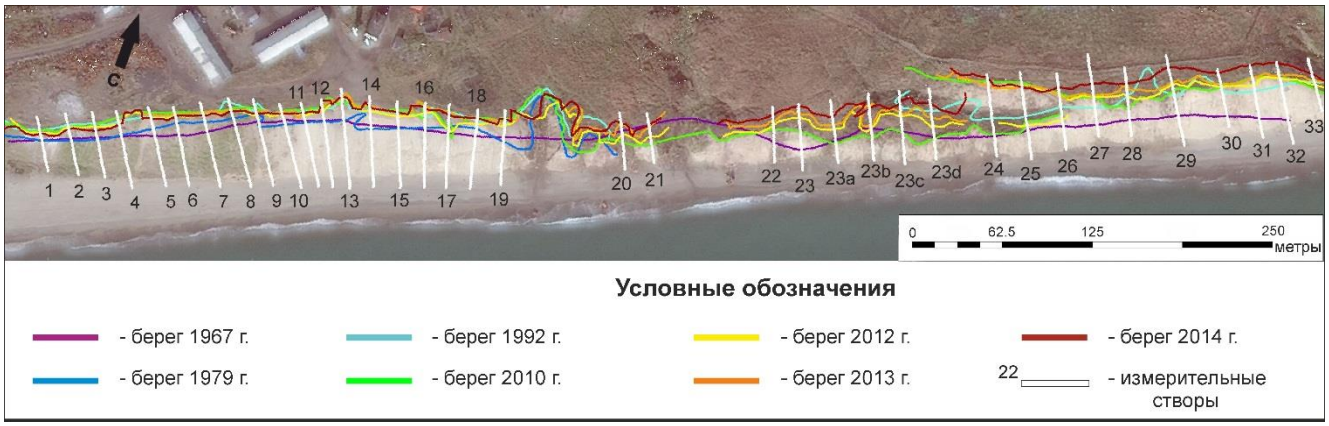


Рисунок 3.7. Динамика отступания участка морского берега в пос. Лорино с 1967 по 2014 гг.

Таблица 3.4. Скорости отступания берега в пос. Лорино и морфометрические параметры берега по створам.

Створ, №	Ширина отступившего берега за 1967-2014 гг.	Ширина отступившего берега за сезон 2013-2014 гг.	Ширина пляжа, м	Высота уступа, м
1	8,55	0	39,9	14,4
2	10,74	0	37,1	14,7
3	10,81	0	33,6	16
4	11,42	0	31,4	17,8
5	13,71	1,6	30,9	19,8
6	12,47	0,94	28,3	20,9
7	15,85	1,5	25,5	22,25
8	17,36	0,63	24,2	22,4
9	10,17	0	24,7	23,65
10	7,66	0,5	24,1	23,4
11	7,42	0,7	23,3	23,4
12	10,51	2,7	23,1	23,4
13	15,45	0	23,1	23,7
14	12,16	0	23,6	23,45
15	10,53	0	24,7	23,3
16	13,42	1,1	25,2	22,7
17	21,23	1,3	23,9	22
18	14,57	0	24,5	20,6
19	16,59	0	27,1	18
20	11,33	0,87	26,3	13,1

21	14,47	0,8	24,6	13,75
22	12,6	3,5	16,55	15
23	21,2	3,17	15,4	15,6
23a	12,6	4,29	14,6	11,1
23b	10,68	8,61	16	11,8
23c	15,32	5,31	16	12,1
23d	17,36	7,36	16,4	11
24	12,6	4,12	14,4	18,2
25	10,68	0	15,3	16,8
26	15,32	4,43	16,8	18,5
27	17,36	6,7	21,4	19,5
28	26,62	1,16	21,2	19,85
29	21,7	7,9	22,1	22,2
30	25,23	5,75	26,6	22,5
31	17,44	6,88	26,5	22,4
32	25,16	6,95	26,4	21,4
33	30,22	3,73	29,3	15,5
34	26,62	4,66	28,8	7,4
35	31,16	-	29,5	5,65
Среднее	**15,8**	**2,56**	**24,1**	**18,2**

На основе скоростей и характера отступания берега, а также морфологических особенностей, изучаемый берег разделён на 3 части: юго-западная, центральная и северо-восточная.

Юго-западная часть изучаемого берега (створы 1-19) имеет высоту 22-25 м и занята селитебной частью поселения Лорино. Береговой обрыв в основном представляет собой осыпной склон из песка разной зернистости с включениями гальки и дресвы. Ширина пляжа в среднем составляет здесь 27 метров. Скорости отступания здесь невелики: средняя скорость около 0,25 м/год, общая

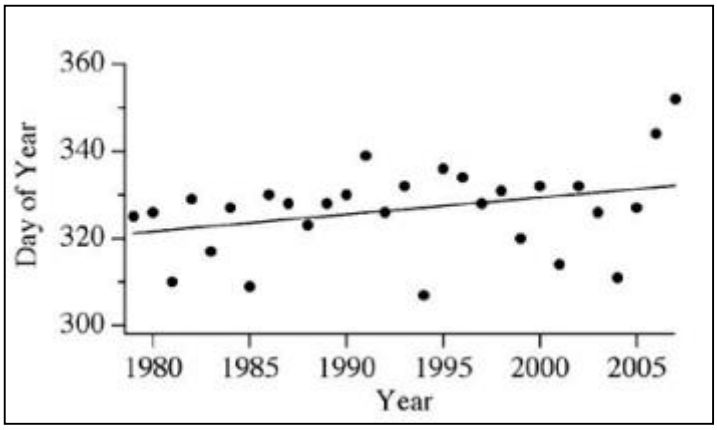


Рисунок 3.8. Время замерзания Берингова пролива (день года) (State of the Arctic…, 2011).

ширина отступившего участка (1967-2014 гг.) составила 12,5 метров. Разрушение берега здесь происходит в основном за счёт размыва талых осыпных отложений, а главным фактором, определяющим динамику разрушения пород, является большая высота берега, позволяющая при небольшой скорости отступания обеспечивать поступление на пляж и подводный береговой склон достаточного количества наносов для данных гидродинамических условий, а также включение в отложениях гравийно-галечникового материала, который при разрушении берега аккумулируется на пляже и способствует защите берега при интенсивном волновом воздействии.

Центральная часть изучаемого участка берега (створы 20-26) имеет высоту 10-18 (в среднем 14) метров и среднюю ширину пляжа около 17 метров. Береговой уступ представлен торфом, оторфованными супесями, разнозернистыми песками и суглинками, обнажающимися в его основании. В обнажении также присутствуют пластовые льды видимой мощностью до 1,5 м и простиранием до 5-7 м. Участок осложнён небольшой оползневой террасой (створы 23b-26) и несколькими термоэрозионными оврагами (створы 19-23a), имеющими на морском пляже выраженные конусы выноса. На этом участке скорости разрушения немного больше: 0,38 м/год при общем отступании берега 18,1 м. Скорость и характер отступания центральной части берега определяется в первую очередь, высокой льдистостью (W_{tot} = 42%) отложений, наличием пластовых льдов и торфа, что в целом при разрушении берега создаёт дефицит наносов и формирует узкий пляж, слабо защищающий берег при ветровых нагонах и штормах. Эти же факторы способствуют формированию здесь термоэрозионных оврагов и оползневой террасы. Фактически, несмотря на измеренные скорости отступания, эта часть берега разрушается наиболее интенсивно.

Северо-восточная часть террасы (створы 27-35) имеет абсолютную высоту 18-20 метров и среднюю ширину пляжа 25 метров. Визуально береговой уступ представлен песками различной крупности и фрагментарным обнажением серых суглинков в основании склона. Бровка берега ровная, скорости разрушения выше средних значений – 0,5 м/год при общей ширине отступания 23,8 м. Это может быть вызвано более мелким составом пород (меньшая примесь гальки, большая доля мелких песков), слагающих берег и более низкой высотой террасы по сравнению с юго-западной частью, о чём косвенно свидетельствует более узкий пляж.

Высота уступа и ширина пляжа на изучаемом участке берега тесно связаны (R^2 = 0,93, n = 37): чем выше уступ, тем шире пляж. Однако взаимосвязи скорости отступания берега с шириной пляжа или с высотой обрыва в пределах изучаемого участка берега прослеживаются слабо (коэффициент корреляции составляет (-0,45) и (-0,48) соответственно). Отсутствие указанных закономерностей означает необходимость поиска и оценки значения других факторов, влияющих на скорость отступания, поэтому для пород, слагающих береговой уступ в пределах пос. Лорино,

а также формирующих осыпной чехол был выполнен расчёт размываемости как интегрального показателя сопротивляемости пород размыву. Результаты расчёта показаны в Таблице 3.5.

Таблица 3.5. Исходные величины и результаты расчёта прочностного показателя размываемости для типов отложений, обнажающихся на берегу в пос. Лорино.

Тип отложений		*e*, *дол. ед.*	*φ*, °	*M*	C_∞, $\times 10^6$ Па	*R*, $\times 10^5$ Па	$K_{пр}$, $\times 10^{-6}$ $м^3 \cdot Дж^{-1}$	Категория размываемости
Тип 1a (суглинок)	талый	0,86	19	0,34	0,018	0,0616	0,162	III (быстрая)
	мёрзлый	0,5	24	0,24	0,06	0,1440	0,069	II (средняя)
Тип 1b (глина)	талая	0,86	16	0,42	0,043	0,0180	0,055	II (средняя)
Тип 2a (песок разно-зернистый)	талый	0,75	28	0,18	0,001	0,0012	5,568	IV (повышенная)
	мёрзлый	0,78	35	0,12	0,19	0,2281	0,044	II (средняя)
Тип 2b (песок мелкий)	талый	0,79	26	0,21	0,0005	0,0001	9,643	IV (повышенная)
	мёрзлый	0,84	24	0,24	0,23	0,0552	0,018	I (низкая)
Тип 3 (песок с растительными остатками)	талый	> 1	18	0,37	$2{,}5\times10^{-4}$	$9{,}2\times10^{-5}$	10,911	V (катастрофическая)
Тип 5 (супесь)	талая	0,93	28	0,18	0,005	0,0009	1,113	IV (повышенная)

Результаты расчётов и исходные величины, приведенные в таблице 3.4, показывают сильные различия в коэффициенте предельного сдвига породы ($K_{пр}$), определяющего категории размываемости. Это связано в первую очередь, с состоянием (талое или мёрзлое) и типом пород. Переход из мёрзлого в талое состояние снижает размываемость некоторых пород до 500 раз. Самая низкая категория размываемости у мёрзлых мелких песков (тип 2b), суглинков (1a) и глин (1b), самая высокая – у льдистых песков с растительными остатками. Типы пород, наиболее часто подвергаемые прямому волновому воздействию в пределах пос. Лорино (1a, 1b, 2a, 2b и 3), за исключением талых песков, имеют значения $K_{пр}$ в интервале $0{,}018\text{-}0{,}162\times10^{-6}$ $м^3 \cdot Дж^{-1}$, что соответствует I-III категориям размываемости (низкая, средняя и быстрая). Показатель для талых песков относится к категории IV-V (повышенная и катастрофическая). Это связано с тем, что при оттаивании песчаные отложения теряют связность и имеют крайне низкие значения предельно длительного сцепления C_∞. Включение гальки и гравия в пески может сильно искажать расчётные значения размываемости с реальной картиной, поскольку в этом случае возрастает гравитационная роль крупных обломков пород и их слабая способность к волновой

транспортировке, не учтенная в расчётах. Сравнение $К_{пр}$ для талого и мёрзлого суглинка (тип 1а) показывает, что при протаивании его сопротивляемость размыву падает более, чем в 2 раза, при этом $К_{пр}$ для мёрзлого песка (2а) и суглинка (1а) практически одинаков, что говорит о том, что при текущих мерзлотно-литологических условиях размыв этих пород происходит с одинаковой интенсивностью. Такое равенство связано с тем, что предельно длительное сцепление суглинка намного меньше, чем у песка, а поправочный коэффициент M, зависящий от угла внутреннего трения, наоборот – больше.

Попытки провести взаимосвязи нормализованного коэффициента размываемости N, рассчитанного для текущих мерзлотно-литологических условий берегового обрыва (см. рисунок 3.4), со значениями отступания берега по каждому створу показывают в целом более сильную корреляцию, чем взаимосвязь морфометрических параметров берега (высота клифа и ширина берега) и скорости береговой эрозии. При этом наблюдается интересная закономерность корреляции N со скорости отступания (Таблица 3.6).

Таблица 3.6. Корреляция данных об отступании морского берега в пос. Лорино за разные годы с нормализованным коэффициентом размываемости N по створам.

Период и способ получения данных об отступании берега	Корреляция (r) с нормализованным коэффициентом размываемости N
2010-2012 (космоснимок + геодезия)	0,638
2012-2013 (геодезия)	0,191
2013-2014 (геодезия)	0,587
2010-2014 (космоснимок + геодезия)	0,782
1967-2014 (комплексный подход)	0,193

Как показано в таблице, значения r варьируют в широких пределах. Это связано в первую очередь с тем, что, по-видимому, в разные временные периоды изменялась интенсивность волнового воздействия и, соответственно, варьировалось соотношение термоденудации и термоабразии, определяющих форму поперечного профиля берегового уступа и скорость отступания береговой бровки (Guenther et al., 2012). Это особенно видно на примере всего временного ряда (1967-2014 гг.). Также стоит отметить, что разовые замеры скорости отступания берега (в пределах одного года) не всегда хорошо взаимосвязаны с коэффициентом *N*, и чем больше временной ряд детальных исследований, тем сильнее эта взаимосвязь прослеживается: *r* = 0,191-0,587 за один год, 0,638 – за два; 0,782 – за четыре (Рисунок 3.9). Как показано на рисунке 3.9, при

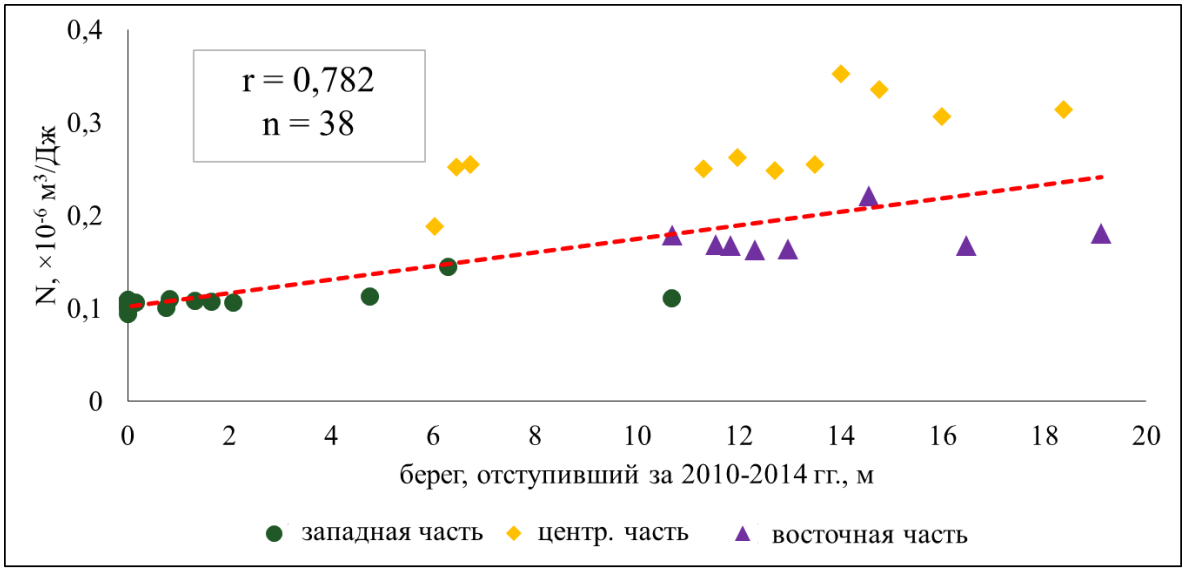


Рисунок 3.9. Корреляция между значениями ширины отступившего берега за 2010-2014 гг. и нормализованным коэффициентом размываемости N.

значениях *N* меньше $0{,}1\times10^{-6}$ м^3/Дж при текущих гидродинамических условиях отступание берега может отсутствовать.

Представленная методика является относительно простым расчётным алгоритмом перевода параметров мёрзлых и талых грунтов, определяемых при стандартных инженерно-геологических изысканиях в показатель, характеризующий сопротивляемость отложений размыву – размываемость. Данный метод может быть использован при прогнозировании скоростей отступания берега на участках перспективного хозяйственного освоения, где ввиду сильной мерзлотно-фациальной изменчивости в береговом обрыве обнажаются и подвергаются волновому воздействию различные типы пород. Для таких участков необходимо наличие информации о вышеуказанном наборе свойств мёрзлых и оттаивающих пород, слагающих прибрежную зону. Для выявления более точной корреляции между расчётными характеристиками и измеренными скоростями отступания берега необходимо опробование данной методики на других участках побережья, а также более точный учёт различных факторов

дифференциации берега: морфометрия берега, осложнённость оврагами и террасами, включение валунных отложений в береговой разрез, интенсивность волновой нагрузки и т. д.

Таким образом, на основании исследований ключевого участка берега в пос. Лорино, была выявлена динамика отступания побережья за 1967-2014 гг. Резкое возрастание скоростей отступания берега в 2010-2014 гг., по-видимому, связано с уменьшением площадей сезонных льдов в Беринговом море и соответствующее увеличение длительности периода открытой воды, определившие рост волнового воздействия на побережья. Свойства мёрзлых отложений как фактор динамики берега, были рассмотрены с точки зрения сопротивляемости пород размыву. Для этого был разработан интегральный *нормализованный коэффициент размываемости N*, позволяющий количественно оценить вклад геоморфологических и геокриологических факторов в скорость разрушения берега на уровне отдельных створов (поперечных профилей, проложенных через каждые 15-20 м). Больше всего размыву берега способствует высокая льдистость, разжижающая породы при протаивании, а также создающая дефицит талых отложений, торфяные и пылевато-песчаные отложения, обладающие высокой размываемостью, а также узкий пляж, слабо препятствующий проникновению волн к берегу.

3.2. Термоэрозия

Термоэрозия развивается во всех ландшафтных зонах от тундры до лесостепи, также она имеет место в районах с сезонным промерзанием и оттаиванием пород в период весеннего снеготаяния (Косов, 1959; Термоэрозия..., 1982). Кроме того, термоэрозия является одним из ведущих криогенных процессов рельефообразования, который во многом определяет современный облик криолитозоны (Воскресенский, 2001), в особенности, в период её хозяйственного освоения, когда она принимает катастрофические темпы и захватывает большие площади, существенно влияя на изменение инженерно-геологических условий территории (Кучуков, Ершов, 2001).

Эрозионные процессы в криолитозоне возникают при нарушении сплошности почвенно-растительного покрова под воздействием естественных причин (например, образование морозобойных трещин, солифлюкционные смещения, сплывы пород, дренирование озёр и т. д.) или хозяйственной деятельности человека (Косов, 1959; Косов, Константинова, 1973; Жигарев, 1975; Кучуков, Ершов, 2001; Хомутов, Лейбман, 2008). Для возникновения термоэрозии

необходимы 2 условия: распространение многолетнемёрзлых пород на склонах крутизной больше 1,5° и достаточное количество поверхностного стока для развития линейной эрозии. Особую опасность представляет выпадение жидких атмосферных осадков, когда их количество за сутки превышает месячную норму. В таких случаях линейная эрозия переходит в овражную (Кучуков, Ершов, 2001).

Как было указано выше, наличие многолетнемёрзлых пород не препятствует, а наоборот, способствует эрозии (Термоэрозия..., 1982), скорость которой зависит от температуры воздуха и потока, а также его способности к механическому смыву отложений. В зависимости от соотношения теплового и механического факторов возможны три принципиально различные схемы протекания процесса, которым соответствуют типы размыва, выделяемые по характеру взаимодействия водного потока с грунтом: 1) размыв непосредственно мёрзлых пород – мёрзло-эрозионный тип; 2) оттаивание и одновременный снос оттаивающего материала, контакт водотока с мёрзлым основанием – предельно-термоэрозионный тип; 3) опережающее оттаивание пород и контакт водотока с оттаивающими или оттаявшими отложениями – термоэрозионно-эрозионный тип (Лабораторные методы..., 1985; Методы..., 2004), иногда разделяемый на 2 отдельные категории (Кучуков, Ершов, 2001).

Эрозионные процессы, вызванные постоянными или временными водотоками, распространены на Восточной Чукотке повсеместно. Однако в виду того, что в результате четырёх плейстоценовых оледенений (Гасанов, 1969; Иванов, 1986) в предгорьях и на приморских равнинах накоплено значительное количество грубодисперсного материала (щебень, дресва с песчаным заполнителем и т. д.), русла рек и большинство овражных депрессий выстлано валунами, препятствующими размыв пород. Активная эрозия протекает в сильнольдистых торфянистых и суглинисто-супесчаных отложениях. Полевые наблюдения 2012-2017 гг. выявили, что на приморских равнинах Восточной Чукотки преобладает овражная термоэрозия.

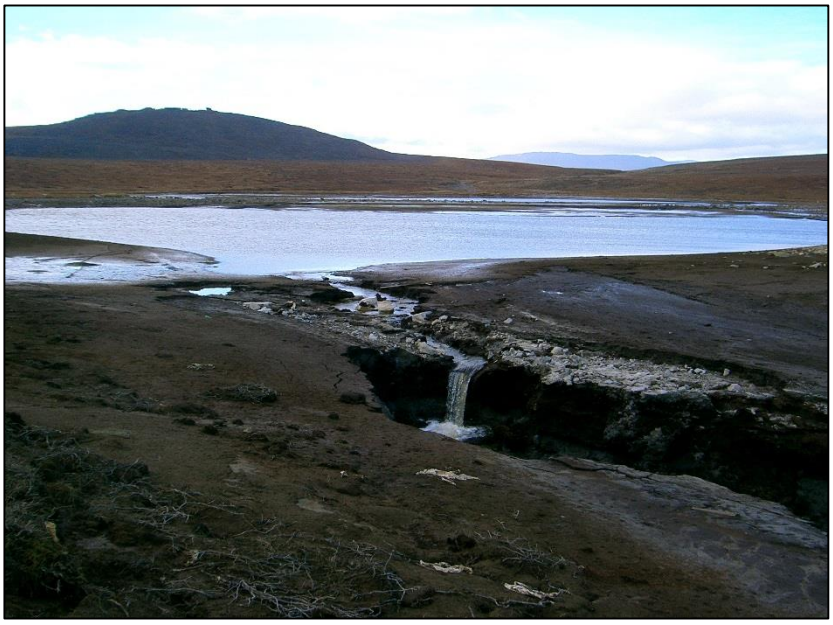


Рисунок 3.10. Каральское озеро в процессе его спуска (фото Зеленского Г.М., 2005 г.).

Одним из исследуемых объектов с точки зрения динамики термоэрозионных

процессов в регионе, является овраг, расположенный примерно в 1 километре на С-З от села Лаврентия (см. Рисунок 1.5). Он имеет длину около 1,5 км, ширину между бровками от 4 до 40 м и образовался в 2005 г. в результате спуска Каральского озера (Рисунок 3.10). Овраг впадает в залив Лаврентия.

Согласно сведениям местных жителей, ручей, вытекающий прежде из озера, начал активно размывать русло, за несколько дней образовав промоину глубиной до 5 метров. В стенках промоины были видны пласты льда и ледяные жилы (Рисунок 3.11) К моменту полевых исследований автором (2012 г.), борта оврага сохраняли обнажение подземных льдов вплоть до 2014 г., что свидетельствует о довольно активном сносе оттаявшего материала и значительной эродирующей силе потока.

В период полевых исследований 2012 г. была проведена тахеометрическая съёмка оврага, а в обнажениях произведено описание верхней, средней и нижней части оврага. Схематичные разрезы обнажений показаны на рисунке 3.12.

Рисунок 3.11. Промоина, образованная через 6 дней после начала размыва. На заднем плане видно ледяную жилу (фото Зеленского Г.М., 2005 г.).

Описание обнажений.

Верхняя часть оврага (100 м от озера):

0-6 см - дернина чёрного цвета с примесью дресвы и гальки;

6-22 см - торф, мокрый, тёмно-коричневый, с корнями и дресвой;

22-50 см - суглинок тяжёлый, талый, охристого цвета, с дресвой и гравием, в нижней части чётко и неровно переходит в сизый оттенок;

50-70 см - переслаивание талого суглинка серого и торфа чёрного, преимущественно без обломков, но с примесью веточек и корней;

70-125 см - торф бурый и тёмно-бурый, мёрзлый, с включениями гальки и гравия и линзами суглинка серого оторфованного, криотекстура тонкошлировая, лёд в шлирах чистый, расположение шлиров хаотичное, толщина шлиров до 3 см;

125-185.. см - суглинок тяжёлый, серый, сильнольдистый, с множеством включений обломочного материала разной степени окатанности и диаметром 2-180 мм, криотекстура сетчатая.

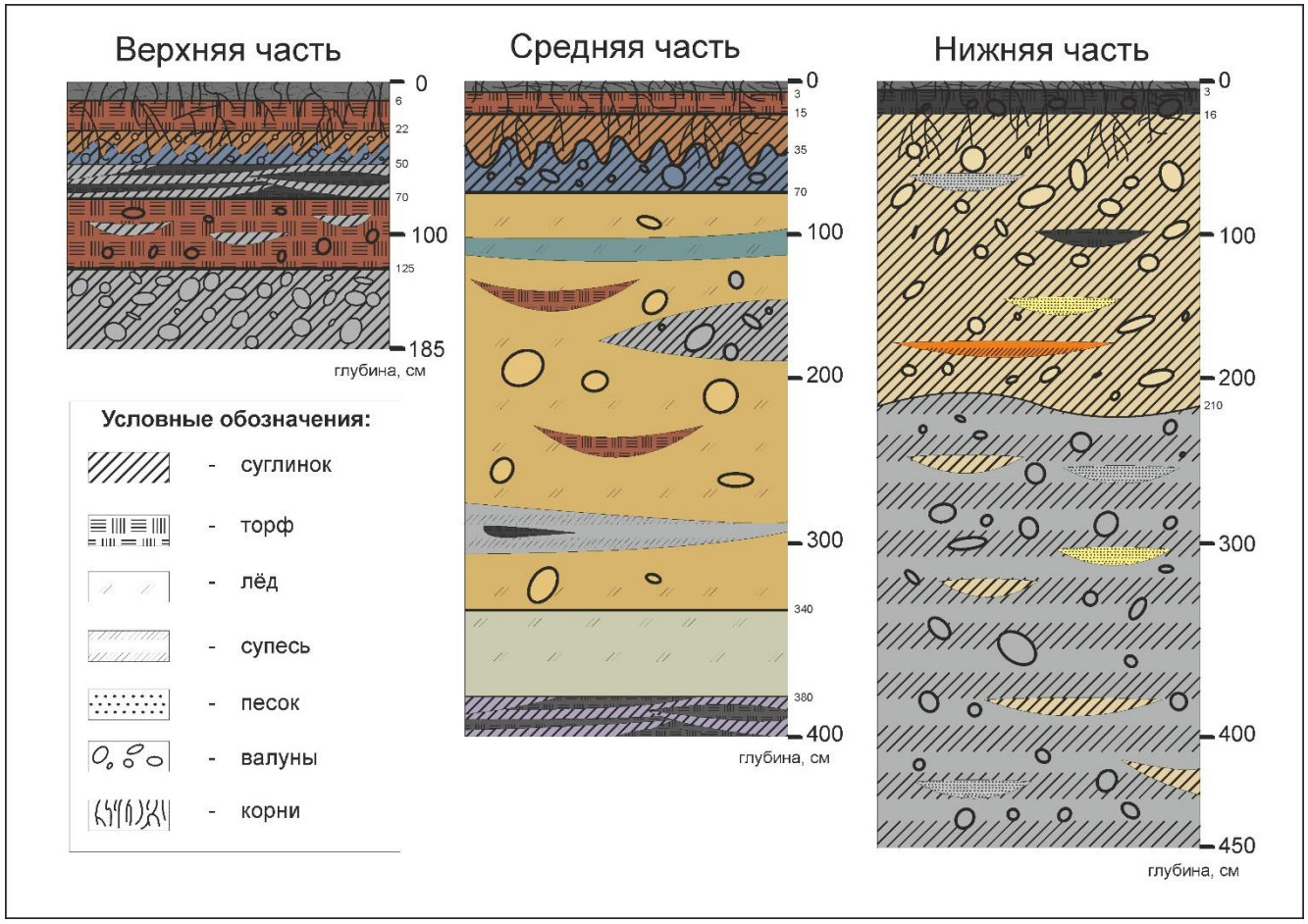


Рисунок 3.12. Схематичные разрезы верхней, средней и нижней частей оврага.

Средняя часть оврага (500 м от озера):

0-3 см - растительный опад и мох;

3-15 см - торф тёмно-бурый, с многочисленными включениями корней, талый;

15-35 см - суглинок тяжёлый, серо-бурого цвета, с включениями дресвы и корней, талый, подошва фестончатая;

35-70 см - суглинок тяжёлый, сизого цвета, с включениями гравия и дресвы, талый;

70-340 см - лёд серый, мутный, включающий в себя переслаивание:

– льда мутного, серо-бежевого с включениями суглинистых частиц и отдельных гнёзд суглинка;

– льда чистого, с пузырьками горизонтальной ориентировки и максимальной длиной 3-4 мм;

– линз торфа тёмно-бурого, сильнольдистого, с включениями корней;

– суглинка оторфованного, тёмно-серого цвета, сильнольдистого;

– линз супеси серой с включениями торфа чёрного, слабольдистой;

– обломков разной степени окатанности, диаметром до 0,5 м;

– льда матового, белого;

340-380 см - пласт чистого льда с серо-палевым оттенком;

380-400... см - переслаивание суглинка сизого, тяжёлого, с включениями гравия и торфа тёмно-серого.

Нижняя часть оврага (20 м от побережья залива):

0-3 см - растительный опад и мох;

3-16 см - торф тёмно серый, с включением корней, дресвы, гальки и валунов;

16-210 см - суглинок палево-серый, талый, с линзами чёрного торфа (толщиной до 5 см), супеси охристой (толщина до 7 см), песка среднезернистого, светло-серого и светло-палевого, сверху слой пронизан корнями, по всей мощности хаотично встречаются обломки различной степени окатанности и размера (от 2 до 40 см);

210-450 см - супесь серая, талая, с включениями обломочного материала различной степени окатанности и размера, а также с прослоями и линзами песка светло-серого и светло-палевого, средней зернистости и палево-серого суглинка.

Как видно из описания обнажений, отложения, прорезаемые оврагом, в верховьях имеют высокую визуальную льдистость, а в среднем его течении части и вовсе присутствуют пластовые льды, по-видимому, интерпретированные в этом регионе Ш.Ш. Гасановым (1969) как инъекционные или повторно-инъекционные. Эти льды создают дефицит отложений при оттаивании, при этом вмещающие породы состоят, в основном, из торфа и суглинистых отложений, которые при разжижении легко уносятся потоком, оставляя заметный шлейф взвеси в море. Эти факторы определили относительно быстрый и продолжительный рост оврага: скорость отступания бровки в верхней части в 2012 г. достигал 3 метров за 1,5 летних месяца. На момент 2016 г. овраг приостановил рост: мёрзлые обнажения оказались погребены под слоем талого валунного суглинка.

Одной из основных причин, по которым произошёл спуск озера и, соответственно, развитие оврага, являются погодные условия летнего периода 2005 года. Как видно на рисунке 3.13, этот год оказался самым дождливым за последние 15 лет (2000-2015 гг.), а сумма положительных среднесуточных температур воздуха (Degree Days Thawing index – DDT) характеризует этот год как относительно тёплый. Совместное воздействие высоких летних температур и большого количества осадков способствовало глубокому сезонному протаиванию: согласно данным мониторинга деятельного слоя (см. Гл. 2.), сезонное протаивание в 2005 году имело

максимальную глубину с 2000 г. Оно затронуло верхние льдистые горизонты многолетнемёрзлых пород, формирующих перемычку между озером и ручьём и защищающих его от дренирования. Решающую роль в начале катастрофического размыва отложений сыграл

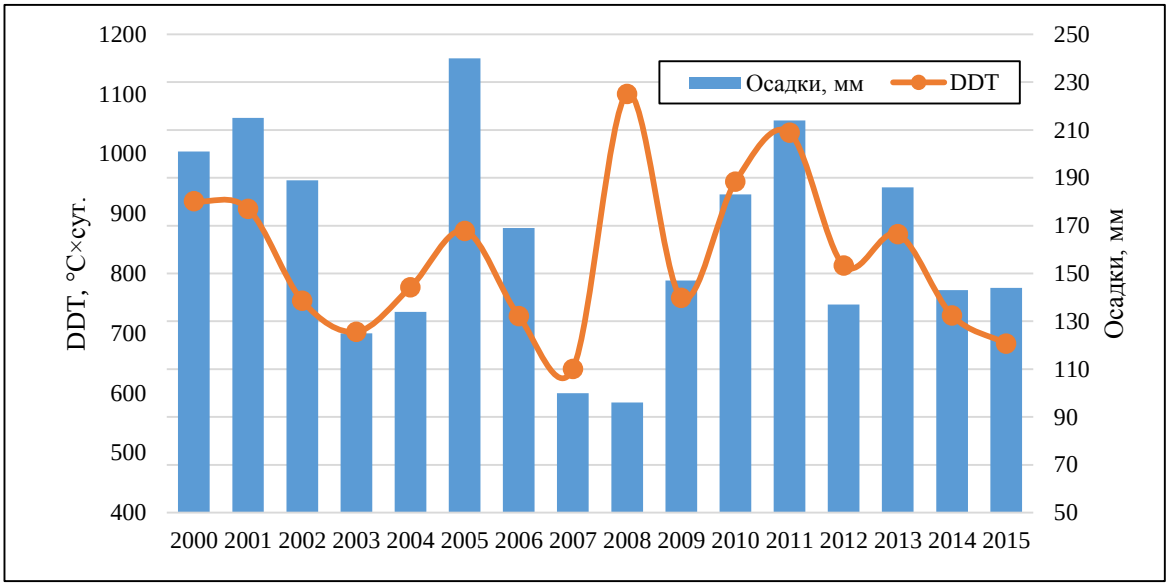


Рисунок 3.13. Сумма летних осадков (мм) и количество положительных градусо-дней (°C × сут.) по метеостанции Уэлен за 2000-2015 гг. (http://aisori.meteo.ru/ClimateR).

повышенный уровень воды в озере в результате осадков, который определил увеличившийся расход и, соответственно, эродирующую силу ручья.

По словам местных жителей, аналогичным образом в этом же году было дренировано одно из озёр в Мечигмено-Колючинской депрессии, расположенной в районе Мечигменского залива. Количество оврагов и эрозионных промоин, сформировавшихся в этот год, может быть и больше, однако в виду удалённости и относительно слабой освоенности территории, получить такие сведения затруднительно.

Таким образом, рассматривая природные факторы, определяющие развитие эрозионных процессов в криолитозоне приморских равнин Восточной Чукотки, можно сделать вывод, что термоэрозионная активность наиболее отчётливо проявляется в дождливые и тёплые летние сезоны, а интенсивность этих процессов зависит не только от состава и льдистости отложений, но и от наличия залежеобразующих подземных льдов.

Стоит отдельно отметить, что активизация эрозионной деятельности на морском побережье в последние годы способствует образованию многочисленных естественных обнажений мёрзлых пород и подземных льдов. Например, вблизи с. Лаврентия и в пос. Лорино были описаны полигонально-жильные льды (Рисунок 3.14), прежде не обнаруженные или считавшиеся

пластовыми залежами (Гасанов, 1964; Иванов, 1986). Кровля указанных жил залегает практически сразу под подошвой сезонно-талого слоя, а возраст согласно радиоуглеродным датировкам (Буданцева и др., 2017), является раннеголоценовым (8-11 тыс. лет). Обнажения

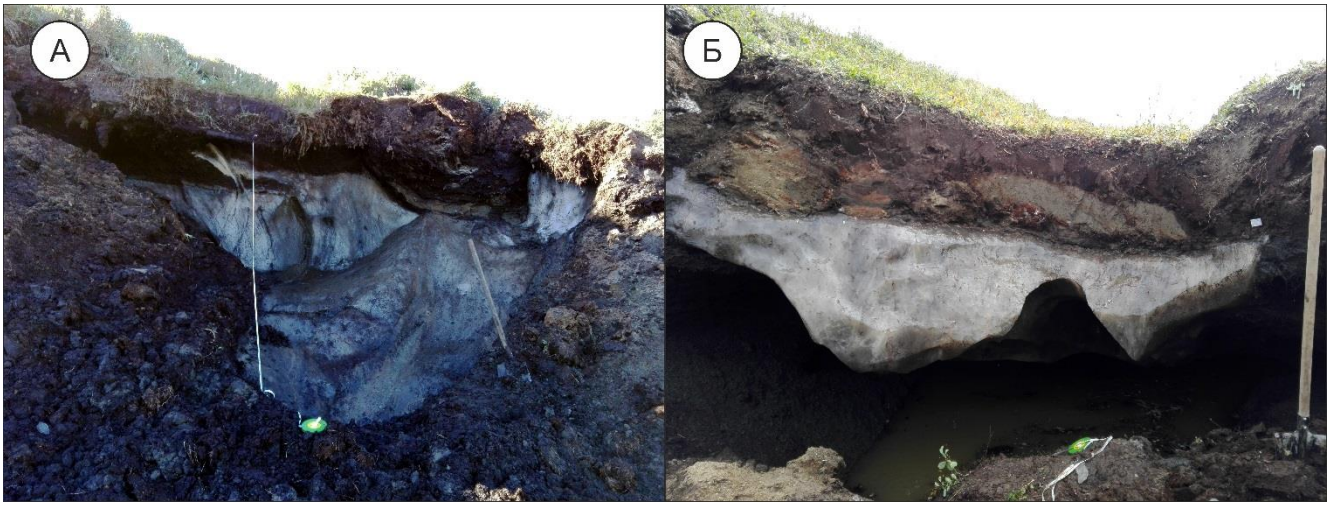


Рисунок 3.14. Полигонально-жильные льды, обнаруженные (А) в пос. Лорино и (Б) в 3 км к югу от пос. Лаврентия (фото Маслакова А.А., 2017).

пластовых льдов (Рисунок 3.15) также часто встречаются в отложениях, слагающих морские берега. Они имеют различный генезис, простирание и структуру льда.

Рисунок 3.15. Пластовый лёд в береговом обнажении вблизи устья р. Аккани (Чульхевеем) (фото Маслакова А. А., 2016 г.)

Факт повсеместного обнажения мёрзлых пород и подземных льдов в последние годы, несомненно, свидетельствует об увеличении активности эрозионных процессов, и вместе с тем, позволяет проводить комплексные геохимические (Буданцева и др., 2017), палеокриологические (Васильчук и др., 2016), палеогеографические и прочие виды исследований, ранее недоступных в данном регионе.

ГЛАВА 4. АНТРОПОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫЕ ПОРОДЫ

Как упоминалось ранее, территория Восточной Чукотки не является регионом активного хозяйственного освоения: вся антропогенная нагрузка сконцентрирована в пределах береговых национальных поселений, население которых не превышает 5000 человек, а общее население региона не превышает 50 тыс. человек (www.gks.ru). Поселения застроены 1-2-этажными (изредка 5) домами, имеющими различное воздействие на мёрзлые основания. Более крупные посёлки (с населением более 1000 жителей) имеют централизованное теплоснабжение и канализацию. Модельным поселением, на основе которого была подробно рассмотрена антропогенная нагрузка на многолетнемёрзлые породы, является посёлок Лорино, который считается крупнейшим населённым пунктом (около 1300 человек) с преобладанием коренных народов Севера на востоке Чукотки (www.gks.ru). Здесь также присутствуют объекты коренного промысла: охота на морских млекопитающих и пушное звероводство.

4.1. Инженерно-геокриологические условия в пос. Лорино

Мерзлотно-литологические условия прибрежной части поселения в уже описаны в Гл. 3.1.2. Поселение располагается на останце плейстоценовой террасы высотой 15-25 м. над уровнем моря, сложенной в основном ледниково-морскими песчано-галечниковыми отложениями – т. н. Мечигменским и Крестовским слоями (См. Рисунок 3.4) (Гасанов, 1969; Иванов, 1986).

В результате проведения инженерных изысканий 1979 года было выделено 8 инженерно-геокриологических элементов (ИГЭ) (Технический отчёт..., 1979а):

- Насыпной грунт (ИГЭ 1);
- Торф с супесью (ИГЭ 2);
- Супесь льдистая, засолённая (ИГЭ 3);
- Песок гравелистый, сильнольдистый (ИГЭ 4);
- Гравийный грунт, слабольдистый (ИГЭ 5);

- Песок средней крупности с примесью растительных остатков, слабольдистый, засолённый (ИГЭ 6);

- Песок крупный, слабольдистый, засолённый (ИГЭ 7);

- Песок мелкий, слабольдистый, засолённый (ИГЭ 8).

Мечигменский и Крестовский слои (ИГЭ 7 и 8) представлены переслаиванием мелких песков серого цвета, и крупных песков, серого и желтовато-серого цвета с включениями галечникого материала. Вскрытая мощность отложений 0,8-10,4 м, ближе всего к поверхности они выходят в западной и восточной частях села, практически во всех скважинах, где встречены эти слои – их подошва не была достигнута. Грунт твёрдомёрзлый, криогенная текстура массивная, реже – слоистая (Технический отчёт..., 1979а).

Отложения Мечигменского и Крестовского слоя локально перекрываются песками средней крупности слабольдистыми и засолёнными, с примесью растительных остатков (ИГЭ 6). Они распространены в виде линз в юго-восточной части села, в верхней части разреза. Вероятнее всего, во время формирования слоя здесь находилась небольшая мелководная лагуна, условия которой способствовали произрастанию и накоплению органики. Мощность слоя 2,0-2,8 м. Грунт серого цвета, твёрдомёрзлый, засолённый. Криогенная текстура массивная, реже слоистая (Технический отчёт..., 1979а).

В западной и юго-западной части села на кровле песков расположен гравийный грунт (ИГЭ 5), вероятно, одного возраста с подстилающими отложениями и, преимущественно, водно-ледникового генезиса (Иванов, 1986). Грунт слабольдистый, желтовато-серого и жёлтого цвета, рыхлого сложения, развит, в основном, в верхней части разреза в интервалах глубин 0,7-1,8...3,0-5,0 м. Мощность слоя 1,0-4,0 м, увеличивается при движении на юго-запад территории до 8 и более метров. Отложения твёрдомёрзлые незасолённые, криогенная текстура массивная, размер включений 0,2-2 см, в составе преобладает галька прочных гранитоидов. В оттаявшем состоянии грунт водонасыщенный (Технический отчёт..., 1979а).

В центральной части поселения, перекрывая пески с органикой (ИГЭ 6), расположен горизонт гравелистых морских песков (ИГЭ 4). Вероятно, они, как и слой 6, также формировались в условиях заполнения морской лагуны. Отложения твёрдомёрзлые, сильнольдистые, желтовато-серого и серого цвета, развиты в интервале глубин 0,3-1,5...3,0-5,0 м. Мощность слоя 1,5-4,5 м. Грунт засолённый, криогенная текстура массивная, иногда слоистая [Технический отчёт..., 1979а].

На северо-востоке и в центре села практически с поверхности залегают супесчаные отложения (ИГЭ 3). Супесь льдистая, засолённая, серого цвета. Она содержит включения гальки от 10 до 30%. Размер гальки 3-5 см. грунт твёрдомёрзлый, криогенная текстура слоистая. В

оттаявшем состоянии грунт текучей консистенции. Супесь сильнопучинистая (Технический отчёт..., 1979а).

Практически повсеместно (за исключением северо-востока села) с поверхности или под насыпным грунтом залегают современные болотные отложения - торф мощностью 0,3-2,0 м (ИГЭ 2). Торф имеет коричневый цвет и примеси супеси до 30-40%. Криогенная текстура базальная, реже слоистая. В районе термоэрозионных оврагов (южная часть поселения) мощность его достигает 4,0 м (Технический отчёт..., 1979а).

Насыпной грунт (ИГЭ 1), распространён на застроенной территории мощностью 0,4-1,5 м, слежавшийся, средней плотности, в тёплое время года в талом состоянии – влажный. Он представлен гравийным грунтом с супесью, реже галечниковым грунтом с супесью (Технический отчёт..., 1979а).

Некоторые нормативные и расчётные значения показателей физико-механических свойств выделенных ИГЭ приведены в Таблице 4.1.

Таблица 4.1. Некоторые нормативные и расчётные значения показателей физико-механических свойств выделенных ИГЭ (в мёрзлых грунтах) (Технический отчёт..., 1979а).

Показатели физико-механических и теплофизических свойств грунтов	ИГЭ 1	ИГЭ 2	ИГЭ 3	ИГЭ 4	ИГЭ 5	ИГЭ 6	ИГЭ 7	ИГЭ 8
Суммарная влажность, дол. ед.	0,1	0,3	0,3	0,58	0,2	0,29	0,24	0,26
Объёмная масса скелета грунта, г/см^3	1,74	0,93	1,45	0,94	1,68	1,34	1,5	1,45
Степень заполнения пор льдом и незамёрзшей водой, дол. ед.	-	-	0,5	0,92	1,0	0,87	0,9	0,91
Засолённость, %	-	-	0,24	0,06	0,06	0,14	0,12	0,21
I_{tot}, дол. ед.	<0,03	-	0,24	0,43	0,14	0,16	0,1	0,1
Коэффициент теплопроводности талого/мёрзлого, Вт/м*°С	1,76/ 2,03	1,04/ 1,67	1,74/ 1,8	2,38/ 2,61	2,41/ 2,61	2,09/ 2,32	2,2/ 2,44	2,2/ 2,44
Теплоёмкость грунта талого/мёрзлого, кДж/м^3*°С	2310/ 1953	3444/ 3150	3024/ 2184	3444/ 2184	2990/ 2276	3024/ 2184	2961/ 2265	2961/ 2205

Ввиду того, что отложения на пляже Мечигменского залива талые, они были вынесены отдельно. На участке пляжа выделено 2 ИГЭ: песок средней крупности (ИГЭ 9) и суглинок тугопластичный (ИГЭ 10). Песок средней крупности (ИГЭ 9), с галькой, желтовато-коричневого цвета, относится к позднеголоценовым отложениям, вероятно морского генезиса (образовался в результате размыва берегов). Имеет рыхлое сложение. Суглинок (ИГЭ 10) имеет чёрный цвет, тугопластичный, подстилает пески на глубине 3,0 м. Полная мощность скважиной, пробуренной на пляже до 10 м, не вскрыта.

Площадное расположение описанных отложений изображено на схеме (Рисунок 4.1), которая отображает инженерно-геологические условия в интервале глубин 1-2 метра (под слоем

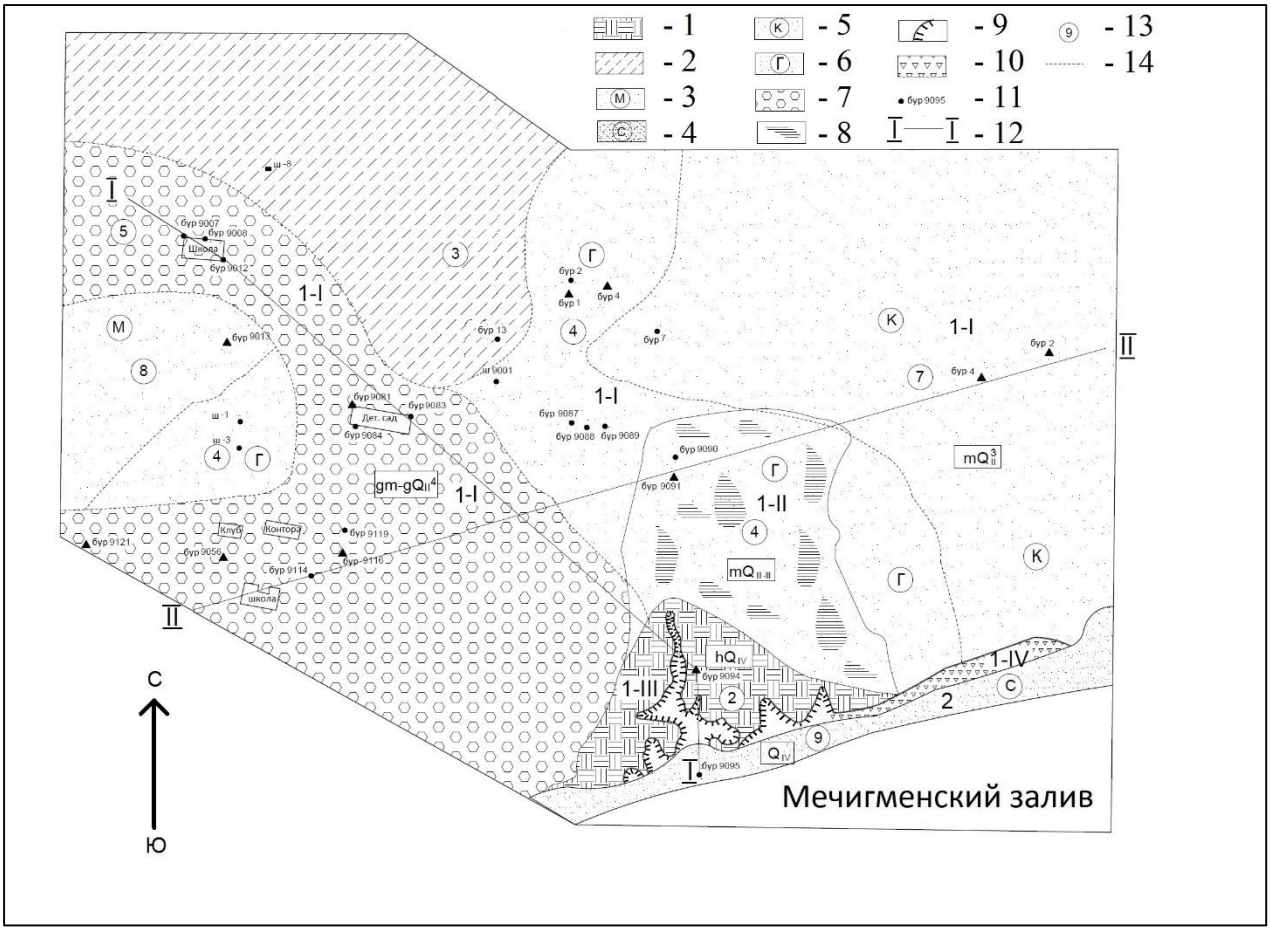


Рисунок 4.1. Схема инженерно-геологических условий, совмещённая со схемой инженерного районирования с. Лорино. Условные обозначения: 1 – торф; 2 – супесь льдистая; 3 – песок мелкозернистый слабольдистый; 4 – песок среднезернистый, талый; 5 – песок крупнозернистый слабольдистый; 6 – песок гравелистый сильнольдистый; 7 – грунт гравийный слабольдистый; 8 – заболоченность; 9 – термоэрозионные овраги; 10 – осыпи; 11 – буровая скважина и её номер; 12 – литологические границы; 13 – номер ИГЭ; 14 – линии разрезов (по данным Технического отчёта... (1979а)).

насыпного грунта). На ней также отображены инженерно-геологические районы (Технический отчёт..., 1979а): 1-I - Морская терраса – 15-28 м над уровнем моря, с уклоном поверхности 1-2°; 1-II - Морская терраса с уклоном поверхности 0-1° и абсолютными отметками 18-23 м; 1-III - Участок с рельефом, расчленённым оврагами; 1-IV - Уступ террасы высотой 18-22 м, крутизной 70-80°; 2 - Пляж Мечигменского залива.

В пределах поселения присутствует решётка полигонально-жильных льдов, прорезающих торфяные отложения и обнажающихся в береговом обрыве (Рисунок 4.2). Мощность жил

достигает 3 метра, их возраст- раннеголоценовый (Буданцева и др., 2017). Кровля жил располагается практически сразу под подошвой сезонноталого слоя.

Рисунок 4.2. Ледяная жила, обнажающаяся в береговом обрыве пос. Лорино (фото Маслакова А.А., 2016 г.).

Нормативная глубина сезонного оттаивания в пределах поселения составляет 1,4-2,2 м, в зависимости от состава грунтов СТС (Технический отчёт..., 1979а). Фактическая глубина сезонноталого слоя в поселении была измерена осенью 2013 г. при помощи радиолокационного метода (георадар), позволяющего отчётливо выявить кровлю многолетнемёрзлых толщ (Отчёт..., 2013). Результаты зондирования, представленные на Рисунке 4.3, показывают, что территория поселения является зоной распространения повышенного сезонноталого слоя (СТС) с изолинией 1,5 метра. В целом, участки более глубокого сезонного протаивания (более 2 метров) приурочены к овражной сети и районам старой застройки (1960-1970-х гг.).

Температуры горных пород на подошве слоя годовых колебаний (10-12 м) изменяются в районе -1,8..-4,8°С (Технический отчёт..., 1979а, 1984). Своеобразием отличается температурный режим в наиболее застроенной части села. Здесь, на сравнительно небольших расстояниях друг от друга, отмечаются резкие изменения температур, что связано с отепляющими или дополнительно охлаждающими факторами, вызванными деятельностью человека.

Среди экзогенных геологических процессов в пределах территории наиболее активно протекает разрушение берегового уступа (см. Гл. 3.1.2) и термоэрозия по льдистым отложениям. Термокарст и морозное пучение также имеют распространение, но выражены не так сильно. Следы морозобойного растрескивания железобетонных конструкций обнаружены не были.

Таковы текущие инженерно-геокриологические условия грунтов в поселении Лорино. Территория посёлка стоит на останце ледниково-морской террасы высотой 15-25 м, сложенной в основном разнозернистыми песками с присутствием залежеобразующих льдов. С поверхности терраса перекрыта торфом или насыпным грунтом. Температуры ММП в пределах застройки колеблются в широких пределах, однако основная их часть относится к низкотемпературным

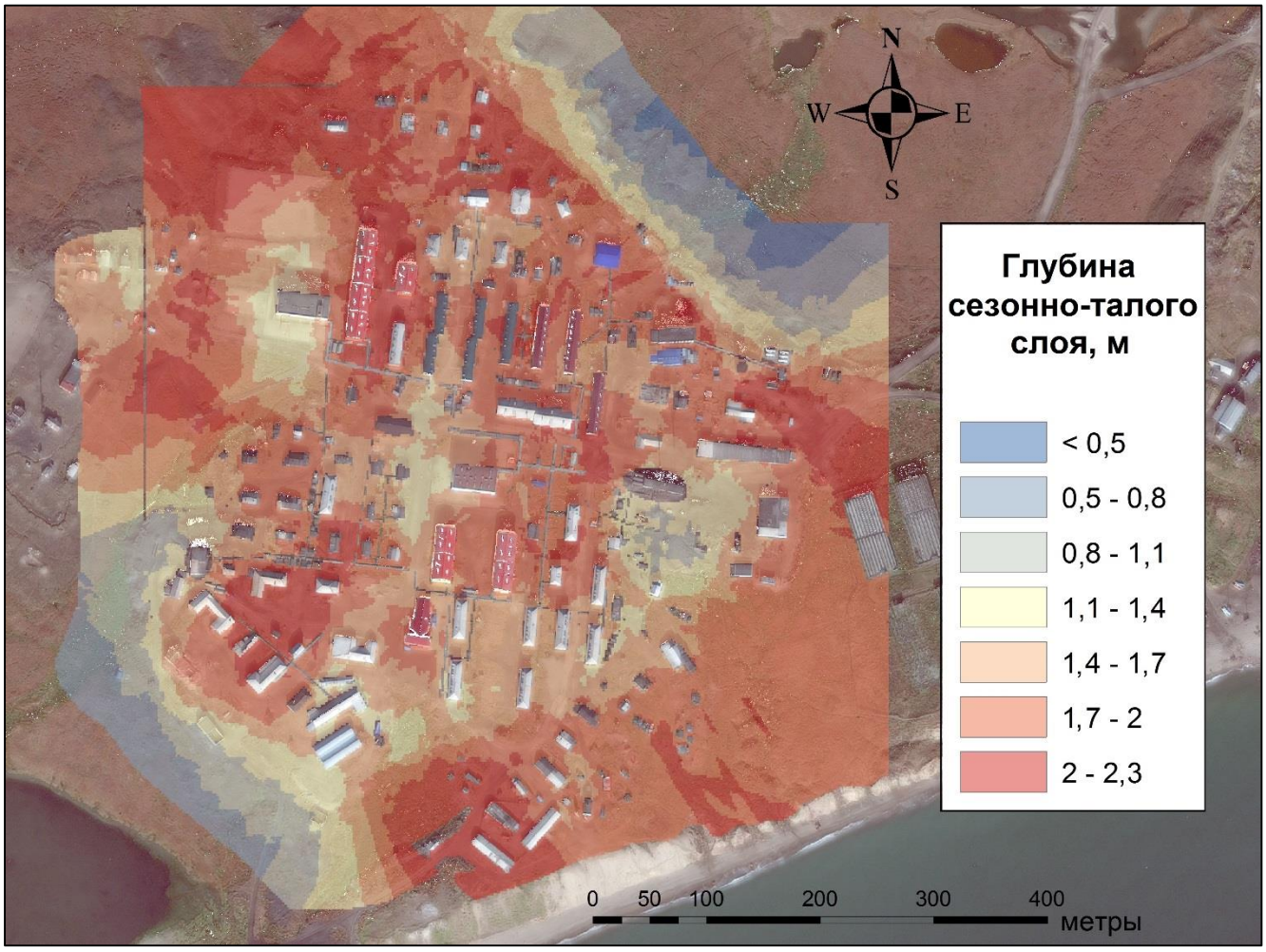


Рисунок 4.3. Карта-схема сезонного протаивания в поселении Лорино (на конец сентября, 2013 года).

грунтам (T_0 < -4°C). Глубины оттаивания колеблются в пределах 1,5-3 метров, в зависимости от степени антропогенной нагрузки, которая определяет не только мощность сезонноталого слоя, но и мерзлотные условия в целом.

4.2. Оценка и типизация текущих антропогенных нагрузок на ММП

Инженерные сооружения в поселении Лорино (например, котельные) оказывают заметный вклад в изменение температурного режима вечномёрзлых грунтов. К сожалению, с момента проведения последних изысканий (1989 г.) никаких новых данных о температуре многолетнемёрзлых пород не существует (во всяком случае, в открытом доступе). Поэтому характеризовать современные мерзлотные условия с точки зрения температур грунтов по материалам 25-летней давности, некорректно.

Однако, существует объект природной среды, который очень чутко и динамично реагирует на любые изменения внешних воздействий и нарушения – сезонноталый слой. Он определяется глубиной сезонного протаивания, изменение которой при хозяйственном освоении является важнейшим критерием для оценки техногенного воздействия на вечную мерзлоту. Глубина СТС влияет на температуру слоя годовых теплооборотов и определяет такие инженерно-геокриологические параметры, как несущая способность вмороженных свай и силу морозного пучения, а также определяет интенсивность развития термокарста и термоэрозии.

Представленная на Рисунке 4.3 карта-схема показывает распределение мощности СТС на окончание тёплого периода 2013 года. Как уже было сказано выше, территория поселения характеризуется повышенными значениями СТС, которые достигают местами 3 метров (Отчёт…, 2013). При этом под тепловыделяющими объектами возможно существование круглогодичных таликов ещё более значительной мощности, но, к сожалению, прямых измерений под этими объектами не проводилось. Полученные в ходе георадиолокационных измерений данные позволяют с применением ГИС-технологий определить среднее, максимальное и минимальное значения СТС под каждым объектом или территорией. Однако для определения степени их воздействия на многолетнемёрзлые породы необходима общая классификация различных инженерных сооружений и зон по степени влияния (отепляющего или охлаждающего) на ММП. Такая классификация была создана на основе полевых наблюдений,

дешифрирования космических снимков, устной консультации с к.г.-м.н. В. И. Гребенцом и опубликованных материалов (Гребенец, Садовский, 1993). Как видно из Рисунка 4.4, было выделено 12 категорий объектов и территорий, классифицированных в порядке от наибольшего

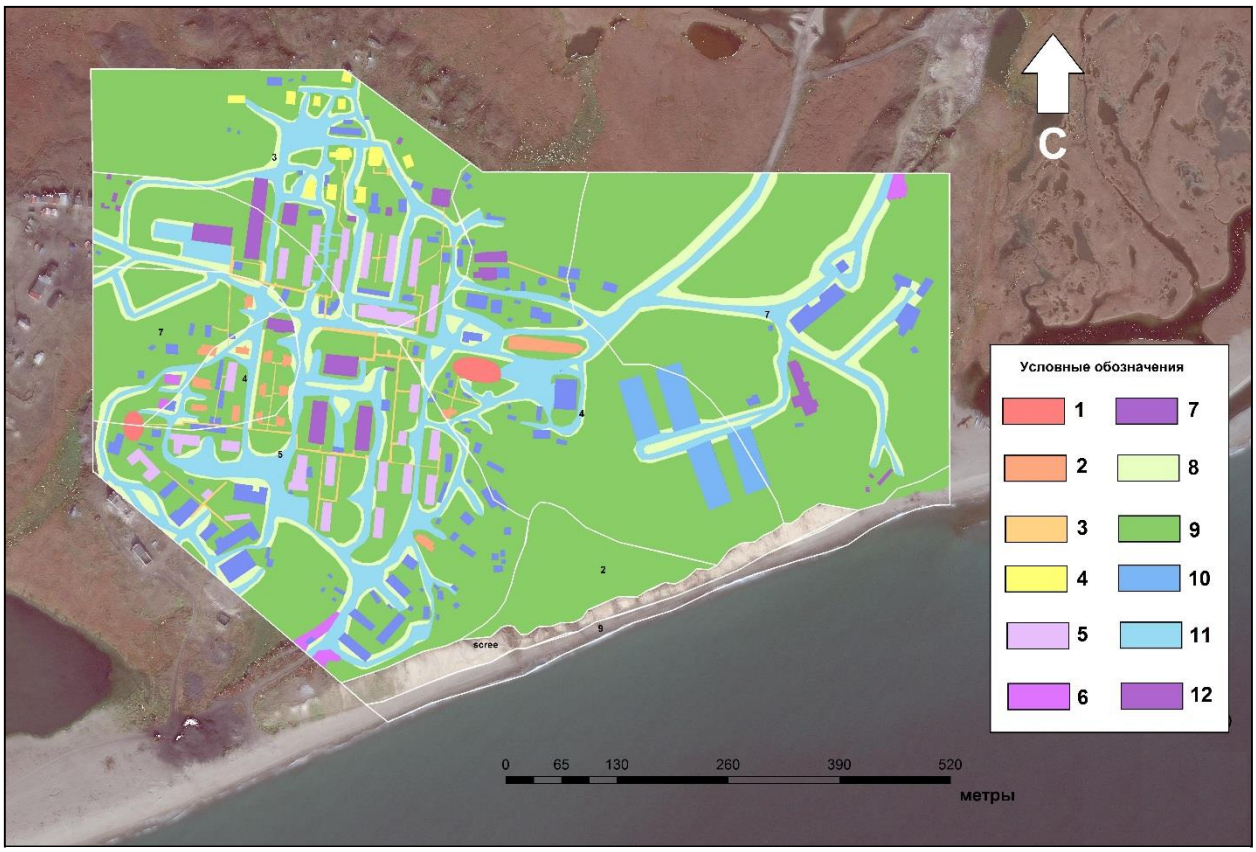


Рисунок 4.4. Классификация инженерных объектов и территорий в пос. Лорино (пояснения к легенде в тексте).

отепления к наибольшему охлаждению грунтов. Ниже приведены краткие описания этих классов.

I. Тепловыделяющие системы:

1) Котельные и их окрестности. Поскольку котельная – это мощное тепловыделяющее сооружение, то целесообразно было выделить не только контур здания, но и окружающую территорию, на которую распространяется тепловое воздействие. Таких котельных в поселении две – на западе и на востоке поселения.

2) Здания, построенные по II принципу, т. е. без учёта мерзлотного фактора (Свод Правил.., 2012б). В основном, это «квартал» одноэтажных домов на западе села, между улицами Ленина и Енок. Эти здания строились ещё в середине XX в (в 1967 году они уже были на геодезических планах), поэтому никаких нормативных документов и указаний по строительству к ним не применялось. Эти сооружения имеют поверхностный фундамент: полы идут «по грунту».

3) Коллектора и коммуникации. По большей части коммуникации в Лорино устроены наземным способом в деревянных и железобетонных коробах (Рисунок 4.5). Коммуникации в поселении довольно старые (за редким исключением), качество теплоизоляции со временем ухудшилось; нередко происходят аварии, сопровождающиеся разливами горячей воды.

Рисунок 4.5. Коммуникации в железобетонном коробе (фото Краева Г. Н., 2013 г.).

4) Здания, которые имеют небольшой зазор между полами и грунтом (минимум 20 см), т. е. существует определённый слой теплоизоляции – воздушная прослойка. Этот класс сооружений представляют частные дома на севере поселения, которые были построены жителями в последние 20-25 лет. Они возведены без строгого соблюдения строительных норм, но при этом, всё же приподняты над поверхностью земли.

5) Здания, в которых применялись первые попытки организации холодных проветриваемыхподполий – ХПП (подполья есть, но не организованы, либо в подпольях набросан слой опилок) – как правило, двухэтажные дома 60-70-х гг. постройки.

6) Свалки. На этих территориях периодически горит и разлагается мусор, при этом происходит слабое растепление грунтов.

7) Здания с организованными холодными подпольями (ХПП). Это, как правило, жилые дома 2000-х гг. постройки, а также школа-интернат и детский сад, при возведении которых учитывались требования национальных строительных норм и правил. Очевидно, что к этому классу можно отнести временно отапливаемые хозяйственные сооружения жителей села (балки), т. к. их тепловое влияние на вечномёрзлые грунты весьма незначительно.

II. Нетепловыделяющие комплексы:

8) Скопления снега по обочинам расчищаемых дорог, которые оказывают значительное влияние на температурный режим деятельного слоя: зимой они препятствуют сильному выхолаживанию грунтов, а летом продолжительно тают и обводняют территории (сокращая при этом приток тепла в грунты).

9) Пустыри внутри застройки, нарушенные территории в окрестностях поселения (участки с нарушенным мохово-растительным покровом при проезде гусеничного транспорта, некогда застроенные территории, захламлённые площадки).

10) Шеды (постройки для содержания пушных зверей) звероферм. Особенность этого класса сооружений в том, что круглый год под шедами производится езда гусеничным или колесным транспортом, а также происходит накопление и удаление продуктов жизнедеятельности промысловых песцов.

11) Детские площадки, площади, дороги – территории, регулярно очищаемые от снега зимой и препятствующие просачиванию летней атмосферной влаги в грунты.

12) Холодные склады и заброшенные здания, имеющие самое заметное охлаждающее действие на верхнюю часть грунтов, поскольку они не отапливаются, препятствуют проникновению солнечного света и конвективному переносу воздушных масс, а также исключают отепляющее влияние снега.

Рисунок 4.6. Распределение классов по площадям занимаемой территории.

Площади всех объектов подсчитаны, их процентное соотношение представлено на Рисунке 4.6. Как видно, 2/3 площади поселения занимают нарушенные территории и пустыри. Затем идут дороги с площадями и места скопления снега. На тепловыделяющие объекты приходится не более 5% территории поселения.

В виду того, что одни и те же сооружения, стоящие на различных литокриогенных основаниях, по-разному воздействуют на них (в связи с различиями в теплофизических и механических свойствах), то полученные классы целесообразно разделить согласно инженерному районированию 1989 г. (см. Рисунок 4.1), поскольку геокриологические

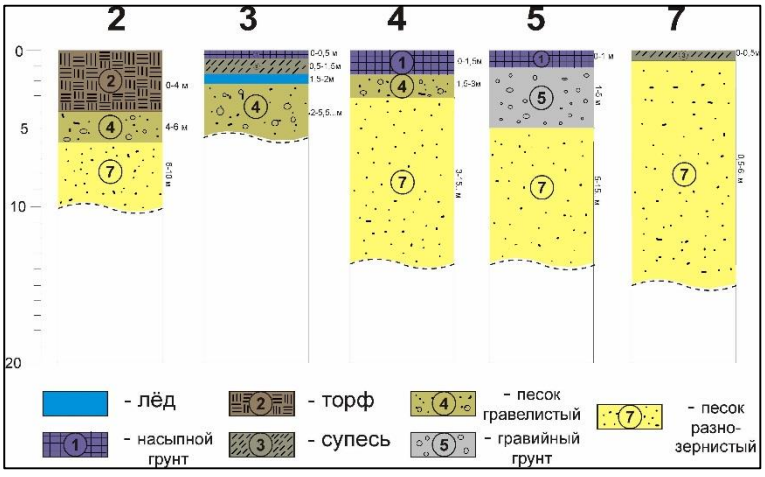


Рисунок 4.7. Генерализированные геологические колонки, отражающие мерзлотно-литологические условия в пределах пос. Лорино.

условия верхних метров являются определяющими в термическом режиме всего слоя годовых теплооборотов. Таким образом, получается 40 подклассов (рангов – ячеек своеобразной «матрицы»), каждому из которых был присвоен номер и для каждого определен геокриологический разрез (Рисунок 4.7), преобладающий ИГЭ в пределах СТС и степень теплового воздействия на многолетнемёрзлые породы (Таблица 4.2).

Таблица 4.2. Площади (га) рангов в поселении.

ИГЭ	1 (котельные)	2 (здания по II принципу)	3 (коллекторы канализации)	4 (здания на чём-то приподняты)	5 (первые ХПП)	6 (свалки)	7 (Здания с ХПП)	8 (снег у дорог)	9 (пустыри, нарушенные терр.)	10 (звероферма)	11(дороги)	12 (заброшенные здания)
2	-	-	-	-	-	-	-	-	1,89	-	-	-
3	-	-	0,06	0,22	0,4	-	0,16	0,67	5,04	-	1,21	0,21
4	0,14	0,27	0,01	-	0,07	-	0,13	0,74	7,52	0,79	1,32	0,47
5	0,03	373,1	0,27	-	0,65	0,1	0,5	1,68	7,89	-	2,57	0,88
7	0,03	0,03	0,01	-	-	0,09	0,1	1,82	12,09	0,1	1,7	0,38

Сопоставляя результаты георадиолокационного зондирования с полученной классификацией, для каждого ранга было посчитано среднее значение мощности СТС (Таблица 4.3). Красными цифрами показаны значения, точность которых стоит под сомнением. Это либо участки, где есть недостаточное сгущение точек измерений, либо участки вне зоны измерений, для которых глубины протаивания даны исходя из средних значений по классу.

Таблица 4.3. Средние значения глубины сезонного промерзания по рангам (м). Жирным курсивом показана малодостоверная информация.

ИГЭ	1 (котельные)	2 (здания по II принципу)	3 (коллекторы канализации)	4 (здания на чём-то приподняты)	5 (первые ХПП)	6 (свалки)	7 (Здания с ХПП)	8 (снег у дорог)	9 (пустыри, нарушенные терр.)	10 (звероферма)	11(дороги)	12 (заброшенные здания)
2	-	-	-	-	-	-	-	-	***1,92***	-	-	-
3	-	-	1,79	1,87	1,87	-	1,99	1,88	1,98	-	1,90	1,86
4	1,30	1,72	1,72	-	1,83	-	1,77	1,69	1,62	1,98	1,67	1,69
5	1,37	1,77	1,77	-	1,75	2,39	1,74	1,72	1,79	-	1,74	1,75
7	1,21	1,90	1,79	-	-	***1,70***	***1,56***	1,74	1,47	***1,56***	1,84	1,70

Наибольшими глубинами протаивания характеризуются свалки, расположенные на ИГЭ № 5 (гравийные грунты) – 2,39 м; дома с обустроенными ХПП на ИГЭ 3 (супеси) – 1,99 м и пустыри

на ИГЭ 3 (1,98 м). Наименьшими значениями СТС характеризуются, в целом, котельные (1,2-1,4 м) и пустыри на гравелистых песках (ИГЭ 4) – 1,62 м. Среди инженерно-геокриологических районов наибольшую среднюю мощность СТС имеет район ИГЭ 3 (супеси) – 1,9 м, наименьшую – ИГЭ 7 (среднезернистые пески) – 1,65 м.

В целом, опираясь исключительно на результаты полевого георадиолокационного зондирования, в пределах поселения выделяются зоны в поперечнике 50-300 метров с глубиной СТС 0,6-1,2 м. Это - улицы, новостройки с недавней отсыпкой грунта, заболоченные участки, днища старых оврагов. Локальные аномальные зоны с глубиной сезонного протаивания до 2,5-3 м приурочены к местам, где наблюдаются почти постоянные утечки канализации и тепловых сетей, отвершкам оврагов, береговым уступам (Отчёт, 2013).

Мерзлотные условия и техногенное воздействие определяют развитие и проявление криогенных процессов. На территории поселения довольно широко развиты пучение и неравномерные осадки (местами – просадки) грунта в результате нарушений в эксплуатации инженерных сооружений (Рисунок 4.8). Как правило, внешне это слабо заметно ввиду регулярно проводимого косметического ремонта зданий, однако в подъездах и жилых квартирах деформации и трещины – не редкость. На окраинах поселения, в особенности, в южной части, развита овражная термоэрозия (Рисунок 4.9) по сильнольдистым торфяным отложениям. Данный процесс является результатом нерегулируемого стока с поверхности и может привести к уменьшению площадей хозяйственных территорий посёлка, а также к разрушению инженерных коммуникаций. На морском берегу развита термоабразия, термоденудация и комплекс слоновых процессов (см. Гл. 3.1.2).

Рисунок 4.8. Неравномерная осадка жилого дома (фото Краева Г. Н., 2013 г.).

Рисунок 4.9. Овражная термоэрозия (фото Маслакова А.А., 2012 г.).

В результате проведённых исследований на территории ключевого пункта исследований – поселения Лорино – было выделено 40 рангов, характеризующих степень техногенного

воздействия на грунты для каждого инженерно-геокриологического комплекса, выделенного в поселении на основании отчётов инженерных изысканий. Как выяснилось, глубина сезонного протаивания в пределах различных инженерных сооружений не зависит от их класса по степени тепловыделения: под котельными формируется сезонноталый слой, сопоставимый с фоновым, а на территориях мусороотвалов, он в среднем достигает 2,4 метра. Выявлено также, что аварии коммуникаций, сопровождающиеся утечками вод, и некорректная эксплуатация инженерных сооружений отражаются в распределении глубин сезонноталого слоя и ведут к активизации негативных криогенных процессов, таких как повышенное пучение, термокарст, а также термоэрозия.

4.3. Прогноз изменения мерзлотных условий в при антропогенном воздействии к 2030 г.

Важнейшей прикладной задачей оценки изменения мерзлотных условий на застроенных территориях под воздействием природных факторов и антропогенной нагрузки является их прогнозирование. Для мёрзлых оснований фундаментов поселения Лорино были выполнены тепловые и инженерные расчёты с целью определения инженерно-геокриологических параметров на изучаемой территории к 2030 году в зависимости от климатических изменений и характера эксплуатации инженерных сооружений. Дата – 2030 год – является сроком, до которого разработан план развития поселения и всего Чукотского административного района (www.chukotraion.ru). Все расчёты и прогнозы выполнены по сравнению с периодом проведения исследований: 2013-2014 гг.

4.3.1. Подготовка данных

Проведению расчётов предшествовал подготовительный этап. Он заключался в сборе всей имеющейся информации по конструктивным особенностям и характеру теплового взаимодействия с многолетнемёрзлыми породами инженерных сооружений, сгруппированных в

Гл. 4.2 на 12 классов. Для этого были использованы результаты полевых наблюдений 2012 и 2013 гг., результаты георадиолокационной съёмки 2013 года (Отчёт…, 2013), полученные из справочников или рассчитанные климатические параметры (количество осадков, температура, скорость ветра и т. д.) для поселения и отчёты об инженерных изысканиях прошлых лет (Справочник..., 1977; Технический отчёт..., 1979а, 1989). Полученный материал должен отражать характер и степень воздействия инженерных объектов на грунты оснований, а также характеризовать термический режим деятельного слоя и верхних горизонтов многолетнемёрзлых пород для участков, свободных от застройки. Для этого все конструктивные характеристики сооружений (высота подполий, количество продухов в подполье, ширина зданий и коллекторов коммуникаций и пр.) были использованы в виде ключевых параметров, применяемых при автоматизированных тепловых расчётах: температурный режим на контакте различных классов инженерных комплексов и грунтов оснований применительно к существующим климатическим условиям (граничные условия).

Тепловые расчёты представляли собой решение двухмерной нестационарной задачи теплопроводности с условием Стефана (Павлов и др., 2010) для каждого выделенного класса сооружений и территорий применительно к различным инженерно-геокриологическим районам поселения. Решение задачи производилось в программе qFrost версии 0.16.7. QFrost — программа для моделирования теплофизических процессов в грунтах. Она позволяет решать разнообразные задачи геокриологии, в частности проводить расчёты теплового взаимодействия инженерных сооружений с многолетнемёрзлыми грунтами. Для этого надо определить грунтовые теплофизические параметры (теплоёмкость, теплопроводность, теплота фазовых переходов и др.), граничные условия (1, 2 или 3 рода) и начальные температурные условия в грунтовом массиве (Приложение 1). Для оптимизации расчётов грунтовые разрезы были упрощены и генерализованы. Теплофизические и температурные характеристики принимаются из отчётов по инженерно-геологическим изысканиям. Граничные условия бывают 3 родов: 1) температура на контакте (задаётся годовой ход среднемесячных температур на контакте поверхности грунта с инженерным сооружением или воздухом); 2) мощность теплового потока (задаются среднемесячные или среднегодовое значения); 3) температура и коэффициент сопротивления теплопередаче α (задаётся годовой ход среднемесячных температур внешних условий и коэффициент сопротивления теплопередаче теплоизолятора, отделяющего контакт фундамента с грунтом от внешних условий. Таким теплоизолятором может быть, например, снег. Коэффициент α (Вт/м^2×К) определяется из формулы:

$$\alpha = \frac{\lambda}{d} \quad (4.1),$$

где λ – теплопроводность слоя (Вт/м×К), d – его мощность (м). Дискретность параметров, используемых при задании граничных условий – 1 календарный месяц.

Порядок проведения тепловых расчётов и отладки модели поведения температурного поля в основании сооружений был следующим. Для каждого класса инженерных сооружений и территорий определялись граничные условия и необходимые для них параметры (температура контакта, тепловой поток, коэффициент сопротивления теплопередаче), выявлялись грунтовые и начальные температурные условия, которые использовались в задаче. Затем происходила постановка задачи теплопроводности в программе qFrost – построение небольших профилей, характеризующих геокриологические параметры грунтов оснований и степень теплового воздействия (класс) инженерных комплексов. Поскольку задача теплопроводности нестационарная, а тепловое поле в грунтах оснований характеризуется некоторой инерционностью, был проведён пробный тепловой расчёт для нормированных современных климатических параметров (такой период принято считать 1850-2006 гг. и называть «историческим» (IPCC…, 2013)) сроком на 10 лет, в результате которого на дату 1 октября определялась мощность СТС под каждым классом и при каждой инженерно-геокриологической ситуации. Затем полученные результаты сравнивались со средней глубиной оттаивания под объектами, полученной в ходе полевых георадиолокационных измерений, проведённых в конце сентября 2013 г. Если разница глубин была значительной (больше 0,4 м), то параметры входных данных тепловых расчётов изменялись – проводилась отладка модели. После того, как для всех классов сооружений и для всех мерзлотных условий соотношение рассчитанной и измеренной мощности СТС становилось примерно одинаковым, модель была готовой для проведения основных расчётов: прогнозирование изменений мерзлотных условий по 3 сценариям изменения климата: а) RCP (Representative Concentration Pathways) 2.6; б) RCP 4.5 и в) RCP 8.5. Эти сценарии являются базовыми при составлении Пятого оценочного доклада по изменению климата (IPCC…, 2013); они учитывают изменение концентрации парниковых газов в атмосфере к 2100 году: 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5) и 936 ppm (RCP 8.5). Прогноз также учитывает 3 условия эксплуатации инженерных сооружений: 1) улучшение мерзлотной обстановки вследствие принятия соответствующих технических мер и мероприятий; 2) сохранение текущего режима эксплуатации объектов; 3) ухудшение текущего режима эксплуатации объектов. Таким образом, для сооружений, имеющих регламенты по строительству и эксплуатации (здания с ХПП, коллекторы коммуникаций), разработано 9 сценариев развития ситуации, для каждого из которых будут представлены массивы данных по глубине СТС под сооружениями.

4.3.2. Задание граничных условий

Для зданий и сооружений, построенных на свайных фундаментах (1, 4, 5 и 7 классы), задавалось условие 1 рода, где температурой контакта служила температура подполья (T_{ca}). Среднегодовое значение этого параметра рассчитывается по нормам СНиП 23-02-2003 и СП 25.13330.2012 (Приложение Д), Однако при текущих условиях эксплуатации для расчёта температуры в подполье использовался годовой ход температур наружного воздуха с эмпирическим коэффициентом 0,7:

$$T_{ca\,i} = T_{out\,i} \times 0{,}7 \quad (4.2),$$

где $T_{ca\,i}$ – температура воздуха в подполье за месяц i, $T_{out\,i}$ – температура наружного воздуха за месяц i.

Для зданий и сооружений, построенных по II принципу (без учёта мерзлотного фактора), а также для коллекторов коммуникаций, проложенных преимущественно по грунту (классы 2 и 3), задавалось условие 3 рода: была задана температура внутри здания/коллектора, а коэффициент сопротивлению теплопередаче (α) рассчитывался исходя из результатов полевых наблюдений и общих представлений о теплоизолирующих свойствах короба коллектора и перекрытий пола здания.

Свалки вблизи поселения (6 класс) – территория, с точки зрения воздействия на мерзлотные условия, оцениваемая неоднозначно. С одной стороны, твёрдые бытовые отходы, накапливаемые на ней, выделяют тепло при гниении и разложении, а также вследствие регулярно происходящих пожаров. С другой стороны, частая езда бульдозера по территории свалки (в т. ч. зимой) способствует уплотнению самого мусора и выпадающего на него снега, что ведёт к более сильному выхолаживанию территории зимой. Поэтому для пробного решения задачи теплопроводности было решено задать условия 1 рода с температурой равной температуре воздуха. Дальнейшее сравнение глубины СТС с результатами радиолокационного зондирования территории позволит повысить или понизить температуру на контакте соответственно для повышения или понижения мощности деятельного слоя.

Снег, накапливающийся около дорог (8 класс), препятствует сильному зимнему выхолаживанию, в то время как сами дороги, а также расчищаемые площади (11 класс) – наоборот, способствуют. Для этих территорий были применены условия 3 рода. Результаты полевых наблюдений за мощностью и точными границами антропогенного снегонакопления, так же как и нормы, регламентирующие это, отсутствуют. Поэтому условно принято, что высота

снежного покрова в придорожных сугробах будет считаться в два раза выше фоновых показателей, а дорога в зимние месяцы будет покрыта сильно уплотнённым снегом толщиной 10 см (α = 8 Вт/м^2·К).

Когда выпадает снег, α для зон скопления снега считается для каждого месяца отдельно по следующей формуле (Общее мерзлотоведение..., 1978):

$$\alpha_i = \frac{\rho \times 0{,}89 + 0{,}018}{d_i} \quad (4.3),$$

где ρ – плотность снежного покрова, кг/м^3; d_i – его высота за определённый месяц, м. Плотность снега бралась из справочной литературы (Справочник..., 1977).

Пустыри внутри застройки, а также захламлённые территории вблизи поселения (9 класс) характеризуются отсутствием уплотнения снега человеком, а также отсутствием значительного теплового воздействия со стороны инженерных сооружений. Поэтому для этих территорий задано условие 3 рода: температуры соответствуют среднемесячным температурам наружного воздуха, а коэффициент сопротивления теплопередаче меняется в зависимости от высоты (или вообще наличия) снежного покрова. В летние месяцы, когда снег отсутствует, α = 12 – эта величина условно значит, что теплоизоляционные свойства любых покровов на этой территории летом пренебрежимо малы. Коэффициент сопротивления теплопередаче считается по формуле (4.1).

Звероферма – крупнейшее предприятие в поселении (10 класс). Оно состоит в основном из клеток для песцов – шедов. Клетки установлены на деревянных сваях на высоте около 10 метров над поверхностью земли. Параметры шеда в плане составляют примерно 25×75 метров. Важным аспектом здесь является тот факт, что под этими сооружениями периодически осуществляется проезд гусеничной и колёсной техники, обслуживающей предприятие. Поэтому условно принято, что высота снега здесь в два раза меньше, чем на прилегающих территориях, а плотность снега выше на 50%. Коэффициент α считается аналогично по формуле (4.3).

Последний класс зданий, характеризуемых по степени теплового влияния на грунты, – заброшенные здания и холодные склады (12 класс) – характеризуются тем, что летом они препятствуют проникновению тепла в грунты оснований. Зимой их воздействие оценивается неоднозначно: с одной стороны в них отсутствует мощный слой снега (теплоизолятора), с другой – циркуляция холодного воздуха происходит весьма слабо (если вообще происходит). Поэтому для пробного решения задачи теплопроводности было решено применить к этому классу сооружений граничные условия 1 рода и задать температуру равную температуре воздуха.

4.3.3. Отладка модели

После определения граничных условий и их параметров для каждого класса инженерных сооружений, определения грунтовых параметров (разрезы) и температурных условий по данным отчётов по инженерным изысканиями, модель тепловых расчётов была запущена на срок 10 лет, после чего полученные глубины СТС были сравнены с результатами георадиолокационной съёмки. Как видно из Таблицы 4.4, результаты пробного моделирования сильно отличались от измеренных значений. Для отладки модели пришлось изменять параметры граничных условий, а также некоторые теплофизические характеристики грунтов (теплоёмкость, теплопроводность и теплота фазовых переходов).

Таблица 4.4. Соотношение глубин сезонного протаивания, полученных путём георадиолокационного зондирования, пробного и поправленного моделирования. Жирным выделены заниженные значения СТС, курсивом – завышенные.

Классы и разрезы	**СТС согласно георадиолокацион-ным измерениям, м**	**СТС согласно предварительному моделированию, м**	**СТС по откорректированной модели, м**
I. Котельные	1,3	1,0	-
II. Здания по 2 принципу; разрез А	1,7	*14,0*	4,50
разрез Б	1,9	*14,0*	4,40
III. Коллекторы коммуникаций; разрез А	1,8	**1,3**	1,60
разрез Б	1,7	*2,1*	1,45
разрез В	1,8	**1,2**	1,60
IV. На чём-то приподнятые здания	1,9	**0,7**	1,85
V. Здания с первыми ХПП; разрез А	1,9	**1,2**	1,60
разрез Б	1,8	**1,3**	1,87
VI. Свалка	2,4	*3,1*	1,87
VII. Здания с ХПП; разрез А	2,0	**0,6**	1,60
разрез Б	1,8	**1,0**	1,60
VIII. Снег у дорог; разрез А	1,9	**0,5**	1,37
разрез Б	1,7	**1,0**	1,37

IX. Пустыри + нарушенные территории; разрез А	2,0	**0,7**	1,15
разрез Б	1,8	**0,7**	1,35
разрез В	1,6	**0,0**	1,15
X. Звероферма	2,0	**0,9**	1,35
XI. Дороги; разрез А)	1,9	**0,5**	1,37
разрез Б	1,7	**1,1**	1,37
XII. Заброшенные здания + холодные склады; разрез А	1,9	**0,6**	1,60
разрез Б	1,7	**1,2**	1,35
разрез В	1,7	**0,9**	1,35

Среди изменений были следующие:

- для зданий, построенных по 2 принципу (без учёта мерзлотного фактора) –температуру внутреннего воздуха с нормативных +18°С понизили до +15°С, был принят слой теплоизоляции пола, эквивалентный слою 30 см бетона и 70 см воздуха;

- в коллекторах температуру воздуха была понижена до +10°С, трубы над полом коллектора были слегка «подняты» - на 10 см; влажность подстилающих грунтов была повышена;

- в домах частной застройки, где их основание слегка приподнято, температура на контакте была повышена на 5 градусов по сравнению с температурой наружного воздуха;

- для свалки среднегодовая температура поверхности была повышена и установлена на уровне -1,3°С (на 4,8°С выше температуры воздуха);

- для здания с обустроенными ХПП температуры в подпольях по сравнению с температурами наружного воздуха подняты на 4°С; формула для расчётов выглядела следующим образом:

$$T_{ca\,i} = T_{out\,i} \times 0{,}7 + 4 \quad (4.4),$$

где $T_{ca\,i}$ – температура воздуха в подполье за месяц i, $T_{out\,i}$ – температура наружного воздуха за месяц i. Влажность грунтов была понижена;

- для участков дорог и придорожных скоплений снега был учтён специальный тип грунтов: подсыпка с увеличенной плотностью; этот слой значительно изменил условия теплооборота и позволил в расчётах при корректировке модели получить близкие к реальным значения СТС; также ввиду отсутствия растительности на этих участках, летние температуры были увеличены на 1°С;

- пустыри и захламлённые территории в поселении характеризуются отсутствием регулируемого стока, поэтому для верхнего горизонта грунтов в их пределах было повышено значение влажности и увеличен слой подсыпки;

- в пределах шедов звероферм была увеличена плотность приповерхностного слоя грунтов;

- для заброшенных зданий и холодных складов был увеличен слой подсыпки (на 0,5 м) и повышены среднегодовые температуры контакта на 1°С.

Несмотря на то, что фактически под зданиями, построенными по II принципу СНиП (класс 2) и коллекторами коммуникаций (класс 3), георадиолокационное зондирование не проводилось, и кровля многолетнемёрзлых пород выявлена путём интерполяции значений соседних точек, расчёты показывают под ними существование круглогодичных техногенных таликовых зон, форма и размеры которых меняются при изменении параметров теплообмена конструкций с грунтами.

Следует отметить, что все изменения параметров граничных условий, проводимые в рамках отладки модели, представляли из себя в основном «ухудшение» условий эксплуатации инженерных сооружений и параметров землепользования в поселении: температуры в подпольях и на контактах сооружений с грунтами оснований были повышены, а влажность приповерхностного слоя грунтов увеличена. Характерно, что в условиях северных поселений, где отсутствуют или плохо функционируют службы технадзора и жилищно-коммунального хозяйства, реальные условия, в принципе, соответствуют откорректированным для моделирования.

4.3.4. Проведение расчётов

Готовая тепловая модель была использована для составления прогноза изменения мерзлотных условий по 3 климатическим сценариям до 2030 г. Для их применения внешние параметры среды (температура воздуха и высота снежного покрова) и все тепловые характеристики сооружений, связанные с ними, были изменены. Результаты расчётов приведены в Таблице 4.5.

Таблица 4.5. Сравнение расчётов сезонного протаивания при существующих климатических условиях и при трёх вариантах прогноза

Классы и разрезы	**Модель СТС при современных климатических параметрах, м**	**Модель СТС по RCP 2.6, м**	**Модель СТС по RCP 4.5, м**	**Модель СТС по RCP 8.5, м**
I. Котельные	1,00	1,15	1,15	1,15
II. Здания по II принципу СНиП; разрезы А и Б	4,50	5,12	5,12	5,6
	4,40	5,12	5,12	5,12
III. Коллекторы коммуникаций; разрезы А, Б, В	1,60	2,45	2,45	3,6
	1,45	2,8	2,45	4,1
	1,60	2,45	2,45	3,6
IV. Объекты, имеющие небольшие зазоры между грунтом и перекрытиями	1,85	1,85	1,85	3,6
V. Здания с первыми ХПП; разрезы А и Б	1,60	1,6	1,6	1,85
	1,87	2,15	2,15	2,15
VI. Свалка	1,87	2,15	2,15	2,15
VII. Здания с ХПП; разрезы А и Б	1,60	1,6	1,6	1,85
	1,60	1,6	1,85	1,85
VIII. Снег у дорог; разрезы А и Б	1,37	1,6	1,6	1,6
	1,37	1,6	1,6	1,6
IX. Пустыри + нарушенные территории; разрезы А, Б и В	1,15	1,35	1,35	1,35
	1,35	1,6	1,6	1,6
	1,15	1,35	1,35	1,35
X. Звероферма	1,35	1,85	1,85	1,85
XI. Дороги; разрезы А и Б	1,37	1,6	1,6	1,6
	1,37	1,6	1,6	1,6
XII. Заброшенные здания + холодные склады; разрез А, Б, В	1,60	1,6	1,6	1,6
	1,35	1,6	1,6	1,6
	1,35	1,35	1,35	1,35

Как показали расчёты, при существующих условиях эксплуатации (сохранении текущих параметров теплообмена) практически во всех классах наблюдается увеличение глубины сезонноталого слоя, местами даже в несколько раз (коллекторы коммуникаций). Наибольшие изменения обнаружены под домами, построенными по 2 принципу (2 класс) и коллекторами канализаций (3 класс), что связано, вероятно, с изменением формы таликов под ними. Наименьшие изменения определены под заброшенными домами и холодными складами (12 класс, рост СТС составил 0-0,25 м) и зданиями с холодными проветриваемыми подпольями (5 и 7 классы, рост СТС 0-0,15 м).

Вторым и третьим вариантами режимов эксплуатации инженерных сооружений являются соответственно нормализация (и приведение к стандартам СНиП и СП) и дальнейшее ухудшение условий их теплообмена с грунтами оснований. Для осуществления второго варианта предполагается выведение показателей теплового режима зданий (температура на контакте, в подпольях) на уровень, определённый по Строительным нормам и правилам (2012б). Фактически это достигается за счёт ремонта (замены) коммуникаций, организации и поддержания вентилирования в подпольях и предотвращение стока поверхностных вод под дома и коллекторы. В рамках решения тепловой задачи нормативные параметры теплового режима зданий и сооружений рассчитывались по СП 25.13330.2012 (Приложение Д). В результате для зданий с первыми, плохо организованными подпольями (5 класс), температура была понижена на 1°С, под зданиями частной застройки, имеющими небольшое превышение над поверхностью земли (4 класс), – на 0,7°С, а трубы в коллекторах (3 класс) были «подняты» над поверхностью на 10 см и вокруг них были «улучшены» теплоизоляционные свойства материалов (при этом понизился коэффициент сопротивления теплопередаче (α) – с 3,25 до 1,84). Примечательно, что здания с хорошо организованными ХПП (7 класс), уже имеют необходимую среднегодовую температуру в подпольях, и для них никаких изменений не производилось (формула (4.4) и приложение Д дают примерно одинаковые результаты).

Для третьего, наихудшего варианта эксплуатации (ухудшение теплового режима зданий и сооружений, построенных по строительным нормам), сделаны предположения, что теплоизоляция коллекторов коммуникаций будет ухудшаться, количество аварий в теплосетях – увеличиваться, а для зданий, построенных на сваях, подполья будут захламляться, затапливаться и заноситься снегом. Для реализации этой идеи в модели, интенсивность теплообмена в подпольях была уменьшена почти в 1,5 раза (эмпирический коэффициент 0,7 в формуле (4.4) для всех зданий с ХПП уменьшен до 0,5), теплоизоляция коллекторов также уменьшена (коэффициент сопротивления теплопередаче (α) увеличен до 4), а температура их контакта с грунтом повышена на 1 градус (за счёт уменьшения теплоизолирующих свойств материалов, а также частых порывов труб и излияний вод). Примечательно, что только при наихудшем варианте эксплуатации зданий, построенных на сваях, среднегодовая температура в подпольях становится положительной (достигая значений +2,12°С). Это, в свою очередь, ведёт к резкому увеличению глубин сезонного протаивания вплоть до формирования таликовых зон. Результаты моделирования представлены в Таблице 4.6.

Таблица 4.6. Результаты моделирования мощности СТС (м) по 3 вариантам условий эксплуатации и для трёх климатических сценариев.

Характер эксплуатации в будущем		текущие условия			улучшение условий			ухудшение условий		
Классы	текущие толщ. СТС	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 8.5
III. Коллекторы коммуникаций; разрез А	1,60	2,45	2,45	3,6	2,15	1,85	2,8	3,2	3,2	4,1
разрез Б	1,45	2,8	2,45	4,1	1,6	1,35	2,8	3,6	3,6	4,6
разрез В	1,60	2,45	2,45	3,6	1,6	1,6	2,8	3,2	3,2	4,1
IV. Приподнятые здания	1,85	1,85	1,85	3,6	1,85	1,85	1,85	4,6	5,1	5,1
V. Здания с первыми ХПП, разрез А	1,60	1,6	1,6	1,85	1,35	1,6	1,6	3,2	3,6	4,1
разрез Б	1,87	2,15	2,15	2,15	1,87	1,87	1,87	3,6	4,1	4,6
VII. Здания с ХПП, разрез А	1,60	1,6	1,6	1,85	1,6	1,6	1,85	4,1	4,1	4,6
разрез Б	1,60	1,6	1,85	1,85	1,6	1,85	1,85	4,1	4,1	5,1

Как видно из таблицы 4.6, в зависимости от климатического сценария и условий эксплуатации инженерных сооружений, глубины сезонного протаивания варьируют в широких пределах. Наибольшая вариабельность СТС под зданиями с обустроенными проветриваемыми подпольями (класс 7): на данный момент глубина оттаивания составляет 1,6 м, а при наиболее негативном развитии событий (сценарий RCP 8.5 + ухудшение условий эксплуатации) она достигнет 5,1 м.

При текущих условиях эксплуатации инженерных сооружений для трёх прогнозных сценариев изменения климата глубины СТС будут меняться. При наименьшем потеплении (сценарий RCP 2.6) наибольшие глубины оттаивания будут наблюдаться под коллекторами канализаций (до 2,8 м), а под частью зданий с ХПП глубина СТС вообще не изменится. При наибольшем потеплении (сценарий RCP 8.5) максимальное протаивание будет также наблюдаться под коллекторами: мощность деятельного слоя возрастёт здесь на 2-3,5 метра (до глубин 3,6-4,1 м), при этом программа qFrost показывает формирование здесь теногенного талика на глубине 1,5-2 м диаметром около 1-2 метров (Рисунок 4.10). Под зданиями с ХПП даже при наиболее негативном сценарии глубина СТС (при текущих условиях эксплуатации) вырастет незначительно (вырастет на 0-0,3 м).

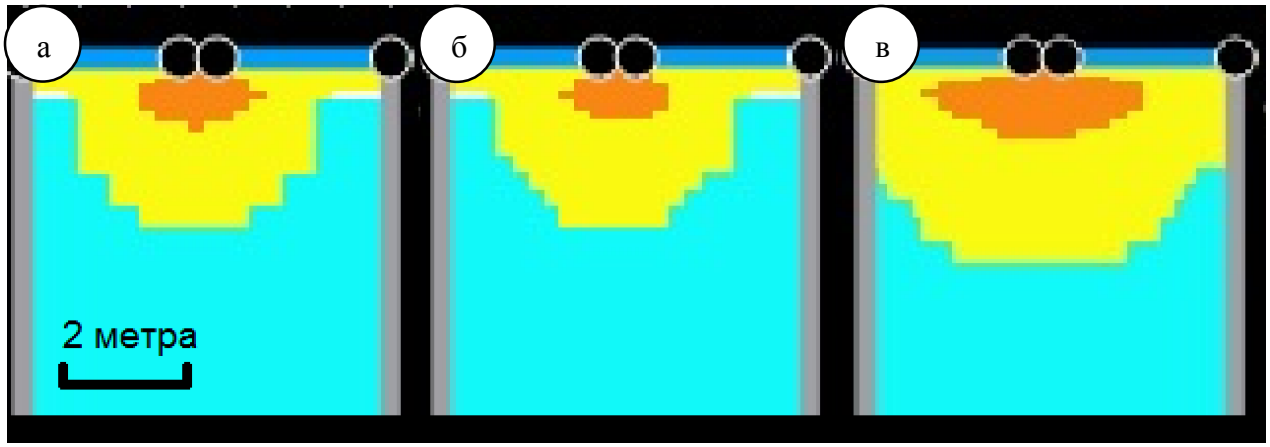


Рисунок 4.10. Тепловое поле под наземным коллектором на дату 1 марта 2030 г. для сценариев (текущие условия эксплуатации): а) RCP 2.6; б) RCP 4.5; в) RCP 8.5 (желтый и оранжевый цвета – положительные температуры; голубой - отрицательные).

При улучшении условий эксплуатации (приведении параметров теплового режима зданий к нормам СНиП) для всех сооружений кроме коллекторов для коммуникаций, повышение глубин СТС будет незначительным, либо вообще отсутствовать. Для сценария RCP 2.6 для зданий с плохо организованными подпольями (5 класс) будет даже наблюдаться улучшение мерзлотной обстановки: глубина СТС уменьшится с 1,6 м до 1,35 м. Под коллекторами, даже несмотря на «улучшения» в эксплуатации будет наблюдаться рост глубин сезонноталого слоя, который достигнет максимума 2,8 метров (повышение на 1,2 -1,35 м) при сценарии RCP 8.5, что, вероятно, свидетельствует о том, что они устарели конструктивно и требуют полной замены.

Наиболее негативные мерзлотные условия будут формироваться при ухудшении условий эксплутации вне зависимости от климатического сценария (см. таблицу 4.6). Минимальный рост СТС под всеми сооружениями составит не менее 1,6 метра. Наибольшие глубины деятельного слоя (4,6-5,1 метра) будут достигаться при сценарии RCP 8.5 под всеми сооружениями. Такие

большие значения определяют формирование постоянных таликов под объектами, неизбежных осадок и значительного (вплоть до отказа оснований) уменьшения несущей способности свай.

Выполненный прогноз изменения мерзлотных условий в поселении Лорино учитывает разные климатические сценарии, а также различные условия эксплуатации инженерных сооружений. Было выявлено, что наибольший вклад в изменение глубин СТС имеет характер эксплуатации зданий и коммуникаций, а климатические сценарии вносят лишь незначительные коррективы. При улучшении условий эксплуатации (ремонт или замена коммуникаций, улучшение работы подполий и т. д.) увеличение мощности СТС будет незначительным, либо вообще отсутствовать, а при наиболее благоприятном сценарии (RCP 2.6) местами будет наблюдаться даже уменьшение глубины сезонного протаивания. При ухудшении условий эксплуатации рост СТС под сооружениями может вырасти в среднем на 1,6 метра, сформировав местами новые таликовые зоны. Такие изменения могут привести к необратимому нарушению термодинамического равновесия в грунтах оснований, увеличению геотехнических аварий и активизации негативных криогенных процессов.

4.4. Инженерно-геокриологические опасности, связанные с прогнозным изменением мерзлотных условий

Оценка опасностей и связанных с ними ущербов для застроенных территорий и зон перспективного освоения является важнейшей составляющей инженерно-геологических, инженерно-геокриологических и прочих видов изысканий (Мягков, 1995). Опасностью называется обстановка (процесс, явление или событие), при которой в многолетнемёрзлых породах появляется возможность возникновения угрозы ущерба инженерным сооружениям, хозяйственным объектам, окружающей среде, людям, животным, условиям их обитания и жизнедеятельности (Терминологический..., 2011). Ущерб от аварий на техногенных объектах, их ликвидация и дальнейшие восстановительные работы, связанные с некорректно (или недостаточно) проведённой оценкой опасностей, зачастую сопоставимы по стоимости со строительством новых сооружений. Поэтому, наиболее наглядным результатом этой оценки является анализ стоимостных показателей, связанных с проектированием, строительством и эксплуатацией различных объектов в сопоставлении с затратами на ремонтно-

восстановительные работы, а также на реализацию мероприятий по защите от опасных инженерно-геологических процессов (Осипов, 2002, 2012). Однако, такая методика эффективна при стабильном состоянии грунтовых условий, в то время как многолетнемёрзлые породы относятся к структурно-неустойчивым грунтам. Таким образом, за основу оценки опасностей в криолитозоне следует принимать степень изменения мерзлотных условий и интенсивность криогенных процессов.

Оценка криогенных опасностей и ущербов предусматривает выявление ведущих факторов, определяющих вероятность неблагоприятных последствий для инженерных сооружений. Снижение геотехнической безопасности на освоенных территориях и ухудшение мерзлотно-экологической обстановки неизбежно ведут к увеличению вероятности аварий.

Особенная мерзлотно-экологическая ситуация складывается в поселениях региона Чукотского полуострова. Если в горных районах основной причиной возникновения опасности могут служить преимущественно склоновые процессы (начиная с лавин и заканчивая движением курумов), то в равнинных и, в особенности, прибрежных поселениях, существенное влияние на устойчивость литокриогенного основания оказывают состав, температура, льдистость мёрзлых отложений, протекторная роль растительности, изменение мощности деятельного слоя (СТС), а также проявление процессов морозного пучения, осадки, овражной эрозии и термоэрозии и комплекса береговых процессов. Дополнительные опасности могут быть связаны с преждевременным износом строительных конструкций под действием криогенного выветривания материалов (т. н. «морозная деструкция бетона»).

В пределах посёлка Лорино была проведена оценка инженерно-геокриологических опасностей для существующих и проектируемых инженерных сооружений. В её основу был положен анализ опасностей, связанных с активизацией негативных криогенных процессов при прогнозном изменении мерзлотных условий. Для этого были проведены дополнительные исследования и расчёты, связанные с проявлением этих процессов на территории поселения. Было выявлено, что для зоны застройки посёлка Лорино потенциальная опасность может возникнуть при активизации 3 типов негативных мерзлотных процессов и явлений: 1) снижение несущей способности вмороженных свай; 2) рост сил сезонного пучения грунтов; 3) комплекс эрозионных процессов.

Несущая способность вмороженных в мёрзлое основание свай – комплексная характеристика, отображающая изменение глубины деятельного слоя (через уменьшение или увеличение площади смерзания установленных свай с вечномёрзлыми грунтами оснований A_{af} ($м^2$)) и температуры многолетнемёрзлых пород (через силу смерзания R_{af} (Па), оцениваемую по сопротивлению сдвигу на контакте «свая-грунт»). Оценка рисков, связанных с изменением этого

параметра геотехнической среды, производилась на основе Свода правил СП 25.13330.2012 (2012). Расчёт несущей способности проводился на основе формулы (4.5):

$$F_u = \sum_{i=1}^{n} R_{af,i} \times A_{af,i} \quad (4.5),$$

где F_u – несущая способность вертикально нагруженной висячей сваи; $R_{af,i}$ – сила смерзания сваи со слоем грунта i (Па); $A_{af,i}$ – площадь контакта сваи со слоем грунта i ($м^2$). Для расчётов были приняты 2 типа свай, наиболее распространённых в с. Лорино: железобетонная с квадратным сечением 30х30 см и железная с диаметром сечения 320 мм, заглубленные на 8 метров. На основе проведённой в 2013 году георадиолокационной съёмки была определена максимальная и минимальная мощность СТС под свайными сооружениями в пределах каждого инженерно-геокриологического комплекса (класса). Распределение температур (температурный градиент) было взято из термометрических измерений, проведённых в поселении в 1979 и 1989 гг. Геологические колонки выработок и свойства пород были взяты из отчётов об инженерно-геологических изысканиях прошлых лет (Технический..., 1979а, 1984, 1989). Пример расчётов для железобетонной сваи в пределах инженерно-геокриологического участка №3 (см. Рисунок 4.1) приведен в табл. 4.7-4.9.

Таблица 4.7. Расчёт несущей способности одиночной висячей железобетонной сваи в естественных условиях (СТС 2 метра) в пределах распространения инженерно-геологического участка №3.

Инженерно-геологический элемент	Мощность, м	Эквивалентная температура (средняя температура по слою, максимальная в годовом цикле, при которой силы смерзания наименьшие) T_e, °C	Площадь контакта, A_{af}, $м^2$	Сила смерзания, R_{af}, кПа	Несущая способность, кН
Подсыпка	0,5 (СТС)	>0	-	-	-
Супесь	1 (СТС)	>0	-	-	-
Лёд	0,5	-0,1	0,6	0	0
Песок гравелистый	6	-1,6	7,2	160	1152
Общая несущая способность сваи:					**1152**

Таблица 4.8. Расчёт несущей способности одиночной висячей железобетонной сваи в условиях развития минимального СТС (1,5 м) в пределах распространения инженерно-геологического участка №3.

Инженерно-геологический элемент	Мощность, м	Эквивалентная температура (средняя температура по слою, максимальная в годовом цикле, при которой силы смерзания наименьшие) T_e, °C	Площадь контакта, A_{af}, м^2	Сила смерзания, R_{af}, кПа	Несущая способность, кН
Подсыпка	0,5 (СТС)	>0	-	-	-
Супесь	1 (СТС)	>0	-	-	-
Лёд	0,5	-0,1	0,6	0	0
Песок гравелистый	6	-1,9	7,2	200	1470
Общая несущая способность сваи:					**1470**

Таблица 4.9. Расчёт несущей способности одиночной висячей железобетонной сваи в условиях развития максимального СТС (2,2 м) в пределах распространения инженерно-геологического участка №3.

Инженерно-геологический элемент	Мощность, м	Эквивалентная температура (средняя температура по слою, максимальная в годовом цикле, при которой силы смерзания наименьшие) T_e, °C	Площадь контакта, A_{af}, м^2	Сила смерзания, R_{af}, кПа	Несущая способность, кН
Подсыпка	0,5 (СТС)	>0	-	-	-
Супесь	1 (СТС)	>0	-	-	-
Лёд	0,5	>0	-	-	-
Песок гравелистый	6	-1,6	7	160	1114
Общая несущая способность сваи:					**1114**

Вышеуказанные расчёты проводились для остальных инженерно-геокриологических участков, встреченных на территории застройки села: №4, №5 и №7 (см. Рисунок 4.1), а также применительно к железным сваям, для которых изменялась площадь контакта и вводился (согласно нормативным документам) понижающий коэффициент силы смерзания 0,7 (для железобетонных – 1). Результаты расчётов представлены в Таблице 4.10.

Таблица 4.10. Несущая способность железобетонных и железных свай для различных инженерно-геокриологических условий и при различных глубинах СТС.

Номер инженерно-геокриологического участка	Тип сваи	Несущая способность, кН			изменение несущей способности, %
		Природные условия	Условия при минимальном СТС	Условия при максимальном СТС	
3	железобетонная	1152	1470	1114	-28..+3
	железная	675	862	653	-28..+3
4	железобетонная	1314	1377	1212	-5...+8
	железная	770	807	710	-5...+8
5	железобетонная	1584	1584	1116	0...+30
	железная	928	928	654	0...+30
7	железобетонная	1404	1764	1020	-26..+27
	железная	823	1034	598	-26..+27

Значения несущей способности фундаментов, указанные в таблице 4.10, показывают, что для сооружений, построенных на участках 3 и 4 на данный момент опасность, связанная со снижением сил смерзания, минимальная (максимальное снижение несущей способности составило 8%). В то же время, снижение несущей способности свай на 5 и 7 участках достигает 30 и 27% соответственно, что говорит о существенном повышении вероятности разрушения зданий в этих местах.

Увеличение или уменьшение касательных сил морозного пучения грунтов является результатом локального и глобального воздействия на верхние горизонты многолетнемёрзлых пород, в частности, изменения термовлажностного режима деятельного слоя. Воздействие касательных сил морозного пучения грунтов рассчитывалось по формуле (Свод правил..., 2012):

$$F = \tau_{fh} \times A_{fh} \quad (4.6),$$

где τ_{fh} – расчетная удельная касательная сила пучения, кПа; A_{fh} – площадь боковой поверхности смерзания грунта со сваей в пределах СТС. Значения τ_{fh} брались из таблицы 7.8 Свода правил СП 25.13330.2012 (2012) в зависимости от глубины сезонного протаивания, влажности и состава пород, слагающих СТС; значения A_{fh} рассчитывались при перемножении глубины СТС и периметра (или длины окружности) сваи. Расчёты сил морозного пучения проводились для железных и железобетонных свай в условиях развития фоновых, максимальных и минимальных значений СТС для каждого инженерно-геокриологического комплекса. Результаты расчётов приведены в табл. 4.11.

Таблица 4.11. Воздействие касательных сил морозного пучения грунтов для различных инженерно-геокриологических условий и при различных глубинах СТС.

№ инженерно-геокриологического комплекса	Тип сваи	Сила пучения, кПа			изменение сил пучения, %
		Природные условия	Условия при минимальном СТС	Условия при максимальном СТС	
3	железобетонная	168	135	172	-20..+2
	железная	98	79	101	-20..+2
4	железобетонная	146	128	171	-12..+18
	железная	85	75	100	-12..+18
5	железобетонная	157	116	179	-26..+14
	железная	92	68	105	-26..+14
7	железобетонная	132	41	168	-69..+27
	железная	78	24	99	-69..+27

Как видно из таблицы 4.11, при максимальном развитии СТС под инженерными сооружениями рост сил пучения составляет в среднем 30-40 кПа (20-30%), а при минимальном касательные силы пучения уменьшаются на 30-90 кПа (30-70%). Средние значения этого параметра для каждого участка оказываются в целом ниже фоновых.

На основе эмпирических зависимостей, полученных к.г.-м.н. Гребенцом В. И., появляется возможность сопоставить осреднённые количественные характеристики изменения сил морозного пучения и несущей способности вмороженных свай с различными степенями опасности (Таблица 4.12).

Таблица 4.12. Соответствие изменения сил морозного пучения и несущей способности вмороженных свай степени опасности.

Степень опасности	**Рост сил пучения, %**	**Снижение несущей способности, %**
отсутствует	<0	<0
минимальная	0-20	0-5
низкая	20-40	5-10
умеренная	40-60	10-20

высокая	60-100	20-30
очень высокая	>100	>30

Результаты теплового моделирования (см. Гл. 4.3) позволяют провести анализ изменения сил морозного пучения и несущей способности вмороженных свай в поселении к 2030 году в зависимости от климатического сценария и характера эксплуатации инженерных сооружений.

Поскольку все полученные прогнозные значения глубины СТС больше мощности слоя подсыпки и торфяных прослоев (>1,8 м), расчёты проводились для свай, погруженных в песчаное (грубодисперсное) основание. В таком случае, давался общий прогноз без привязки к геокриологическим участкам. Фоновые величины СТС усреднялись по пустырям и захламлённым территориям для 3 сценариев (итого по 3 значения). Глубина деятельного слоя для свай усреднялась по всем свайным постройкам для каждого из 3 сценариев и 3 способов эксплуатации зданий (итого 9 значений). Распределение температур по грунтам производилось согласно градиенту, полученному в слое годовых колебаний температур посредством замеров 1979 и 1989 гг. (Технический отчёт... 1979; 1989). При расчёте сил морозного пучения и несущей способности для железных свай в отличие от железобетонных также вводился понижающий коэффициент 0,7. Результаты расчётов представлены в Таблицах 4.13 и 4.14.

Таблица 4.13. Прогнозируемые изменения несущей способности вмороженных свай (кН) для 3 климатических сценариев и 3 способов эксплуатации инженерных сооружений.

Сценарий \ способ эксплуатации		**текущий**	**улучшение**	**ухудшение**	**изменение, %**		
					тек	**улуч**	**ухуд**
современные фоновые значения	ж/б свая	1361			-	-	-
	железная	798			-	-	-
RCP 2.6	ж/б свая	1258	1372	624	-8	1	-54
	железная	737	804	366	-8	1	-54
RCP 4.5	ж/б свая	1250	1260	593	-8	-7	-56
	железная	733	739	347	-8	-7	-56
RCP 8.5	ж/б свая	1159	1250	475	-15	-8	-65
	железная	679	733	279	-15	-8	-65

Таблица 4.14. Прогнозируемые изменения касательных сил морозного пучения (кПа) для 3 климатических сценариев и 3 способов эксплуатации инженерных сооружений.

Сценарий \ способ эксплуатации	**текущий**	**улучшение**	**ухудшение**	**изменение, %**		
				тек	**улуч**	**ухуд**

современные фоновые значения	ж/б свая	149			-	-	-
	железная	87			-	-	-
RCP 2.6	ж/б свая	152	147	240	2	-2	61
	железная	89	86	141	2	-2	61
RCP 4.5	ж/б свая	156	152	252	4	2	69
	железная	91	89	148	4	2	69
RCP 8.5	ж/б свая	176	156	282	18	4	89
	железная	103	91	165	18	4	89

Данные таблицы 4.13 показывают, что снижение несущей способности имеет минимальную и низкую опасность (до 8%) лишь для сценариев RCP 2.6 и RCP 4.5 при улучшении или при существующих условиях эксплуатации. При развитии сценария RCP 8.5 только при текущих условиях эксплуатации опасность для инженерных сооружений становится умеренной. При ухудшении условий эксплуатации для всех климатических сценариев опасность, связанная с уменьшением несущей способности сваи, становится очень высокой. Согласно наблюдениям к.г.-м.н. В. И. Гребенца, при понижении несущей способности вмороженной сваи на 50% ниже проектных значений, вероятность отказа оснований равна практически 100%.

Согласно таблице 4.14, вне зависимости от климатического сценария, опасность, связанная с ростом касательных сил морозного пучения при текущем режиме или улучшении условий эксплуатации, будет минимальной или вовсе отсутствовать. Совершенно другая ситуация при ухудшении условий эксплуатации – опасность при развитии любого климатического сценария будет высокой.

Учитывая разработанную классификацию инженерных сооружений и территорий по степени теплового воздействия на многолетнемёрзлые породы (см. Рис. 4.4) в пределах поселения, результаты расчётов, а также инженерно-геокриологические условия грунтов, для существующих инженерных сооружений с использованием ГИС была составлена карта площадного распространения прогнозных опасностей, связанных со снижением несущей способности вмороженных свай для свайных фундаментов (Рисунок 4.11) и ростом касательных сил пучения (Рисунок 4.12). Соответствие изменения сил морозного пучения и несущей способности вмороженных свай степени опасности приведены в Табл. 4.12. Как видно из Рисунка

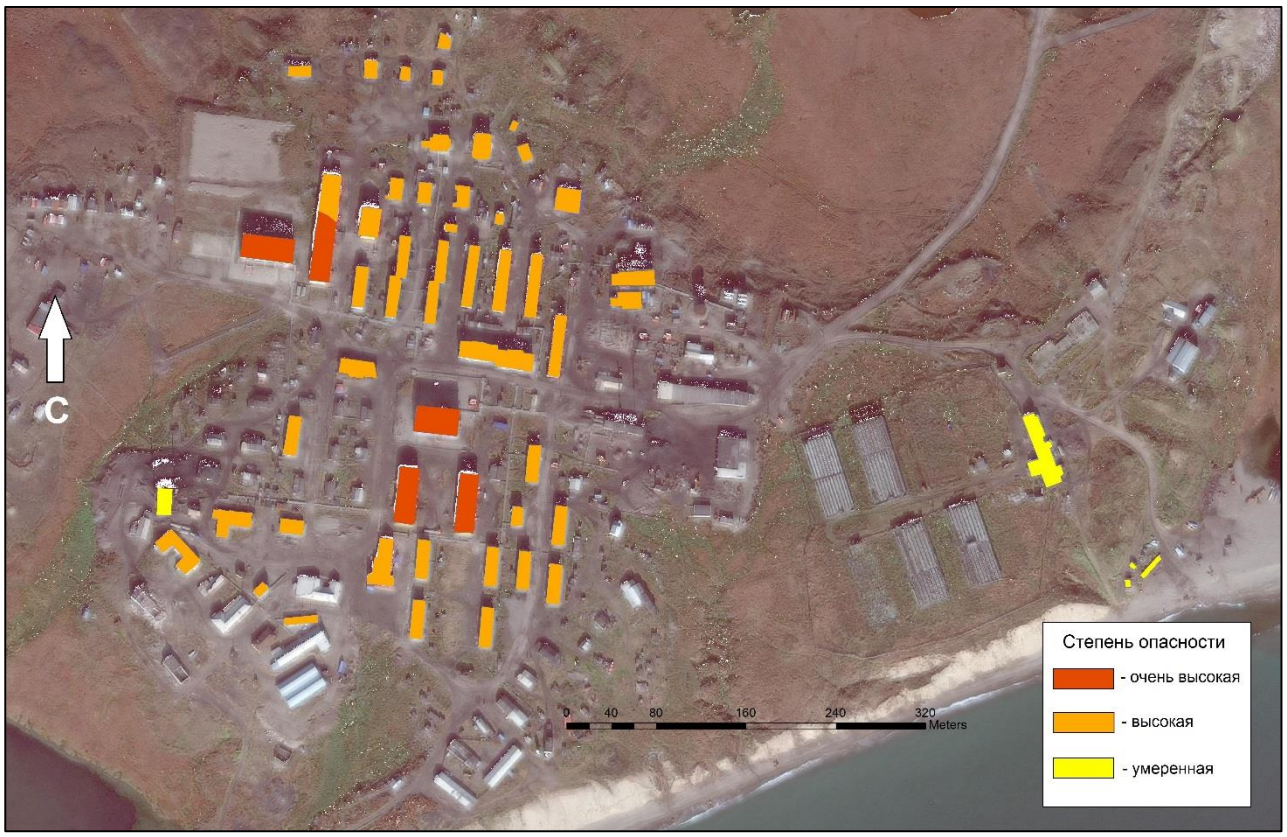


Рисунок 4.11. Карта-схема распространения опасности для существующих зданий, связанная с прогнозным изменением несущей способности вмороженных свай к 2030 г.

4.11, наибольшую опасность, связанную с прогнозным снижением несущей способности свай, имеют центральная часть (детский сад и 2 жилых дома) и северо-западная окраина посёлка (часть жилого дома и школа). В плане роста касательных сил морозного пучения территорией с наибольшей опасностью является северная часть поселения (см. Рис. 4.12). При разработке мероприятий по улучшению инженерно-геокоиологических условий в поселении на эти территории нужно обратить особое внимание.

Опасность, связанная с развитием термоабразионных и термоэрозионных процессов оценивалась по результатам сопоставления архивных топографических карт и современных полевых геодезических измерений (см. Гл. 3.1.2). На основе полученных скоростей отступания

морских берегов и роста овражной сети за 1967-2014 гг., было выявлено, что в последние несколько лет (с 2010 года) скорость отступания морского берега протекает с повышенными скоростями по сравнению со средними многолетними значениями (1967-2010 гг.), что может быть вызвано уменьшением ледовитости Берингова моря. Термоэрозия развита в южной части посёлка и, согласно результатам полевых наблюдений 2012 и 2013 гг., на данный момент происходит рост нового вложенного оврага (в центральном секторе берега) по руслу старого – заплывшего и заросшего. Для оценки рисков, связанных с развитием этих негативных процессов был выполнен экспертный прогноз их распространения (минимального и максимального) к 2030

Рисунок 4.12. Карта-схема распространения опасности для существующих сооружений, связанная с прогнозным изменением касательных сил морозного пучения грунта к 2030 г.

г. Прогнозные скорости отступания берега и роста овражной сети составлялись из расчёта, что при позитивном сценарии развития берег будет разрушаться с интенсивностью, которая наблюдалась в последние 4 года наблюдений (2010-2014 гг.), при этом рост овражной сети замедлится в связи с возможным вскрытием менее льдистых и подверженных эрозии пород. Негативный сценарий прогноза (максимальное распространение процессов) предусматривает дальнейшее сокращение ледовитости Берингова моря, рост летних температур воздуха и количества летних осадков (IPCC, 2013). Также было принято во внимание, что при интенсификации разрушения морского побережья происходит выравнивание береговой линии (Арэ, 2012). Как видно из Рисунка 4.13, вся прибрежная часть поселения будет затронута

эрозионными процессами. Согласно прогнозу, к 2030 г. будет разрушен участок берега шириной от 20 до 60 метров, при этом сооружения, расположенной в области, будут уничтожены. Предполагается, что в будущем растущий вложенный овраг успеет развиться минимум в нижней части старого, максимум – по всему старому руслу. Территории, указанные на Рисунке 4.13, входят в зону опасностей, связанных с эрозионными процессами.

Оценка геокриологических опасностей в зоне хозяйственного освоения, связанных с уменьшением несущей способности вмороженных свай и увеличением касательных сил пучения показала, что степень опасности зависит в большей степени от характера эксплуатации инженерных сооружений, а климат вносит лишь незначительные коррективы. В целом, наиболее неблагоприятные последствия могут быть при ухудшении условий эксплуатации вне зависимости от климатического сценария. Опасности, связанные с термоабразией и термоэрозией, существуют для зданий и сооружений, расположенных (или проектируемых) в 20-

Рисунок 4.13. Минимальное и максимальное распространение эрозионных процессов к 2030 г.

60-метровой прибрежной полосе, а также в пределах развития старого термоэрозионного оврага в центре села.

В целом, мерзлотная ситуация в поселении Лорино, оценивается как стабильная, но требующая принятия мер по улучшению инженерно-геокриологических условий. Полученные данные следует учитывать при проектировании инженерных объектов в регионе Восточной

Чукотки в будущем. Проведённые расчёты прогноза опасности, связанной с проявлением негативных криогенных процессов, выявили, что в целом ухудшение режима эксплуатации инженерных сооружений ведёт к резкому снижению несущей способности фундаментов и росту касательных сил морозного пучения. Они также определили 20-60-метровую полосу вдоль морского побережья и в пределах овражной сети, где опасность разрушения инженерных объектов вследствие эрозионных процессов имеет высокую вероятность.

Исследования, проведённые в модельном поселении Лорино, выявили, что для сохранения существующих инженерных сооружений и успешной эксплуатации проектируемых необходимо учитывать сложившуюся инженерно-геокриологическую ситуацию в грунтах оснований поселения и способствовать улучшению геотехнических условий посредством организации мер по управлению мерзлотной обстановкой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе была проведена оценка текущих и прогнозных изменений параметров многолетнемёрзлых толщ (вариации глубин сезонного протаивания, термовлажностной режим СТС и т. д.) и интенсивности криогенных процессов (термоэрозия, термоабразия, пучение и т. д.) Восточной Чукотки под воздействием природных и антропогенных факторов. На мониторинговых площадках CALM были проведены подробные исследования внутригодового режима сезонноталого слоя и межгодовых флуктуаций глубин сезонного протаивания, проведена оценка вклада различных природных факторов в пространственно-временное распространение мощности СТС, выполнен анализ многолетнего тренда максимальных глубин сезонного протаивания в регионе и проведено его сравнение с трендами на сопредельных территориях, разработан прогноз динамики глубин сезонного протаивания в зависимости от сценариев изменения климата. На примере оз. Каральское была проведена общая оценка интенсивности эрозионных процессов в криолитозоне региона и проанализированы природные факторы, влияющие на проявление термоэрозии в пространстве и времени. В пределах морского побережья в пос. Лорино была подробно рассмотрена динамика разрушения берега, выявлены факторы, определяющие скорость деструктивных процессов (термоэрозия, термоабразия, склоновые процессы, волновой размыв пород и т. д.), а также дифференциацию скоростей и различный характер отступания берега. На примере модельного поселения Лорино была проведена классификация и комплексная оценка антропогенного воздействия на многолетнемёрзлые породы, путём численного моделирования выполнен прогноз развития инженерно-геокриологической обстановки в поселении и интенсивности проявления негативных криогенных процессов к 2030 году в зависимости от сценариев изменения климата и характера эксплуатации инженерных сооружений.

В результате исследований были получены следующие выводы:

- Межгодовая динамика максимальных глубин сезонного протаивания на приморских равнинах Восточной Чукотки, согласно мониторинговым наблюдениям на площадках CALM, на 83-97% определяется суммой положительных среднесуточных температур и количеством летних и зимних осадков. Пространственное распределение мощности сезонноталого слоя зависит от влажности поверхностного слоя почвы и величины органогенного горизонта.
- Динамика глубины сезонноталого слоя за 2000-2015 гг. для площадки CALM Лаврентия демонстрирует статистически значимый рост ($p < 0.01$) со скоростью 0,71 см/год, или

1,1%/год. Выявленные изменения наблюдаются на фоне отсутствия трендов климатических характеристик за рассматриваемый период.

- Региональный анализ изменения мощности сезонноталого слоя на стыке XX-XXI вв. выявил, что в отличие от изучаемого района, для площадок CALM на сопредельных территориях (Низовья р. Колымы, Анадырская низменность, северо-запад Аляски) характерен заметный рост глубин сезонного протаивания в период 1980-1990-х гг., завершающийся периодом стабилизации 2000-2010-х гг. Указанные вариации повторяют межгодовой ход средних температур тёплых сезонов, регистрируемых на близлежащих метеостанциях.
- Прогноз изменения мощности СТС на мониторинговых площадках CALM Восточной Чукотки, проведённый на основе регрессионных моделей, показал повышение темпов роста глубины сезонного протаивания за период 2015-2030 гг. в среднем на 16-24 см, вслед за которым будет происходить их заметное замедление. Общий прирост СТС к 2050 году составит 19-36 см, или 28-65% от средней мощности СТС за 2000-2015 гг.
- Интенсивность разрушения морских берегов, сложенных осадочными мёрзлыми породами, выросла в последние годы. Исследования, проведённые в пределах ключевого участка берега в пос. Лорино, выявили, что в 1967-1979 гг. скорость отступания составляла 0,2 м/год, в то время, как в 2010-2014 гг. она выросла до 1,6 м/год. Причиной выявленных изменений является сокращение ледовитости Берингова моря, а также рост количества штормов в безледный период.
- На локальном уровне, при одинаковых гидродинамических условиях (однородный рельеф дна, открытый берега и ровная береговая линия), дифференциация в скорости и характере разрушения берега определяется геоморфологическими и мерзлотно-геологическими (криолитологическими) факторами. Наименьшие скорости отступания берега характерны для высоких берегов ($h > 15$ м) с широкими пляжами ($d > 20$ м), в отложениях которых присутствуют породы с низкой степенью размываемости: гравелистые и крупные пески, глины и суглинки с низкими значениями льдистости. Высокими скоростями отступания отличаются берега, в составе которых присутствуют торфяные и мелкопесчаные отложения, а также включения залежеобразующих льдов.
- Овражная термоэрозия в регионе наиболее отчётливо проявляется в дождливые и тёплые летние сезоны, а интенсивность этого процесса зависит не только от состава и льдистости отложений, но и от наличия залежеобразующих подземных льдов.
- В результате проведённых исследований на территории ключевого пункта исследований – поселения Лорино – было выделено 40 рангов, характеризующих степень техногенного

воздействия на грунты для каждого инженерно-геокриологического комплекса, выделенного в поселении. Геофизические и картографические исследования выявили, что глубина сезонного протаивания в пределах различных инженерных сооружений не зависит от их класса по степени тепловыделения.

- Численное моделирование теплового состояния грунтов в поселении выявило существование техногенных таликовых зон под зданиями и сооружениями, построенными до введения строительных норм (СНиП).
- Прогноз изменения мерзлотной обстановки в поселении выявил возможные изменения глубины сезонноталого слоя и размеры таликов к 2030 году в зависимости от 3 сценариев изменения климата и 3 способов эксплуатации инженерных сооружений (всего 9 вариантов сценариев). Было установлено, что основной вклад в изменение мерзлотных параметров имеет степень техногенного воздействия, в то время, как влияние климатических изменений играет второстепенную роль. Рост глубин СТС при наихудших сценариях составит 150-200%, что может привести к формированию несливающейся мерзлоты.
- Анализ геокриологических опасностей, связанных с активизацией негативных криогенных процессов и явлений выявил, что по сравнению с текущими условиями, снижение несущей способности вмороженных свай и рост сил пучения к 2030 г. будут достигать 70 и 90% соответственно. Выделена также прибрежная полоса шириной 20-60 м, которая будет разрушена эрозионными процессами при максимальном и минимальном прогнозных сценариях.

Стоит отметить, что в виду относительной ограниченности исследовательских возможностей, в работе уделено внимание не всем параметрам мёрзлых толщ и криогенным процессам, протекающим в регионе. Значительно сужена и география проводимых исследований, ограничивающаяся в пределах исследовательских стационаров и зоны доступа автомобильной сети.

Тем не менее, представленные результаты исследований и массивы данных имеют высокую ценность с точки зрения новых знаний об условиях и динамике параметров многолетнемёрзлых толщ и криогенных процессов в условиях меняющегося климата и антропогенного воздействия в слабоизученном регионе Восточной Чукотки. Наибольшую перспективу в будущем будет иметь создание и развитие в регионе наблюдательной сети за термическим состоянием многолетнемёрзлых толщ, расширение наблюдений за динамикой береговых деструктивных процессов, а также овражной термоэрозии, термокарста и других криогенных процессов. Весьма интересным представляется дальнейшее исследование залежеобразующих подземных льдов, описанных в работах Гасанова (1964, 1969) и Васильчука (1992, 2014). Для более обширных

исследований взаимовлияния многолетнемёрзлых пород и инженерных сооружений необходимо расширять географию полевых работ и затрагивать исследованиями поселения побережья Чукотского моря и южной части рассматриваемого региона (Провиденский административный район). Более глубокое внедрение ГИС, геофизических методов, использование датчиков-самописцев позволит повысить качество и количество получаемой информации о многолетнемёрзлых породах и криогенных процессах в регионе и вывести будущие исследования на новый уровень.

ЛИТЕРАТУРА

1. Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации (АИСОРИ), авторы Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. URL: http://aisori.meteo.ru/ClimateR.
2. Аксёнов В. И. Засолённые мёрзлые грунты Арктического побережья как основание сооружений. – М.: «Всё о мире строительства», 2008. – 340 с.
3. Алисов Б.П. Климат СССР. – М.: «Высшая школа», 1969. – 103 с.
4. Анисимов О. А., Кокорев В. А. Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. №2. С. 3-10.
5. Анисимов О. А., Кокорев В. А. Об оптимальном выборе гидродинамических моделей для оценки влияния изменений климата на криосферу // Лед и Снег.2013. № 1 (121). С. 83-92.
6. Арэ Ф. Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. – Новосибирск: Академическое изд-во ГЕО, 2012. – 291 с.
7. Арэ Ф. Э. Термоабразия морских берегов. – М.: изд-во «Наука», 1980. – 160 с.
8. Атлас Арктики. Под ред. А.Ф. Трешникова. – Л.: ГУГК, 1985. – 204 с.
9. Афанасенко В.Е., Замолотчикова С. А., Тишин М. И., Зуев И. А. Северо-Чукотский регион / Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. Под ред. Э. Д. Ершова – М.: «Недра», 1989. С. 280-293.
10. Балобаев В. Т. Сезонное протаивание мерзлых горных пород // Геотеплофизические исследования в Сибири. – Новосибирск: Наука, 1978. С. 4-32.
11. Бастраков Г. В. Эрозионная сопротивляемость пород // Геоморфология. 1977. №2. С. 52-55.
12. Батиметрическая съемка берегового дна в с. Лорино. М. 1:500. ЧукотТИСИз, 1992. – 1 л.
13. Буданцева Н. А., Васильчук Дж. Ю., Маслаков А. А., Васильчук А. К., Васильчук Ю. К. Геохимический состав голоценовых повторно-жильных льдов северо-востока Чукотки // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С.34-53.
14. Булдович С. Н. Приближенные формулы для оценки глубины промерзания (оттаивания) горных пород / Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология. Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 190-204.
15. Васильев А. А., Стрелецкая И. Д., Черкашев Г. А., Вайнштейн Б. Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 56-67.

16. Васильев А. А., Дроздов Д. С., Москаленко Н. Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. №. 2. С. 10-18.
17. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). В 2 томах. – М.: РИО Мособлупрполиграфиздата, 1992. – 684 с.
18. Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Васильчук А. К., Маслаков А. А., Чижова Ю. Н. Возраст и палеогеокриологические условия формирования голоценовых подземных льдов Восточной Чукотки // Материалы пятой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В.Ломоносова, 14-17 июня 2016 г, серия Часть 5. Региональная и историческая геокриология, том 2. – М.: Университетская книга, 2016. С. 270-277.
19. Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Васильчук А. К., Чижова Ю. Н., Станиловская Ю. В. Миграционные бугры пучения в криолитозоне Восточной Сибири и Дальнего Востока // Инженерная геология. 2014. № 1. С. 40–64.
20. Вильнер Б. А. Особенности динамики берегов северных морей / Сб. работ Ин-та океанологии АН СССР, т. 4. – М.: Изд-во ИО АН СССР, 1955. – С. 53-57.
21. Воскресенский К. С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 262 с.
22. Втюрин Б. И. Криогенное строение четвертичных отложений (на примере Анадырской низменности). – М.: Наука, 1969 – 169 с.
23. Втюрина Е. А. Сезонно-криогенные горные породы. – М.: Наука, 1984. – 99 с.
24. Вялов С. С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 153 с.
25. Гасанов Ш. Ш. Бореальная трансгрессия на Чукотке / Северный Ледовитый океан в Кайнозое. Под ред. А. И. Толмачева. – Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1970. С. 552-556.
26. Гасанов Ш. Ш. Подземные льды Чукотского полуострова / Сб.: Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Вып.10, 1964. С.14-41.
27. Гасанов Ш. Ш. Строение и история формирования мёрзлых пород Восточной Чукотки – М.: «Наука», 1969. – 169 с.
28. География России. Карта типов берегов Берингова моря. URL: http://geographyofrussia.com/wp-content/uploads/2015/01/286_1.jpg.
29. Граве Н. А. Основные черты и закономерности развития толщ мёрзлых пород на Крайнем Северо-Востоке Азии // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1959. №6. С. 31-46.

30. Гребенец В. И., Садовский А. В. Потепление климата и тепловой режим оснований северного города // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1993. № 5. С. 27-30.
31. Григорьев М. Н., Разумов С. О., Куницкий В. В., Спектор В. Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 4. С. 74-94.
32. Дроздов Д. С., Васильев А. А., Малкова Г. В., Москаленко Н. Г., Орехов П. Т., Украинцева Н. Г. Изменения температуры многолетнемерзлых пород западного сектора Российской Арктики в связи с изменениями климата / Полярная криосфера и воды суши. Вклад России в Международный полярный год 2007/08. – Санкт-Петербург: Paulsen Editions, 2011. С. 153-170
33. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане. URL: http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php.
34. Жесткова Т. Н. Формирование криогенного строения грунтов. – М.: «Наука», 1982. – 217 с.
35. Жигарев Л. А. Термоденудационные процессы и деформированное поведение протаивающих грунтов. – М.: «Наука», 1975. – 110 с.
36. Зимич П. И., Ураганы побережья Чукотки и их прогнозирование. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – 177 с.
37. Иванов В. Ф. Колебания уровня моря у берегов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене / Колебания уровня морей и океанов за последние 15000 лет. – М.: «Наука», 1982. С.190-195.
38. Иванов В. Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. – 140 с.
39. Изменения климата России в XXI веке (модели CMIP5). Главная геофизическая обсерватория имени А.И. Воейкова. URL: http://voeikovmgo.ru/index.php?option=com_content&view=article&id=613:izmenenie-klimata-rossii-v-21m-veke-cmip5&catid=21:uncategorised&lang=ru.
40. Исаченко А. Г. Ландшафты СССР. – Л.: изд. Ленинградского ун-та, 1985. – 320 с.
41. Калабин А.И. О динамике вечной мерзлоты / Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР / Труды ВНИИ Золота и Редких Металлов. Т. XVIII. – Магадан, 1960. С. 140-144.
42. Карта-схема планировки и застройки с. Лорино масштабом 1:2000. - Росгипрозем. Магаданская землеустроительная экспедиция, 1967.
43. Качугин Е. Г. Инженерно-геологические исследования и прогнозы переработки берегов водохранилищ – М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 3-89.
44. Кобышева Н. В. Климат России. – Санкт-Петербург: Гидрометиздат, 2001. – 654 с.

45. Колесников С. Ф., Плахт И. Р. Чукотский район / Региональная криолитология. Под ред. А. И. Попова. – М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 201-217.
46. Конищев В. Н., Рогов В. В. Криогенная трансформация минерального вещества почв и дисперсных пород в различных физико-химических условиях // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 3. С. 11-16.
47. Косов Б. Ф. Овражная эрозия в зоне тундры / Научные доклады высшей школы, геол.-геогр. науки. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 123-131.
48. Косов Б. Ф., Константинова Г. С. Овражность севера Западной Сибири / Природные условия Западной Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – С. 104-115.
49. Котов А. Н., Бражник С. Н., Галанин А. В. и др. Организация экологического мониторинга на стационаре «Онемен» / Чукотка: природа и человек. – Магадан: НИЦ «Чукотка» СВНЦ ДВО РАН,1998. С.93-111.
50. Кучуков Э. З.,Ершов Э. Д. Термоэрозия / Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология. Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 578-600.
51. Краев Г. Н., Маслаков А. А., Гребенец В. И., Калянто Н. Л. Инженерно-геокриологические проблемы на территориях поселений коренных народов Восточной Чукотки // Инженерная Геология. 2011. №9. С. 52-57.
52. Лабораторные методы исследования мёрзлых пород. Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: изд-во МГУ, 1985. – 350 с.
53. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. – М.: изд-во Моск. Ун-та, 1955. – 378 с.
54. Маслаков А. А., Краев Г. Н., Мерзляков В. П. Размываемость береговых отложений в пос. Лорино (Восточная Чукотка) // Материалы пятой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В.Ломоносова, 14-17 июня 2016 г, серия Часть 5, том 2. Региональная и историческая геокриология. – М.: Университетская книга, 2016. С. 77-83
55. Маслаков А. А. Результаты исследований сезонного протаивания пород в районе пос. Лорино (Восточная Чукотка) // Арктика и Антарктика. 2017. №1. С. 127-139.
56. МГЭИК, 2014: Изменение климата, 2014 г.: Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Под ред. Р.К. Пачаури и Л.А. Мейер. МГЭИК, Женева, Швейцария. – 163 с.
57. Методические рекомендации по стационарному изучению криогенных физико-геологических процессов. Сост. Г.Ф. Гравис, С.Е. Гречищев, В.Л. Невечеря и др. – М., ВСЕГИНГЕО, 1979. – 72 с.
58. Методы геокриологических исследований. Учеб. Пособие. Под ред. Ершова Э. Д. – М.: изд-во Моск. Ун-та, 2004. – 412 с.

59. Мягков С. М. География природного риска. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1995. – 213 с.
60. Общее мерзлотоведение: Учебное пособие / под ред. Кудрявцева В. А. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 464 с.
61. Огородов С. А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. – М.: Изд-во Моск ун-та, 2012. – 173 с.
62. Осипов В. И. Природные опасности и риски на пороге XXI века // Стратегия гражданской защиты: проблемы и исследования. 2012. т. 2. №2. С. 45-53.
63. Осипов В. И. Управление природными рисками // Вестник Российской академии наук. 2002. Т. 72. № 8. С. 678-686.
64. Отчёт об исследовательской работе по теме: «Изучение методом георадиолокации кровли многолетнемёрзлых пород на площади и в окрестностях с. Лорино». Отв. исп. О. Д. Трегубов. – Анадырь: СВКНИИ ДВО РАН, 2013. – 36 с.
65. Павлов А. В., Перльштейн Г. З., Типенко Г. С. Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. №. 1. –С. 3-12.
66. Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. – М.: Наука, 1965. – 312 с.
67. Павлов А. В., Гравис Г. Ф. Вечная мерзлота и современный климат // Природа. 2000. Т. 4. С. 10-17.
68. Пармузин С. Ю. Дальний Северо-Восток / Физико-географическое районирование СССР. Под ред. Н.А. Гвоздецкого. – М.: Наука, 1968. С. 481-503.
69. Пармузин С. Ю., Шаталова Т. Ю. Динамика сезонноталого и сезонномёрзлого слоёв пород в связи с короткопериодными колебаниями климата / Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология. Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 284-303.
70. Романовский Н. Н. К вопросу о формах разрушения берегов о. Большого Ляховского / Труды ААНИИ. 1963. Т. 224. С. 54–66.
71. Рузанов В. Т. Результаты геотермического мониторинга на стационаре «Дионисия» (Чукотка) // Труды международной конференции «Арктика и субарктика: мозаичность, контрастность и изменчивость Криосферы», Тюмень, Россия, 2015. С. 329-332.
72. Рычагов Г. И. Общая геоморфология. – М.: изд-во МГУ, 2006. – 416 с.
73. Сайт прогноза погоды по городам России и мираю URL: www.rp5.ru.
74. Сайт ФГБУ Арктического и Антарстического научно-исследовательского института. URL: http://www.aari.nw.ru.
75. Свиточ А. А. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. – М.: «Наука», 1980. – 205 с.

76. Свод правил СП 22.13330.2011. Основания зданий и сооружений (актуализированная редакция СНиП 2.02.01-83). – М.: Минрегионразвития РФ, 2011. — 155 с.
77. Свод правил СП 131.13330.2012. Строительная климатология (актуализированная редакция СНиП 23-01-99*). – М.: «Госстрой России», 2012. – 113 с.
78. Свод правил СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах (актуализированная редакция СНиП 2.02.04-88). – М.: Госстрой России, 2012. – 64 с.
79. СНиП 23-02-2003. Тепловая защита зданий. – М.: «Госстрой России», 2003. – 66 с.
80. Совершаев В. А. Береговая зона арктических морей / Геоэкология Севера (введение в геокриоэкологию). Под ред. В. И. Соломатина. – М.: изд. Моск. Ун-та, 1992. С. 55-61.
81. Совершаев В. А., Камалов А. М. Устойчивость морских берегов в криолитозоне / Геоэкология Севера (введение в геокриоэкологию). Под ред. В. И. Соломатина. – М.: изд. Моск. Ун-та, 1992. С. 95-103.
82. Солнцев Н. А. Снежники как геоморфологический фактор. – М.: «Наука», 1949. – 315 с.
83. Справочник по строительству на вечномёрзлых грунтах. Под ред. Ю. Я. Велли, В. И. Докучаева, Н. Л. Федорова. – Л.: Стройиздат, 1977. – 652 с.
84. Терминологический словарь-справочник по инженерной геологии. Под ред. Е. М. Пашкина, А. А. Каган, Н. Ф. Кривоноговой. – М.: «Книжный дом Университет», 2011. – 952 с.
85. Термоэрозия дисперсных пород. Под ред. Ершова. – М.: изд-во МГУ, 1982. – 194 с.
86. Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: жилые дома в с. Лорино. Анадырь: Чукотское отделение СевВостТИСИЗ, 1989. – 29 с.
87. Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: «Корректировка проекта планировки и застройки с. Лорино – центральной усадьбы совхоза им. Ленина Чукотского района». Анадырь: Чукотский комплексный отдел СевВостТИСИЗ, 1979а. – 54 с.
88. Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: «Корректировка проекта планировки и застройки с. Уэлен – центральной усадьбы совхоза «Герой труда» Чукотского района». Анадырь: Чукотский комплексный отдел СевВостТИСИЗ, 1979б. – 36 с.
89. Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: пункт по переработке и утилизации продуктов морских млекопитающих в с. Лорино. Анадырь: Чукотский комплексный отдел СевВостТИСИЗ, 1984. – 46 с.
90. Топографическая съемка с. Лорино. М. 1:500. ЧукотТИСИз, 1992. – 3 л.
91. Трегубов О.Д., Львов А.П. Репрезентативность наблюдений глубины сезонной оттайки в тундровых ландшафтах // Вестник Северо-Восточного Федерального Университета им. М.К. Аммосова. 2014. №5, т. 11. С. 89-99.

92. Тыртиков, А. П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. – М.: Изд. Моск. Ун-та, 1969. – 192 с.
93. Федеральная Служба Государственной Статистики. Официальный сайт. URL: www.gks.ru.
94. Хомутов А. В., Лейбман М. О. Ландшафтные факторы изменения скорости термоденудации на побережье Югорского полуострова // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 4. С. 24-35.
95. Чукотский муниципальный район Чукотского АО. Официальный сайт. URL: www.chukotraion.ru.
96. Швецов П.Ф. Вечная мерзлота и инженерно-геологические условия Анадырского района. – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1938. – 79 с.
97. Шполянская Н. А., Стрелецкая И. Д. Генетические типы пластовых льдов и особенности их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 56-71.
98. Шур Ю. Л., Васильев А. А., Вейсман Л. И., Заиканов В. Г., Максимов В. В., Петрухин Н. П. Новые результаты наблюдений за разрушением берегов в криолитозоне / Береговые процессы в криолитозоне. – Новосибирск: изд-во «Наука», 1984. – С. 12-19.
99. Юрьев И.В. Проблемы эксплуатации объектов газового комплекса в береговой зоне Западного Ямала // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 1. С. 46-54.

100. ACIA: Arctic Climate Impact Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, 2005, 1042 p.
101. Anisimov, O. A., Lobanov V. A., Reneva S. A., Shiklomanov N. I., Zhang T., and Nelson F. E. (2007), Uncertainties in gridded air temperature fields and effects on predictive active layer modeling, J. Geophys. Res., 112, F02S14.
102. Anisimov, O. A., Shiklomanov, N. I., & Nelson, F. E. (1997). Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models // Global and Planetary Change, 15(3), p. 61-77.
103. Atkinson D. E. Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime // Geo-Marine Letters. 2005. V. 25. №. 2-3. P. 98-109.
104. Bonnaventure, P. P., & Lamoureux, S. F. (2013). The active layer: A conceptual review of monitoring, modelling techniques and changes in a warming climate // Progress in Physical Geography, DOI: 10.1177/0309133313478314.
105. Boyd D.W. Normal freezing and thawing degree days for Canada: 1931–1960. Downsview, Ontario, 1973, 38 p.
106. Brown, J., K. M. Hinkel, and F. E. Nelson, The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results // Polar Geogr. 2000. 24(3), p. 165–258..

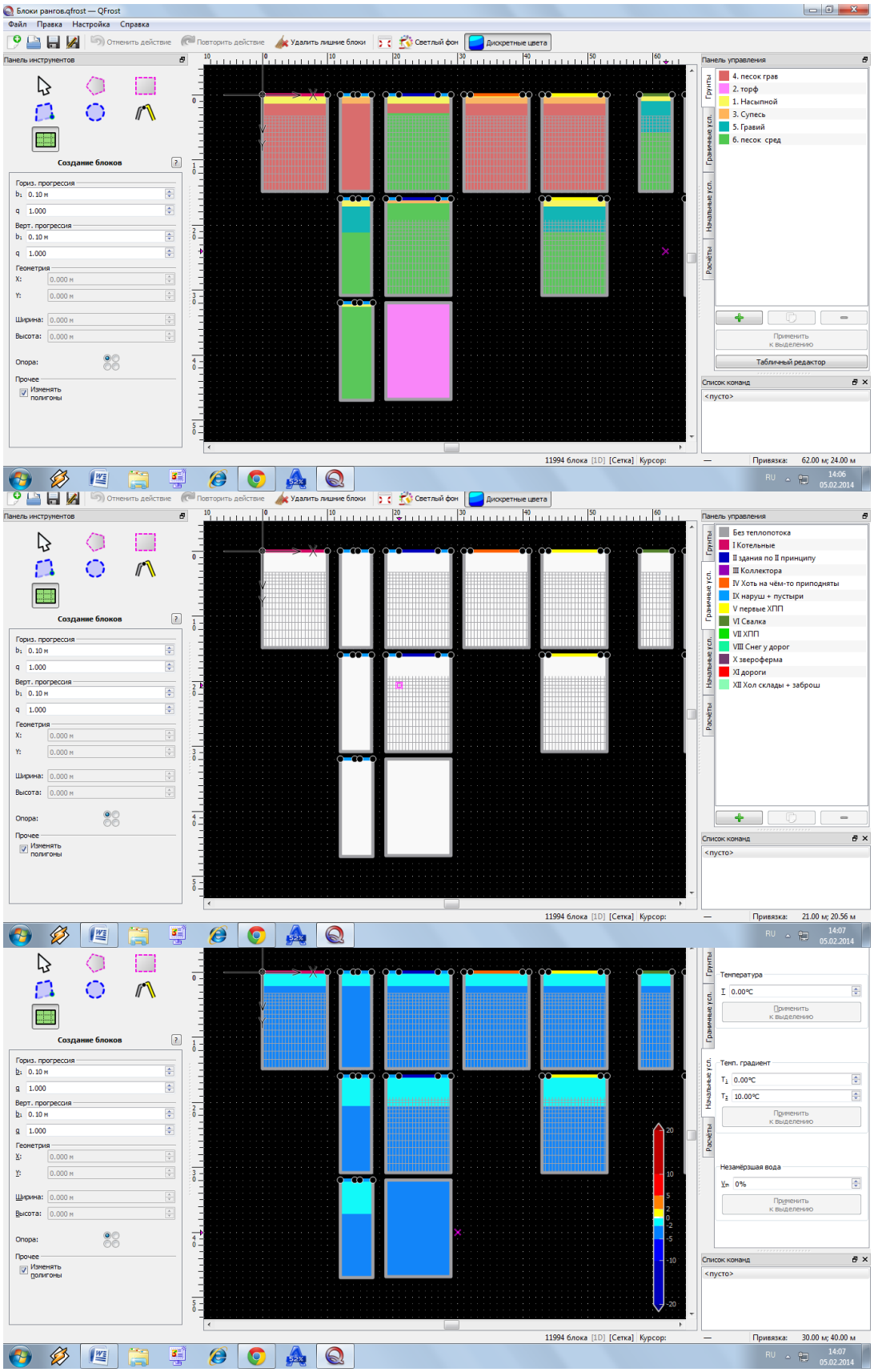
107. Comiso, J. C., C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. № 1. doi:10.1029/2007GL031972.
108. Callaghan, T. V., Tweedie, C. E., Åkerman, J., Andrews, C., Bergstedt, J., Butler, M. G., ... & Daniëls, F. J. (2011). Multi-decadal changes in tundra environments and ecosystems: synthesis of the International Polar Year-Back to the Future Project (IPY-BTF). Ambio, 40(6), p. 705-716.
109. Christensen, T. R., Johansson, T., Åkerman, H. J., Mastepanov, M., Malmer, N., Friborg, T., ... & Svensson, B. H. (2004). Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions // Geophysical research letters, 31(4).
110. Circumpolar Active Layer Monitoring Network-CALM: Long-Term Observations of the Climate-Active Layer-Permafrost System. URL: https://www2.gwu.edu/~calm/.
111. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc., 2011, vol.137, p. 553–597.
112. Fyodorov-Davydov D.G., Sorokovikov V.A., Ostroumov V.E., Kholodov A.L., Mitroshin I.A., Mergelov N.S., Davydov S.P., Zimov S.A., Davydova A.I. Spatial and temporal observations of seasonal thaw in the northern Kolyma Lowland // Polar geography, 2004. V. 28. N4. P. 308-325.
113. Guenther F., Overduin P., Sandakov A., Grosse G., Grigoriev M. Thermo-erosion along the Yedoma Coast of the Buor Khaya Peninsula, Laptev Sea, East Siberia // Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost, vol. 4, The Northern Publisher, Salekhard, 2012. – p. 137-142.
114. Harlan, R. L. and J. F. Nixon. "Ground thermal regime," in: O. B. Andersland and D. M. Anderson, eds., Geotechnical Engineering for Cold Regions. New York, NY: McGraw-Hill, 1978, pp. 103-163.
115. Hinkel, K. M., and F. E. Nelson, Spatial and temporal patterns of active layer thickness at Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites in northern Alaska, 1995–2000 // J. Geophys. Res., 108(D2), 8168, doi:10.1029/2001JD000927, 2003.
116. IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Climate Change 2013: The physical science basis. Final Draft Underlying Scientific-Technical Assessment, Stockholm, 2013 – 2216 p.
117. Johnson M., Eicken H. Estimating Arctic sea-ice freeze-up and break-up from the satellite record: A comparison of different approaches in the Chukchi and Beaufort Seas // Elementa: Science of the Anthropocene. – 2016. – 4: 000124, doi: 10.12952/journal.elementa.000124.
118. Jorgenson, M. T., Racine, C. H., Walters, J. C., & Osterkamp, T. E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warmingclimate in central Alaska // Climatic change. 2000. 48(4), 551-579.

119. Kaverin, D. A., Pastukhov, A. V., & Mazhitova, G. G. Temperature regime of tundra soils and underlying permafrost in the northeast of European Russia // Earth's Cryosphere. 2014. 18(3). P. 23-32.
120. Lawrence, D. M., & Slater, A. G. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century // Geophysical Research Letters. 2005. 32(24).
121. Lawrence, D. M., A. G. Slater, V. E. Romanovsky, and D. J. Nicolsky Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter // J. Geophys. Res. 2008. 113, F02011, doi:10.1029/2007JF000883.
122. Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J.. Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic // Journal of Climate. 2014. V. 27. P. 2588-2608
123. Mackay J. R., Fifty years (1935 to 1985) of coastal retreat west of Tuktoyaktuk, district of Mackenzie / Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, 1986. p. 727-735.
124. Maslakov A., Kraev G. Erodibility of permafrost exposures in the coasts of Eastern Chukotka // Polar Science. 2016. №10. P. 374-381.
125. Moskalenko, N. G. Interactions between vegetation and permafrost on some CALM grids in Russia // The Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland. 2008.
126. Moss R. H., Babiker M., Brinkman S., Calvo E., Carter T., Edmonds J., Elgizouli I., Emori S., Erda L., Hibbard K., Jones R., Kainuma M., Kelleher J., Lamarque J.F., Manning M., Matthews B., Meehl J., Meyer L., Mitchell J., Nakicenovic N., O'Neill B., Pichs R., Riahi K., Rose S., Runci P., Stouffer R., van Vuuren D., Weyant J., Wilbanks T., van Ypersele J.P., Zurek M. Towards New Sce-narios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies. Intergovern-mental Panel on Climate Change. Geneva. 2008. – 132 pp.
127. National Snow & Ice Data Center website. URL: http://nsidc.org/data/ggd318.html.
128. Nelson, F. E., & Outcalt, S. I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost // Arctic and Alpine Research. 1987. P. 279-288.
129. Overeem, I., R. S. Anderson, C. W. Wobus, G. D. Clow, F. E. Urban, and N. Matell Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast // Geophys. Res. Lett. 2011. 17 (38), L17503.
130. Schuur, E. A., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., ... & Mazhitova, G. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle //BioScience. 2008. 58(8). P. 701-714.
131. Shiklomanov, N. I., Streletskiy, D. A., Little, J. D., & Nelson, F. E. Isotropic thaw subsidence in undisturbed permafrost landscapes // Geophysical Research Letters. 2013. 40(24), 6356-6361.

132. Shiklomanov, N. I., D. A. Streletskiy, F. E. Nelson, R. D. Hollister, V. E. Romanovsky, C. E. Tweedie, J. G. Bockheim, and J. Brown Decadal variations of active-layer thickness in moisture-controlled landscapes, Barrow, Alaska // J. Geophys. Res. 2010. 115. G00I04, doi:10.1029/2009JG001248.
133. Smith, M. W. Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories // Canadian Journal of Earth Sciences. 1975. 12(8). P. 1421-1438.
134. Smith S.L., Wolfe S.A., Riseborough D.W., Nixon M. Active-Layer Characteristics and Summer Climatic Indices, Mackenzie Valley, Northwest Territories, Canada // Permafrost and Periglacial processes. 2009. 20. P. 201-220.
135. State of Arctic Coast 2010. Scientific Review and Outlook, Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Geesthacth, 2011, 170 p.
136. Streletskiy, D. A., Shiklomanov, N. I., Nelson, F. E., & Klene, A. E. 13 years of observations at Alaskan CALM sites: long-term active layer and ground surface temperature trends // D. L. Kane, & K. M. Hinkel (Eds.). Proc. 9th Int. Conf. on Permafrost. 2008.
137. Streletskiy, D. A., Tananaev, N. I., Opel, T., Shiklomanov, N. I., Nyland, K. E., Streletskaya, I. D., & Shiklomanov, A. I. Permafrost hydrology in changing climatic conditions: seasonal variability of stable isotope composition in rivers in discontinuous permafrost // Environmental Research Letters. 2015. 10(9), 095003.
138. Stroeve, J. C., T. Markus, L. Boisvert, J. Miller, and A. Barrett Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // Geophys. Res. Lett. 2014. 41. P. 1216–1225.
139. Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A. The CMIP5 experiment design // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012. V. 93. P. 485–498.
140. Walker, D. A., Jia, G. J., Epstein, H. E., Raynolds, M. K., Chapin Iii, F. S., Copass, C., ... & Nelson, F. Vegetation-soil-thaw-depth relationships along a low-arctic bioclimate gradient, Alaska: Synthesis of information from the ATLAS studies // Permafrost and Periglacial Processes. 2003. 14(2), 103-123.
141. Zamolodchikov D. G., Kotov A. N., Karelin D. V. & Razzhivin V. Yu. Active-Layer Monitoring in Northeast Russia: Spatial, Seasonal, and Interannual Variability // Polar Geography. 2004. 28:4. P. 286-307.
142. Zamolodchikov D. G., Karelin D. V., Maslakov A. A., Kraev G. N. Variations of CO2-exchange and active layer depth in tundra ecosystems of east Chukotka // Climate and permafrost ecosystems: Proceedings of IXth International Symposium "C/H2O/energy balance and climate over the boreal and Arctic regions with special emphasis on Eastern Eurasia". Nagoya University Publishing House Nagoya, 2016. P. 60–66.

143. Zhang, T., Frauenfeld, O. W., Serreze, M. C., Etringer, A., Oelke, C., McCreight, J., ... & Ling, F. Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2005. 110(D16).

144. Zhang T., Osterkamp T.E., Stamnes K. Effects of Climate on the Active Layer and Permafrost on the North Slope of Alaska, U.S.A // Permafrost and Periglacial Processes. 1997. 8. P. 45-67.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Участки моделирования температурного поля в программе qFrost. Сетка с шагом 1 метр (фрагменты): а – грунтовые условия; б – граничные условия; в – начальные температурные условия.