

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт земной коры
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

Светлаков Артем Александрович

**ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ
В УСЛОВИЯХ ЮЖНОЙ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

25.00.08. Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
заведующий лабораторией инженерной
геологии и геоэкологии ИЗК СО РАН
к.г.-м.н., доцент **Козырева Елена Александровна**

Иркутск – 2018

Оглавление

Введение	4
1. Природно-климатические условия юга Восточной Сибири	8
1.1. Рельеф	8
1.2. Поверхностные и подземные воды	12
1.3. Климат	15
1.4. Растительный покров	17
2. Общие геологические и инженерно-геологические особенности юга Восточной Сибири	21
2.1. Геологические и тектонические условия	21
2.2. Инженерно-геологические условия	26
2.3. Геокриологические особенности территории.....	34
3. Изученность района исследований и организация мониторинговой сети.....	40
3.1. Геологическая изученность района исследований.....	40
3.2. Инженерно-геологическая изученность района исследований	41
3.3. Методы исследования	48
3.4. Организация мониторинговой сети	51
4. Особенности термодинамического состояния грунтов	58
4.1. Региональные показатели температуры воздуха, как отражение глобальных климатических изменений.....	58
4.2. Факторы, оказывающие влияние на изменение температурного режима грунтов	63
4.3. Температурный режим грунтов сезонномерзлого слоя.....	71
5. Температурный режим многолетнемерзлых грунтов	87
5.1. Современное состояние многолетнемерзлых грунтов юга Восточной Сибири.....	87
5.2. Температура сезонноталого слоя в области редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых грунтов	91
5.3. Сезонноталый слой в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов.....	99

6. Влияние температурного режима грунтов на развитие и активизацию экзогенных геологических процессов.....	108
6.1. Кр​иогенные процессы и явления исследуемого района.....	108
6.2. Развитие экзогенных геологических процессов под влиянием сезонных изменений температуры грунтов (на примере о. Ольхон).....	119
Заключение.....	132
Список литературы.....	134
Список иллюстративного материала	145
Приложения	147

Введение

Температурный режим грунтов южной геокриологической зоны, его изменение и направленность являются важными показателями современного состояния геологической среды в регионах с распространением мерзлых грунтов. В пределах Восточной Сибири отмечен положительный тренд температуры приземного воздуха, что оказывает влияние на трансформацию температурного режима грунтов в результате глобального изменения климата. Для территории Восточной Сибири, относящейся к южной границе геокриологической зоны, исследование современного температурного состояния грунтов представляет собой актуальную научную проблему.

Важное значение в изучении современного температурного состояния мерзлых грунтов занимают процессы теплообмена, протекающие в приповерхностных горизонтах литосферы на этапах промерзания и протаивания грунтов. Немаловажны аспекты влияния региональных и локальных факторов на формирование современного температурного состояния многолетнемерзлых грунтов геокриологических разностей региона: сплошного и островного распространения. В пределах сезонномерзлого и сезонноталого слоя развиваются основные экзогенные геологические процессы, которые оказывают негативное воздействие на инженерное освоение территорий.

Исследование температурного режима верхних слоев литосферы необходимо для понимания особенностей и направленности развития современного состояния мерзлых грунтов в пределах южной границы криолитозоны, построения прогностических моделей природно-технических геосистем, включающих мерзлые грунты, оценки вклада криогенных процессов в общие инженерно-геологические условия территории Восточной Сибири. Поэтому актуальность темы диссертационной работы несомненна.

Цель работы:

Инженерно-геологическая оценка современного температурного режима грунтов южной границы криолитозоны, степень ее эволюционного преобразования вследствие воздействия внешних факторов.

Основные задачи исследования:

1. Оценить степень современного преобразования температурного режима грунтов на этапе промерзания – протаивания на территории юга Восточной Сибири.
2. Определить современное температурное состояние мерзлых грунтовых толщ в области редкоостровного и сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов (на примере ключевых участков).

3. Выявление особенностей развития солифлюкционных оползней, контролируемых температурным режимом верхней части разреза грунтовых толщ южной геокриологической зоны.

Научная новизна работы.

1. Проведен анализ современных климатических данных; проанализировано влияние климата на грунтовую толщу в области сезонномерзлого и сезонноталого слоя.

2. Уточнены современные показатели глубины промерзания для сезонномерзлого слоя в естественных условиях; периоды промерзания – протаивания на территории юга Восточной Сибири.

3. Определены современные показатели температуры в области редкоостровного и сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов, уточнены данные по глубинам протаивания сезонноталого слоя.

4. Уточнены закономерности развития экзогенных геологических процессов, контролируемых современными температурными изменениями в области редкоостровного распространения многолетнемерзлых грунтов, приуроченной к южной геокриологической зоне.

Практическая значимость работы.

Результаты данной работы могут быть использованы при инженерно-геологических изысканиях, связанных со строительством зданий и сооружений в области редкоостровного и сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов. Результаты исследования позволяют провести современную оценку состояния криолитозоны в пределах юга Восточной Сибири, и послужат обоснованием для разработки технических решений при освоении данной территории. Выявленные особенности современного развития сезонно- и многолетнемерзлых грунтов южной границы криолитозоны и их изменения могут быть основой для инженерно-геологической оценки с последующим составлением инженерно-геологических карт.

Объект исследования.

Сезонно- и многолетнемерзлые грунты в пределах южной геокриологической зоны. Область сезонного промерзания и протаивания юга Восточной Сибири.

Предмет исследования.

Температурный режим талых и многолетнемерзлых грунтов, а также экзогенные геологические процессы, связанные с изменением температуры в верхней части разреза грунтовых толщ.

Защищаемые положения.

1. Выявленная за последнее столетие тенденция повышения среднегодовой температуры воздуха Восточной Сибири отражается на особенностях современного формирования сезонного

промерзания: приrost среднегодовых температур в приповерхностном слое, смещение и сокращение периодов промерзания-протаивания, уменьшение мощности промерзания.

2. Области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов сохраняют стабильно отрицательный диапазон температуры в массиве, а глубина протаивания не превышает 1.5 м. Мощность сезонноталого слоя в области развития редкоостровных многолетнемерзлых грунтов достигает 3.6 м, где высокотемпературные грунты имеют нестабильное температурное состояние во времени.

3. Термодинамический режим грунтовой толщи западного побережья о. Ольхон создает предпосылки для активизации солифлюкционных оползней: май–июнь – период формирования неглубоких смещений; октябрь–ноябрь – период проявления глубоких оползневых деформаций в местах редкоостровного распространения мерзлых грунтов.

Достоверность научных результатов.

В основу диссертации легли материалы полевых работ, собранные соискателем в период с 2012 г. по 2017 г. на территории юга Восточной Сибири. Автор являлся исполнителем в проектах НИР с Институтом геоэкологии РАН, (г. Москва), международной программы «Многолетнемерзлые грунты», РФФИ «Бугры пучения Окинского плоскогорья (Восточные Саяны): генезис и эволюция». Полученные результаты исследований были представлены в тезисах, докладах и подтверждены научными публикациями.

При обобщении и анализе материалов диссертант опирался не только на свои исследования, но и привлек материал других авторов, в том числе и своих соавторов, поскольку ряд исследований проводился совместно.

Апробация работы.

Основные положения диссертации были представлены на международных и региональных конференциях: Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Геонауки-2013» (Иркутск, 2013); XXV Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2013); Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Геонауки-2014» (Иркутск, 2014); XXV Международная береговая конференция «Береговая зона – взгляд в будущее» (Сочи, 2014); XXVI Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2015); V Международная научно-практическая конференция «Геокриологические проблемы Забайкалья и сопредельных территорий» (Чита, 2015) и “Second Mongolian-Russian Forum of young scientists” (Улан-Батор, Монголия, 2016); XXVII Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2017).

Публикации.

По теме диссертации опубликовано 10 работ, в том числе, три статьи в научных журналах из перечня ВАК.

Благодарности.

Автор глубоко признателен и благодарен своему научному руководителю к.г.-м.н., доценту, Е.А. Козыревой за всестороннюю поддержку на всех этапах подготовки диссертации и неоценимую помощь при проведении исследований и обсуждении фактического материала, а также полученных результатов. Огромную помощь в ходе работы своими ценными советами и практическими замечаниями оказал д.г.-м.н. С.В. Алексеев.

Автор искренне благодарен д.г.-м.н. Л.П. Алексеевой, к.г.-м.н. Д.О. Сергееву, к.г.-м.н. А.Н. Хименкову, к.г.-м.н. А.М. Кононову, к.г.-м.н. А.А. Рыбченко, к.г.-м.н. Т.Ю. Черкашиной PhD A. Vaks, PhD K. Yoshikawa, О.С. Гутаревой, М.В. Даниловой, Ю.В. Станиловской, А.В. Коптевой за помощь в сборе и обработке фактического материала и проведении лабораторно-экспериментальных исследований. Автор признателен всем коллегам, способствовавшим выполнению данной работы.

Структура и объем работы.

Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы и приложений. Общий объем 153 страницы машинописного текста, включающего 48 рисунков, 7 таблиц и 6 приложений. Список использованной литературы включает 161 наименование.

1. Природно-климатические условия юга Восточной Сибири

1.1. Рельеф

В геоморфологическом отношении юг Восточной Сибири представлен южным краем Сибирской платформы и Байкальской рифтовой зоной – линейно вытянутых погибов, обычно с плавными переходами плоского дна в предгорья, и окаймляющие их плосковерхие средневысотные хребты со сглаженными холмисто-увалистыми возвышенностями (Олюнин, 1975; Уфимцев, 1992).

Территория исследования приурочена к Байкальской горной области и представляет собой систему горных хребтов и межгорных впадин (Рис. 1). Формирование современного рельефа юга Восточной Сибири связано с проявлением в кайнозое крупных тектонических движений, в результате которых образовалась Байкальская межгорная впадина длиной 636 км, шириной от 27 до 79 км и максимальной глубиной 1637 м (Лут, 1964).

Почти все хребты вытянуты параллельно котловине оз. Байкала и ориентированы с юго-запада на северо-восток. Исключением является хребет Хамар-Дабан, который тянется с запада на восток и только в конечной части приобретает северо-восточное направление. Хребты Байкальский и Хамар-Дабан отличаются альпийским рельефом, что является следствием эпохи оледенения. Стоит заметить, что неоднородные геоморфологические условия юга Восточной Сибири сильно влияют на условия теплообмена в грунтовой толще и, в зависимости от экспозиции склона, могут способствовать сохранению мерзлых грунтов, формированию перелетков или изменению температурного состояния грунтов в сторону повышения температур.

Самыми крупными горными сооружениями территории являются хребты: Приморский, Байкальский, Хамар-Дабан и Тункинский. В значительной степени им свойственен неравномерный, мозаичный ступенчатый рельеф с двумя ярусами высот. Для верхнего яруса с тремя ступенями характерны абсолютные высоты от 1200 до 3000 м, а для нижнего – от 700 до 1200 м (Думитрашко, 1948). Важно отметить, что и превышение над уровнем моря также оказывает сильное воздействие на процессы теплообмена.

Максимальная разница высот между дном Байкала и горными вершинами достигает 3400 м при контрастном расположении отдельных районов и участков. Равнинные участки расположены вдоль байкальского побережья и приурочены к устьям крупных притоков Байкала.

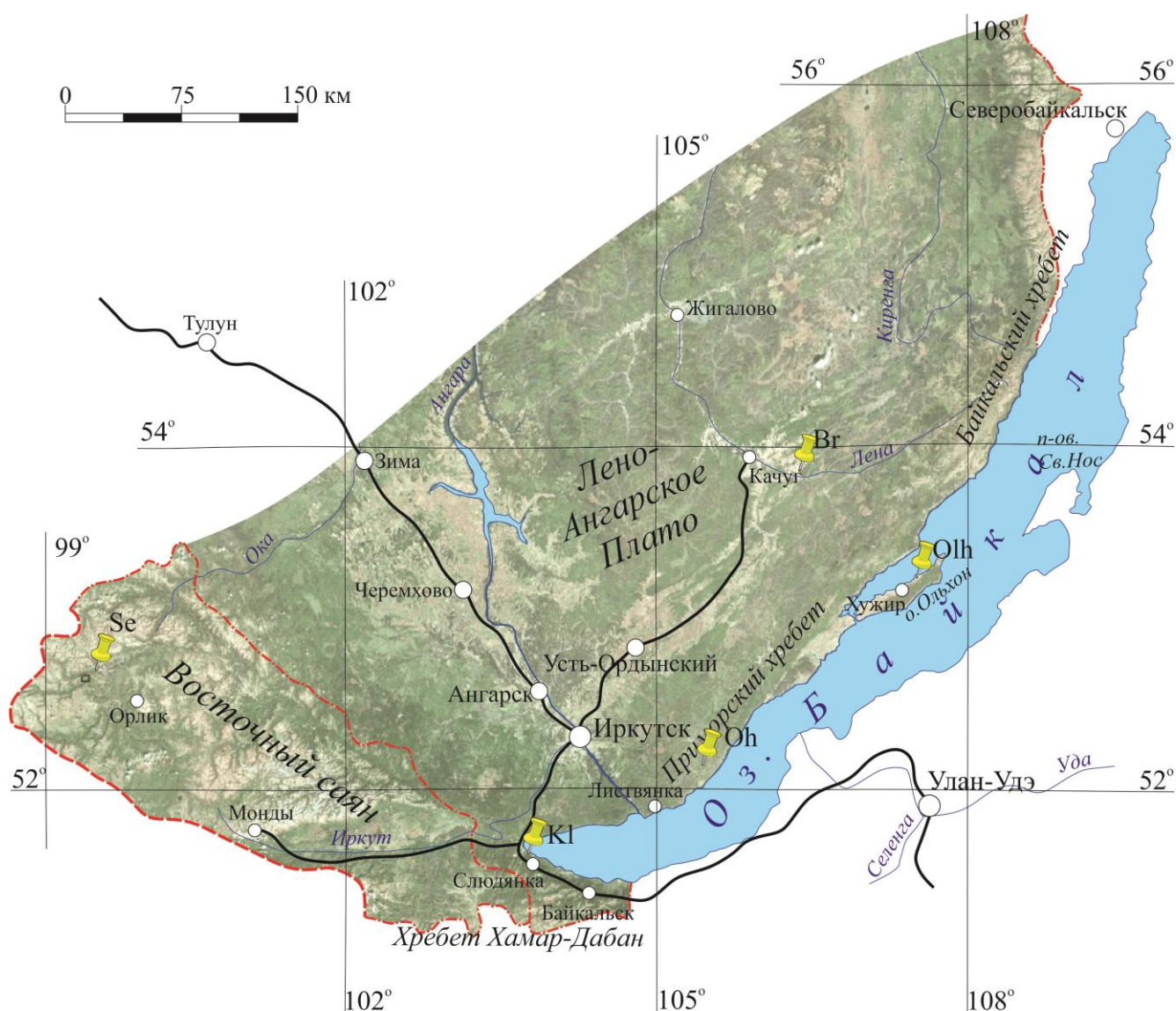


Рис. 1. Административная карта юга Восточной Сибири.

В целом преобладают средние высоты до 5000 м. Более высокие горы расположены в южном Прибайкалье, а также в пределах Байкальского хребта.

Приморский хребет.

Протяженность хребта достигает 1800 км от с. Култук до мыса Рытый. Между с. Култук и истоком р. Ангары он имеет характер пенепленизированной поверхности и максимальная высота этой части хребта достигает 938 м. Северо-восточнее истока р. Ангары хребет сохраняет платообразную поверхность с высотами до 1200 м. На всем протяжении он вплотную подступает к Байкалу, обрываясь крупным тектоническим уступом высотой 150–250 м. Самой высокой точкой Приморского хребта является Трехголовый голец высотой 1728 м.

Между средним течением р. Бугульдейка и проливом Ольхонские Ворота расположено приольхонское плато, представляющее промежуточный блок между Приморским хребтом и Байкальской впадиной. Плато ограничено двумя сбросами, простирающимся вдоль подножия Приморского хребта и линии берега, и делится на две части долиной р. Анга. К юго-западу от

реки преобладает среднегорный рельеф с крупными массивами габбро-диоритовых пород. Широко развиты депрессии, расположенные в поле развития кристаллических известняков архея с многочисленными следами проявления карстовых процессов. К северо-востоку от р. Анга рельеф характеризуется системой продольных долин-депрессий, приуроченных к древним складчатым структурам и разломам северо-восточного простирания.

Байкальский хребет.

Начинается севернее мыса Рытый и отличается большей высотой и резкой изрезанностью водораздела, чем Приморский хребет. Высшей точкой хребта является гора Черского – 2670 м. Для хребта характерны альпийские формы рельефа – кары, цирки, карлинги. Многие притоки Байкала протекают в широких троговых долинах, часто образуют живописные водопады и каскады.

Байкальский восточный склон хребта обрзан сбросом и отличается большой крутизной. Западный склон, обращенный к Приленской плоской возвышенности, более пологий, а на восточном склоне встречаются ступени тектонического происхождения. Широкую сбросовую ступень представляет собой массив Саган-Марян. Водораздельная линия хребта на юго-западе расположена в 3–7 км, а на северо-востоке в 25–30 км от берега Байкала.

К подножию северной части Приморского хребта и на значительном протяжении Байкальского хребта примыкает узкая, местами прерывистая полоса наклонной равнины. Она образована слившимися конусами выноса притоков Байкала. Ширина равнины составляет максимум 2–4 км с наклоном от 4 до 10°.

Хребет Хамар-Дабан.

Окаймляет Байкал с юга и протягивается от долины р. Селенга до истоков р. Зун-Мурин. В его пределах выделяют высокогорную и горноэтажную области. Для первой характерны альпийские формы рельефа. Реки, протекающие по Байкальскому склону, имеют глубоко врезуемые и каньонообразные долины со ступенчатым продольным профилем с максимальными высотами 2000–2320 м, порогами и водопадами. Резкорасчлененный водораздел хребта расположен в 25–40 км от озера.

Горноэтажная область Хамар-Дабана, не захваченная четвертичным оледенением, располагается восточнее р. Левая Мишиха. Здесь на водоразделе отчетливо сохранилась древняя поверхность выравнивания. Местные водоразделы и широкие междуречные пространства приподняты над Байкалом на 600–800 м и по своему облику похожи на пологоувалистую равнину с глубиной вреза рек 300–600 м.

У подножия хребта Хамар-Дабан расположена предгорная террасированная равнина, простирающаяся на 1800 км от с. Култук до дельты р. Селенга. Максимальная ширина равнины

составляет 4–8 км в междуречье рек Снежная и Мишиха. Ее относительная высота колеблется от 100 до 200 м.

Между реками Аносовка и Мантуриха цоколь равнины сложен неогеновыми глинами, мергелями, углями и песками, приподнятыми до 100 м над озером. Сверху залегают маломощные песчано-галечные и валунные отложения четвертичного возраста. Неогеновые породы часто выходят на поверхность в уступах террас и береговых откосах. Восточнее р. Мантуриха и западнее р. Аносовка они погружаются на большую глубину, здесь равнина представлена четвертичными отложениями значительной мощности.

Водоразделы рек в пределах предгорной равнины представляют собой озерные террасы, которые, по наблюдениям Г.Б. Пальшина, наиболее широко распространены к востоку от р. Аносовка: здесь отмечены семь уровней озерных террас от 1.5–3.0 до 100 м. Все средние и высокие террасы Байкала в районе танхойского поля распространения неогеновых отложений являются цокольными абразионно-аккумулятивными. Речные террасы в общем соответствуют озерным. Берега в пределах предгорной равнины низкие, выровненные, с преобладанием абразионных. Аккумулятивные берега приурочены главным образом к устьям рек (Пальшин, 1959).

Центральную позицию в новейшей структуре Байкальской рифтовой зоны занимают рифтовые долины. Подзоны рифтовых долин имеют, в общем, одинаковое строение и представляют собой сочетания впадин (байкальского типа), междувпадинных перемычек и связанных с ними больших тектонических ступеней (Уфимцев, 1992).

Три самые глубокие впадины, заполненные водой, представляют собой озеро Байкал. Северная впадина (к ней относится пролив Малое море) достигает максимальной глубины 912 м. Средняя впадина является границей между южной и северной и существует в виде значительной возвышенности на дне, максимальная глубина впадины 1637 м. Южная впадина простирается вплоть до р. Селенга, максимальная глубина – 1473 м. Западные склоны всех впадин крутые, а восточные – пологие.

Впадины байкальского типа представляют собой разного размера грабены от очень больших до маленьких. Крупные впадины наискось пересекаются узкими поднятиями фундамента – горстами, окаймленными продольными разломами. Немаловажно отметить, что процессы теплообмена в пределах впадин байкальского типа имеют свои особенности и во многом влияют на геокриологические условия.

Внутригорные впадины байкальского типа имеют в основном хорошо выраженную линейность, они очень глубокие и асимметричные: северный и северо-западные борта обычно гораздо круче южного и юго-восточного. Эти впадины отличаются значительной крутизной и ступенчатостью склонов, окружены резко расчлененными средними и высокими горами,

отделенными от днищ впадин полосами разломов со сбросами и без них. Впадины заполнены мощной толщей кайнозойских отложений (Плюснин, 2013).

Территория юга Восточной Сибири отличается сложным рельефом, что определяет широкий спектр различных условий, главным образом гидрологических и геодинамических. Локальные условия рельефа и экспозиции склона предопределяют формирование сезонно-мерзлых грунтов и состояние многолетнемерзлых грунтов. При освоении территории стоит учитывать особенности строения и морфологии Прибайкальского региона, особенно на предмет инженерно-геологических изысканий.

1.2. Поверхностные и подземные воды

Истоки большинства рек юга Восточной Сибири находятся на склонах горных хребтов на высотах 1200–1400 м. Поэтому в верховьях, а для многих рек и по всей длине, они имеют горный характер. Русла рек с глубокими эрозионными врезами – каменистые. На большей части их долин пойма практически отсутствует. Для таких горных рек во многом характерно образование наледей в результате полного или частичного промерзания подруслового или поверхностного стока.

Только крупные реки в среднем и нижнем течении имеют характер, близкий к равнинному. Малые реки, посредством их огромного числа, представляют собой один из важнейших элементов географической среды и играют большую роль в характеристике гидросферы региона. Водотоки длиной менее 100 км составляют 99 % общего числа рек Байкальского региона и более 80 % их общей протяженности. Если рассматривать реки длиной менее 10 км, то их суммарная длина составит 60 % от общей длины всех рек региона.

По характеру водного режима водотоки Байкальского региона относятся к типу рек с половодьем и паводками. Основная часть стока рек происходит в теплый период года. Сток зимней межени незначительный и в годовом объеме в среднем не превышает 2–5 %. В холодный период года реки питаются исключительно подземными водами.

Болота на рассматриваемой территории имеют сравнительно ограниченное распространение. Заболоченность территории колеблется в пределах 1–5 %. В долинах рек и по днищам впадин распространены осоковые и моховые, а на более дренированных участках – ерниковые болота (Плюснин, 2013). Как правило, многолетнемерзлые грунты на заболоченных участках имеют широкое распространение. Не стоит забывать, что и развитие различных геокриологических процессов, таких как пучение грунтов, в основном отмечается на заболоченных участках.

Поверхностные воды имеют тесную взаимосвязь с подземными водами, и во многом оказывают влияние на температурный режим грунтов внутри массива, а также принимают активное участие в процессах теплообмена. На территории юга Восточной Сибири отмечается сложное сочетание горно-складчатых сооружений, межгорных впадин и платформенных депрессий. На гидрогеологические условия сильно влияют современные движения земной коры и связанные с ними тектонические нарушения. Также для юга Восточной Сибири характерно значительное распространение многолетнемерзлых пород и развитие процессов, связанных с их изменением.

Водовмещающие породы Прибайкалья образуют два структурных яруса, хорошо различающиеся по характеру водоносности – осадочный чехол и подстилающий кристаллический фундамент. В пределах Байкальской горной области к осадочному чехлу относятся отложения кайнозоя и мезозоя, заполняющие межгорные впадины. Осадочный чехол краевой части Сибирской платформы представлен терригенными и соленосно-карбонатными породами мезозоя, палеозоя и верхнего протерозоя. В строении кристаллического фундамента принимают участие плотные метаморфические породы архея-протерозоя, прорванные магматическими образованиями (Пиннекер, 1968).

Осадочные отложения межгорных впадин и платформенного чехла содержат грунтовые и межпластовые свободные или напорные воды порово-пластового, трещинно-пластового и трещинно-карстового типов. В метаморфических и магматических породах развиты грунтовые или слабонапорные подземные воды верхней, наиболее трещиноватой зоны, обычно именуемые как трещинные воды зоны выветривания. Ниже данной зоны породы кристаллического фундамента слаботрещиноваты и отличаются очень низкой водообильностью. Повышенная водообильность характерна разломам и участкам тектонических нарушений, секущих кристаллические породы во многих направлениях и на различную глубину. К разломам и тектоническим нарушениям приурочены напорные воды трещинно-жильного типа (Пиннекер, 1968).

Подземным водам юга Восточной Сибири характерен пестрый солевой и газовый состав, а степень минерализации изменяется от сотых долей грамма до нескольких десятков граммов на литр. Пресные воды имеют повсеместное распространение. В верхней части разреза, исключения составляют, участки, где проявляется засоление. В пределах межгорных впадин на глубинах более 100 м проявляются соленые воды сульфатного кальциевого или хлоридного натриевого состава, на платформенных участках присутствуют хлоридные натриевые рассолы. По разломам и тектоническим нарушениям на многих участках на поверхность выходят термальные воды.

В основу гидрогеологического районирования положен структурно-гидрогеологический принцип, разработанный Н.И. Толстихиным для Сибири. Выделение гидрогеологических единиц

основано на геолого-структурном районировании, с учетом дополнительных факторов, влияющих на распространение подземных вод (геоморфология, климат, гидрология, литологический состав пород, многолетняя мерзлота и т. д.). Все эти факторы рассматриваются в качестве единой системы формирования и движения подземных вод.

Территория Прибайкалья располагается на стыке Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, что во многом определяет специфику гидрогеологического районирования. Разделение рассматриваемой территории происходит на два структурно-гидрогеологических региона: Восточно-Сибирскую систему артезианских бассейнов платформенного типа, Саяно-Алтайский и Байкало-Охотский пояса гидрогеологических складчатых областей. Граница на данной территории имеет условный характер и проводится по контакту осадочных отложений Сибирской платформы с кристаллическими породами ее горного обрамления.

Восточно-Сибирская система артезианских бассейнов платформенного типа структурно и территориально отвечает Сибирской платформе. В соответствии с гидрогеологическим районированием Сибирской платформы, южная ее часть образует крупный и сложный Ангаро-Ленский артезианский бассейн, подразделяющийся на артезианские бассейны второго порядка – Иркутский и Лено-Киренский. Оба эти бассейна своими краевыми частями присутствуют в пределах Прибайкалья (Толстихин, 1962).

Лено-Киренский бассейн включает Прибайкальский краевой прогиб, протягивающийся вдоль юго-восточной части Сибирской платформы. Верхние водоносные горизонты приурочены к карбонатным и терригенным породам палеозоя, а также к аллювию и ледниковым образованиям обширных предгорных равнин (Пиннекер, 1966).

Саяно-Алтайский пояс гидрогеологических складчатых областей представляет собой южное обрамление Восточно-Сибирской системы артезианских бассейнов платформенного типа, образуя три территориально разобщенные гидрогеологические складчатые области. Самая западная гидрогеологическая складчатая область на площади Прибайкалья – Восточно-Саянская – входит в Саяно-Алтайский пояс. Она занимает небольшую часть территории юга Восточной Сибири, образуя массив трещинных вод Тункинских и Китойских гольцов и юго-восточных отрогов Восточного Саяна. Для Восточно-Саянского гидрогеологического складчатого района характерен расчлененный рельеф с глубиной вреза 600–800 м и более (Пиннекер, 1968; Толстихин, 1962).

Байкальская гидрогеологическая область принадлежит к Байкало-Охотскому поясу и охватывает основную часть территории юга Восточной Сибири, характеризуется резко расчлененным рельефом. Артезианские бассейны байкальского типа сложены мощной (более 2000–3000 м) толщей кайнозойских осадков. К ним чаще всего приурочены пресные и солоноватые воды порово-пластового типа, а также термальные воды. Бассейны имеют

вытянутую в плане форму и ассиметричное поперечное сечение, представляют собой «сухопутные» аналоги оз. Байкал или краевые части Байкальской впадины. Массивы трещинных вод выделяются в пределах горных хребтов, окаймляющих межгорные артезианские бассейны. Подземные воды трещиноватого типа развиты в зоне выветривания, мощность которой достигает 30–80, а местами 150–200 м (Пиннекер, 1968; Толстихин, 1962).

На распространение и мощность многолетнемерзлых грунтов сильно влияют гидрогеологические условия – по данным Е.В. Пиннекера трещинные воды в массивах оказывают отопляющее воздействие на мерзлоту. Так, находящиеся недалеко от оз. Байкал массивы трещинных вод входят в область островного распространения многолетнемерзлых грунтов, а более удаленные массивы характеризуются сплошным распространением многолетнемерзлых грунтов.

Гидрогеологические структуры с характерными для них типами вод, особенностями их питания, стока и разгрузки, гидрогеохимической вертикальной зональностью многообразно воздействуют на многолетнемерзлые породы. Подземные воды влияют на формирование криогенного строения мерзлых толщ, их свойств и оказывают тепловое воздействие на всех этапах формирования подземного стока (Романовский, 1993).

1.3. Климат

Климат является основным фактором, регулирующим температурный режим грунтов и оказывающим основное воздействие на состояние мерзлых грунтов. Климат юга Восточной Сибири определяется географическим положением района – почти в центре Азиатского материка – и характеризуется континентальными условиями. Значительное влияние на климат оказывают водные массы оз. Байкал. Роль местной атмосферной циркуляции по мере удаления от озера сглаживается, и за пределами прибайкальских горных систем основным фактором климатообразования становится циркуляция атмосферы.

В холодное время года наиболее существенное влияние на циркуляционные условия описываемого региона оказывает азиатский антициклон, формирующийся на территории Средней Азии. Периодически происходит вторжение холодных арктических воздушных масс со стороны Карского моря и центральной части Арктики через Таймыр (Галахов, 1964).

В холодный период года преобладает антициклоническая погода, а в теплый – неустойчивая циклоническая. Формирование зимнего антициклона, именуемого «Сибирским», начинается в сентябре. Для него характерны очень низкие температуры в приземном слое воздуха, мощные приземные инверсии и небольшая влажность воздуха. Повторяемость циклонов

в холодный период весьма низкая. В феврале начинается разрушение Сибирского антициклона и постепенное усиление циклонической деятельности. Наряду с западным переносом в этот период наблюдаются выходы циклонов из районов Средней Азии и Казахстана, приносящих теплый воздух и вызывающих потепление на большей части Восточной Сибири.

В летние периоды отмечается общее понижение атмосферного давления и резкое усиление циклонической деятельности над территорией Восточной Сибири при интенсивном развитии тихоокеанского антициклона. В ряде случаев образуется межрегиональная фронтальная зона, вдоль которой наблюдается выход южных циклонов, вызывающих довольно обильные осадки на территории Иркутской области и Забайкалья.

На Байкале и приближенных к нему склонах ветра меняют периодичность и силу в зависимости от сезона. В холодный сезон ветра направлены с суши на озеро, а в теплый – с озера на сушу. Летние ветра слабее зимних из-за меньшего термического контраста между озером и сушей. Поздней осенью до ледостава на Байкале по долинам и падям побережья на озеро устремляются западные ветра. Их максимальная скорость отмечается в ноябре, апреле и мае, а минимальная – в феврале и июле.

Резкая континентальность климата проявляется исключительно в больших годовых амплитудах температур воздуха. Разность средних температур самого холодного и самого теплого месяца изменяется от 30 до 55 °С. Наибольшие годовые амплитуды температур воздуха наблюдаются в замкнутых межгорных котловинах. Значительная разность температур воздуха находит свое отражение и в грунтовой толще, особенно ярко это проявляется на незначительных глубинах до 0.5 м.

Побережью Байкала характерны черты морского климата, но проявляются они лишь в узкой прибрежной полосе. Охлаждающее влияние водной массы Байкала летом распространяется на 5–10 км вглубь суши (Буфал, 1969). По достаточно широким долинам рек, главным образом восточного побережья, дальность проникновения термического влияния в летний период не превышает 500 м над урезом воды (Буфал, 1970). В верхних поясах гор континентальность климата снижается благодаря своеобразной стратификации атмосферы – инверсии зимой и понижению температуры с высотой летом. Абсолютные годовые минимумы температур изменяются следующим образом: от –37 °С на побережье Байкала и до –55 °С в межгорных впадинах и котловинах.

К февралю в наиболее континентальных районах наблюдается значительное повышение температуры, а наибольшее в годовом ходе повышение происходит от марта к апрелю. Дата перехода средней суточной температуры воздуха через 0 °С изменяется по широте и по высотным поясам. В нижних поясах (500–700 м) нулевая температура наступает 10–15 апреля; в южной части территории – 15–25 апреля; в северной, на высотах 1000–1400 м – 20–30 апреля на юге и

1–10 мая на севере; на высотах 1500–1800 м – 5–10 и 10–20 мая, соответственно. Осенью переход среднесуточной температуры через 0 °С на верхних поясах (выше 1500 м) происходит 1–5 октября, а на нижних (500–700 м) – 10–15 октября. Таким образом, продолжительность периода с положительными температурами изменяется от 160–190 дней (на высотах 500–700 м) до 130–150 дней (на высотах 1500–1800 м). Холодный период в верхних поясах продолжительнее более чем на месяц. Следует отметить, что такая закономерность характерна для континентальных районов. На побережье Байкала даты перехода температуры воздуха через 0 °С сдвинуты на более позднее время: весной – на 2–4 дня, осенью – на 5–7 дней (Плюснин, 1993).

С переходом температур воздуха через 0 °С начинается таяние снежного покрова. Даты схода или разрушения устойчивого снежного покрова на большей части территории совпадают с вышеуказанными датами. Вначале весны ежедневные заморозки сильно задерживают начало вегетации. Они связаны с тем, что в тылу приходящих с запада на восток циклонов часто происходит заток холодного воздуха, вызывающего резкое похолодание. Заморозки бывают даже в начале лета, а в верхних поясах гор отмечены до 20–25 июня.

Количество выпадающих атмосферных осадков на территории Прибайкалья неравномерно и определяется условиями атмосферной циркуляции (преобладанием северо-западного переноса воздушных масс), и рельефными особенностями территории (ориентацией горных хребтов с юго-запада на северо-восток).

Максимальное количество осадков получают наветренные склоны хребтов Байкальский и Хамар-Дабан – до 1500 мм/год. Вторичные наветренные склоны получают до 1200 мм/год, на первичных подветренных склонах выпадает от 250 мм у подножия до 800–1000 мм в привершинной части. В защищенных хребтами районах выпадает 300–500 мм осадков в год. Индекс сухости в горно-таежных районах равен 0.5–1.0, что говорит о достаточном и даже избыточном увлажнении территории (Будыко, 1971).

Проникновение циклонов с аномально холодными температурами способствуют развитию многолетнемерзлых грунтов. Однако в последнее время отмечается повышение среднегодовых значений температуры воздуха, где значительное приращение температур наблюдается в зимний период.

1.4. Растительный покров

Растительный покров на юге Восточной Сибири представлен таежными лесными массивами и степями, горными тундрами и субальпийскими лугами, подгольцовыми зарослями кедрового сланника и несомкнутыми скальными сообществами. Роль растительного покрова в

изменении условий теплообмена дневной поверхности с приземным слоем воздуха в различные сезоны года не одинакова. В зимний период роль растительного покрова незначительна, в отличие от летнего периода, когда от густоты растительного покрова зависит проникновение солнечной радиации. По этой причине, растительный покров является немаловажным фактором в процессах теплообмена. В Прибайкалье насчитывается 677 наименований таксонов разного ранга растительных сообществ (Моложников, 1986). Это связано с тем, что территория располагается в зоне контакта трех крупных природных областей: Среднесибирской плоскогорной таежной, Байкало-Джугджурской гольцово-горно-таежной и Южно-Сибирской горно-таежной (Сочава, 1963; Сочава 1968).

Горный характер рельефа на юге Восточной Сибири и наличие сложного сочетания субмеридионально ориентированных высоких горных хребтов и межгорных котловин определили общий горный характер растительности этой территории. Склоны горных хребтов покрыты горной тайгой из кедра, пихты, лиственницы, сосны и других древесных пород, сменяемой вверх по склонам в порядке высотной поясности подгольцовыми редколесьями и зарослями кустарников. Выше располагаются горные тундры и альпинотипные группировки, образующие гольцовый пояс гор. Днища и подгорные шлейфы межгорных сухопутных котловин заняты подгорными сосновыми и лиственничными лесами и горными степями.

Основу растительного покрова юга Восточной Сибири составляют горно-таежные леса, занимающие две третьих территории. Они располагаются на склонах разной крутизны и экспозиции от подгорных шлейфов до высот 1100–1800 м над уровнем моря, где постепенно замещаются подгольцовыми редколесьями. В сложении лесов принимают участие пихта сибирская, кедр сибирский, ель сибирская, лиственница сибирская, сосна обыкновенная, различные виды берез, тополя, семейство ивовых (чозения). Чаще всего они образуют смешанные древостои, например кедрово-пихтовые, елово-кедровые и т. д. Среди них преобладают спелые и перестойные древостои, возраст которых превышает 150–300 лет. Стоит отметить, что хвойные леса с густой сомкнутостью крон способны влиять на температурный режим грунтов посредством понижения среднегодовой температуры поверхности.

Типологический состав лесов очень разнообразен, что связано с большим диапазоном растительных условий. Большая пестрота литологического состава почвообразующих пород, наличие склонов разной экспозиции, различная степень увлажненности в зависимости от положения на западном или восточном склоне, высотные отметки местоположения приводят к преобладанию в том или ином районе определенных групп типов лесов (Моложников, 1986; Панарин, 1979).

Зона высокогорной (гольцовой) растительности в пределах южной оконечности Восточной Сибири занимает второе место по площади распространения. Она неодинаково

выражена для всех горных хребтов: на Хамар-Дабане гольцовый пояс развит слабее, чем на Байкальском хребте. Высокогорная растительность характеризуется большой пестротой и комплексностью (Белов, 1973; Моложников, 1986). На Хамар-Дабане пихтовые парки с покровом из разнотравья и папоротников в высокогорьях образуют комплексы с широкоразвитыми лугами из субальпийского крупнотравья. Для этих районов характерны, кроме того, эрикоидные пустоши с черникой, филлодоце, баданом (Епова, 1960; Преображенский, 1959). Самые высокие участки каменистого плато заняты лишайниковыми и мохо-лишайниковыми горными тундрами, местами с большим участием дриады. Осоково-моховые тундры занимают небольшие площади. На южных склонах распространены фрагменты горных степей с типчаком, а также участки кобрезиевых пустошей (Епова, 1960).

Для всех хребтов региона в подгольцовой зоне выше редколесий, а местами в комплексе с ними, характерно широкое развитие зарослей кедрового стланика. Вместе с ним обычно встречаются душекия (ольховник), золотистый рододендрон, березка круглолистная, ива и т. д. Последняя приурочена к долинам водотоков (Моложников, 1986; Тюлина, 1967).

Растительность межгорных котловин резко отличается по своему составу и структуре от растительности склонов окружающих горных хребтов. Это обусловлено своеобразием климатического режима котловин, спецификой режима увлажнения грунтов, а для Байкальской котловины еще и наличием большой массы воды оз. Байкал.

Нижние части горных склонов, и подгорные шлейфы заняты рододендроновыми, сосновыми и лиственничными лесами. На днищах котловин, особенно на песчаных отложениях, они замещаются сухими, остепненными травяными или бруснично-толокнянковыми сосняками (Бузыкин, 1969; Букс, 1959).

Благодаря большой сухости широко развиты Тажеранские степи Приольхонья, на острове Ольхон и т. д. Они представлены в основном типчаковыми, мятликовыми, типчаково-тонконоговыми, полынно-типчаковыми и вострецовыми сообществами с примесью житняка, ковыля и степного, и литофильного разнотравья. По днищам понижений и низким террасам рек среди них развиваются сырые солонцеватые луга, которые, как правило, слабо влияют на условия теплообмена воздух–грунт.

По своему облику и режиму вегетации степи котловин юга Восточной Сибири близки к степям Южного Забайкалья и Северной Монголии. В настоящее время они используются под пастбища, хотя продуктивность их сравнительно невелика – 5–10 ц/га (Гагарин, 1974).

Кроме лесов и степей важное положение занимают лугово-болотные комплексы. Луга преимущественно переувлажнены. Это осоковые и злаково-осоковые сообщества. Местами встречаются заросли ивняков и ерников. Они образуют с болотами, зарослями кустарников и фрагментами лесов сложные динамические сочетания.

Современная растительность на юге Восточной Сибири претерпела ряд значительных изменений в результате пагубной человеческой деятельности. Многочисленные пожары, вырубки лесов, нерегламентированный выпас скота, распашка, строительство крупных линейных сооружений и др., негативно сказались на составе и структуре растительного покрова и, как следствие, отразились на условиях термодинамического режима грунтов.

2. Общие геологические и инженерно-геологические особенности юга Восточной Сибири

2.1. Геологические и тектонические условия

Основная часть территории юга Восточной Сибири сложена докембрийскими отложениями. По возрасту они отчетливо подразделяются на три основных комплекса: архейский, нижне-среднепротерозойский и нижнекембрийский. Также в строении территории принимают участие отложения среднего и верхнего мезозоя, кайнозоя (Рис. 2).

Архейский комплекс пород распространен в юго-западном и центральном Прибайкалье, районе Тажеранских степей, острове Ольхон. Представлен в основном гнейсами, кристаллосланцами, мраморами, кварцитами, мигматитами, диафторитовыми гнейсами, метаэффузивами, амфиболитами, кальцифирами, гранулитами, диопсидовыми породами. Отложения свит залегают между собой согласно. Мощность пород значительная – от 2.5 до 6 км (Салоп, 1964). Характерной особенностью архейского комплекса пород является переслаивание в разрезе гнейсовых, сланцевых и мраморных, реже доломитовых разностей.

Комплекс ниже- и среднепротерозойских отложений занимает небольшие площади в пределах западного и северо-западного Прибайкалья. На архейских породах комплекс залегает с крупными структурными несогласиями. В его состав входят различные эффузивы, пирокластические и осадочные породы. Отложения верхнего протерозоя широко распространены в пределах Прибайкалья. На территории Западного Прибайкалья отложения верхнего протерозоя встречаются в виде узкой полосы вдоль западной окраины Приморского и Байкальского хребтов. В состав серии входят голоустинская, улунтуйская и качергатская свиты, мощность пород достигает 2500 м. Представлена слабо метаморфизованными, песчано-глинистыми и карбонатными породами (Пиннекер, 1968; Салоп, 1964).

В пределах Прибайкалья, особенно в его западной части, широко распространены отложения венда, ведн-кембрийской системы, венда и кембрия. Породы распространены в пределах хребтов Приморский, Байкальский, в северо-восточной части Хамар-Дабана и Верхнеангарского хребта, а также Тункинских гольцов. Породы представлены известняками, доломитами, алевролитами, мергелями, аргиллитами, конгломератами и песчаниками.

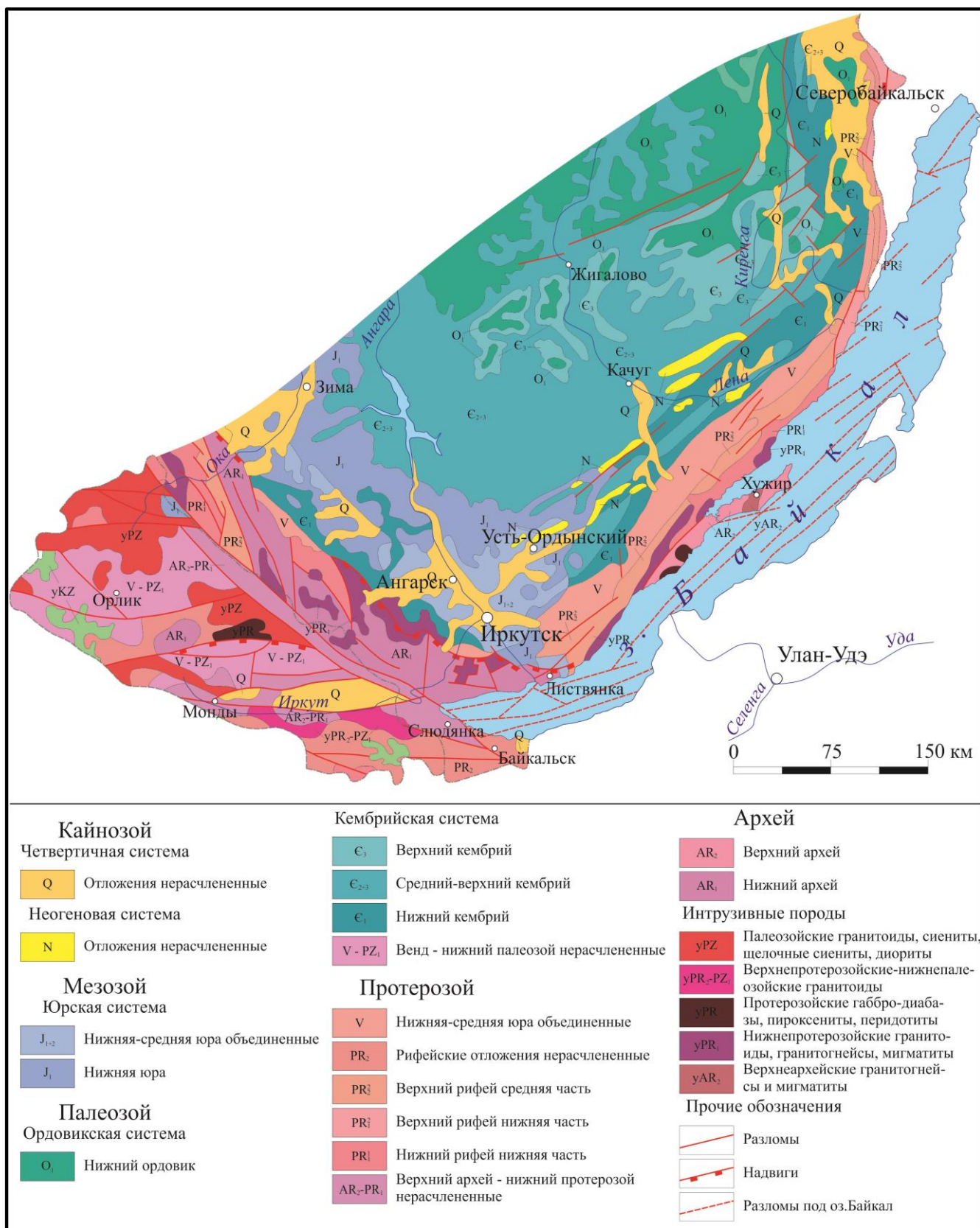


Рис. 2. Схема геологического строения юга Восточной Сибири (составлена по материалам Мельникова, Замараева, 1993).

Комплекс нижнекембрийских пород представлен карбонатными отложениями. В основном это доломиты и доломитизированные известняки. В юго-западной части Восточной Сибири, в районах, примыкающих к внутренней части Иркутского амфитеатра, в разрезе присутствуют доломито-ангидриты, ангидриты и каменная соль. Комплекс нерасчлененных кембрийских отложений развит главным образом в северо-западной части Прибайкалья. В основном это песчаники, сланцы, известняки, доломиты, доломитовые известняки, мергели, эффузивы; последние характерны кембрийским эвгеосинклинальным образованиям Байкальской горной области. Они в значительной степени метаморфизованы, интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитоидов (Салоп, 1964).

Мезозойские осадочные и вулканогенные толщи на юге Восточной Сибири развиты на изолированных участках. Лишь на юге Иркутского амфитеатра они широко представлены континентальными юрскими отложениями. Юрские отложения состоят из слабосцементированных конгломератов, полимиктовых песчаников и глинистых сланцев с пластами угля. Триасовые породы распространены отдельными пятнами в восточной части Прибайкалья и практически не затрагивают описываемую территорию. Меловые отложения выполняют впадины забайкальского типа. Их разрез в целом представлен базальными конгломератопесчаниковыми отложениями, которые сменяются тонкообломочными глинистыми породами, в свою очередь перекрытыми буроугольными образованиями (Пиннекер, 1968; Флоренсов, 1973).

Отложения кайнозойской группы распространены в пределах восточной части оз. Байкал и на юго-восточной окраине Иркутского амфитеатра. В разрезе кайнозойской группы принимают участие континентальные отложения неогена и четвертичного периода. К неогену отнесена толща алевролитов, глин, песков, супесей, песчаников, гравелитов, рыхлых конгломератов и конглобрекчий мощностью более 1000 м. Они, как правило, заполняют глубокие межгорные впадины. Отложения четвертичного периода представлены галечниками, песками, супесями, в которых особенно широко распространены плиоценовые пески во впадинах байкальского типа. Мощность их более 500 м (Флоренсов, 2015).

Магматические образования в пределах юга Восточной Сибири распространены очень широко, особенно в восточной части территории. Обилие продуктов магматического воздействия, неоднократно повторяемого в геологической истории – характерная черта юга Восточной Сибири. Широко развиты магматические образования архея, протерозоя и мезо-кайнозойского этапов. Они представлены в основном гранитогнейсами, гранитами, сиенитами, кварцевыми диоритами, диоритами. Все магматические породы Восточной Сибири – это массивные, плотные и крепкие разности, достаточно устойчивые к воздействию агентов современного выветривания, но, как правило, сильно трещиноватые в верхней части.

Тектоническое строение юга Восточной Сибири является весьма сложным, особенно это касается пород архейского и протерозойского комплексов. Главные структуры были сформированы в течение архейского, ниже-, средне-, верхнепротерозойского, нижнепалеозойского и мезо-кайнозойского этапов тектогенеза. Такое разделение позволяет выделить несколько структурных ярусов, соответствующих этапам тектогенеза.

Архейская структура юга Восточной Сибири является северо-западным крылом крупного антиклинория. Породы смяты в массивные складки и имеют северо-восточное простирание. В юго Восточной Сибири структура архейских образований усложнена. Основное направление складчатых структур – северо-западное, саянское. Также существенную роль в формировании структур архея оказали более поздние движения. Структурные ярусы нижнего, среднего и верхнего протерозоя также отличаются сложным строением. Складчатая структура во много унаследована, чаще всего здесь развиты параллельные складки изгиба, реже складчатость другого типа (Хренов, 1977).

Нижнепалеозойский структурный ярус значительно отличается от докембрийского. Основная особенность развития – образование линейных складок, протягивающихся полосой шириной 65–75 км в северо-восточном направлении, вдоль западного Прибайкалья. В западной части Восточной Сибири мезозойский структурный ярус характеризуется спокойным залеганием континентальных осадков. Юго-восточной части характерна активизация тектономагматического цикла, повлекшая крупные блоковые смещения, на месте которых были пликативные дислокации. В кайнозое тектоническое развитие юга Восточной Сибири характеризуется как незавершенное (Пиннекер, 1968; Хренов, 1977).

Особенностью тектонического развития Байкальской горной области, окаймляющей юго-восточную часть Восточной Сибири, являются глубинные разломы, предопределяющие общую конфигурацию геосинклиналей. Глубинные разломы можно разделить на краевые и внутригеосинклинальные, а их, в свою очередь, – на первичные и вторичные. Первичными называют разломы, возникшие в раннем протерозое при заложении геосинклинальной системы, вторичные разломы образовались на поздних этапах развития.

Глубинные разломы с высокой степенью раздробленности в совокупности с современным тектоническим движением указывают на высокую активность данного региона, что выражается в высоких показателях сейсмичности. Наиболее высокая сейсмичность характерна району Среднего Байкала: на данной территории довольно часто происходят как слабые, так и сильные землетрясения. В районе Среднего Байкала в 1862 г. располагался эпицентр Цаганского землетрясения, достигающего 10 баллов. Менее сейсмичен район Тункинской впадины, однако, на данной территории отмечаются весьма сильные землетрясения (Солоненко, 1981).

Стоит отметить, что участки с повышенной сейсмичностью, относящиеся к району Среднего Байкала, такие как Тункинская впадина, более подробно рассматриваются В.С. Хромовским, где каждый район разделен на участки сейсмической опасности. Так, в пределах Тунгинской впадины основная часть района имеет 8–9 баллов сейсмической активности, 5140 км² – 8 баллов и 5530 км² – 9 баллов и, лишь небольшая зона площадью 1050 км², относится к 10-ти балльной (Солоненко, 1981; Хромовских, 1963).

Согласно данным сейсмического районирования территории России, картам ОСР, существует высокая вероятность до 99 % (ОСР – 97–С) повторения землетрясений в ближайшие 50 лет с магнитудой до 10 баллов в пределах Байкальской горной складчатости. Для большей территории Прибайкалья магнитуда землетрясений не превысит 8–9 баллов, а в соответствии с картой ОСР – 97–В – до 7 баллов (Рис. 3) (Уломов, 1999).

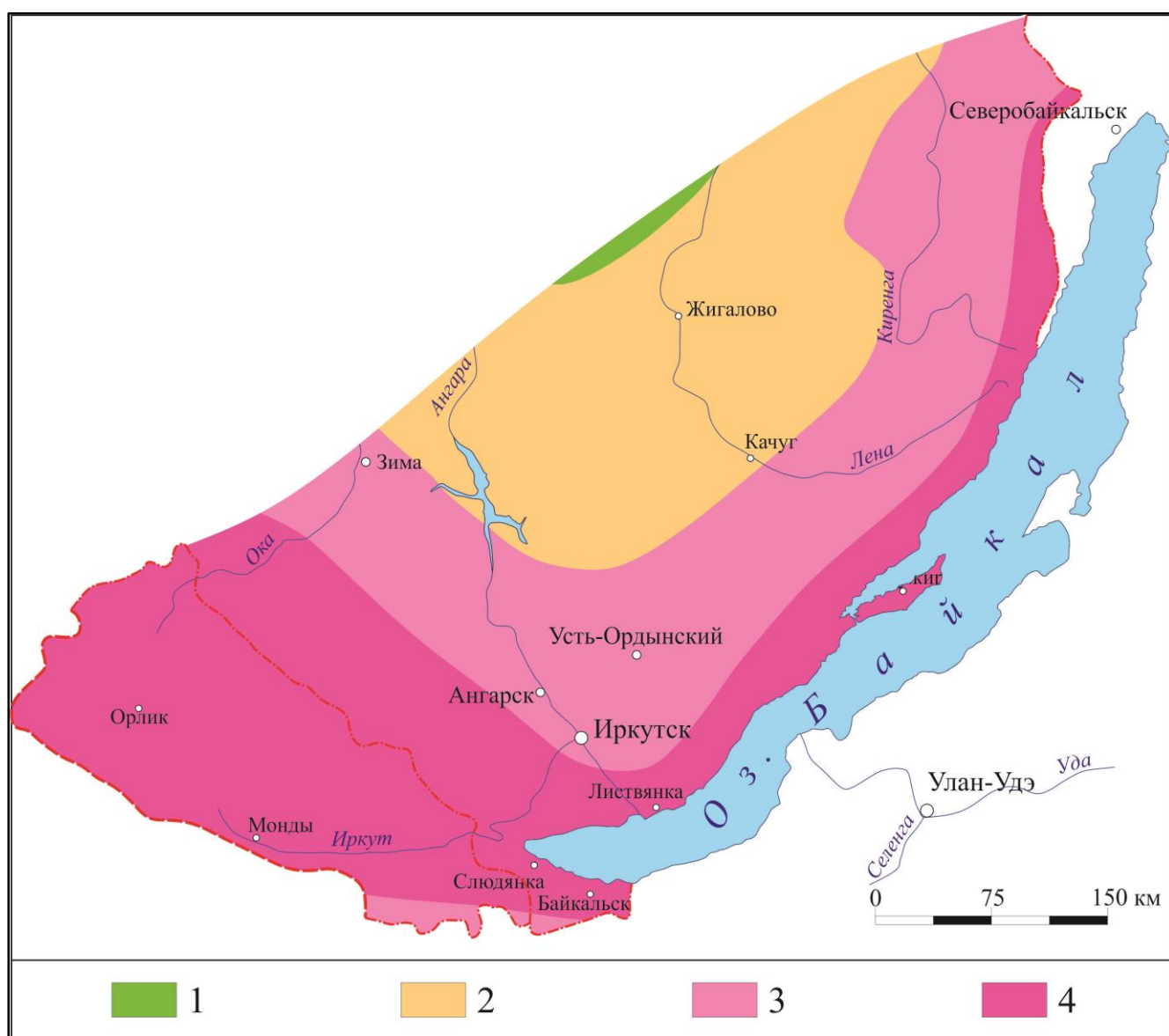


Рис. 3. Фрагмент карты ОСР-В для юга Восточной Сибири (Уломов, Шумилина, 1999).

Максимальная интенсивность сейсмических сотрясений (I, баллы) 5 % вероятность превышения расчетной интенсивности в течение 50 лет (период повторяемости сотрясений – 1000 лет); Баллы: 1 – 6, 2 – 7, 3 – 8, 4 – 9.

Такие сложные тектонические и геологические условия в совокупности с высокой сейсмичностью во многом определяют сложные инженерно-геологические условия юга Восточной Сибири. Эти условия являются факторами, оказывающими прямое воздействие на развитие инженерно-геологических процессов, что, в совокупности с современными изменениями в температурном режиме грунтов, создает предпосылки для деградации многолетнемерзлых грунтов.

2.2. Инженерно-геологические условия

Современный инженерно-геологический облик территории Восточной Сибири во многом сформировался под воздействием сложного тектонического режима, климатических условий и в результате последствий техногенного освоения. В основе регионального инженерно-геологического районирования, в первую очередь, лежит инженерно-геологический анализ горных пород и слагаемых ими комплексов а также, исследование закономерностей их распространения в земной коре. На основании современных представлений о геологическом строении данной территории можно установить генетическую связь между строением, состоянием, составом, физико-механическими свойствами горных пород и их комплексов к определенным геологическим структурам.

Преобладающими формами поверхности являются платообразные, часто наклонные междуречья с фрагментами древних поверхностей выравнивания или останцовыми массивами на устойчивых породах. Для Ангаро-Ленского междуречья характерна грядовость рельефа. Абсолютные высоты поверхности убывают с юго-востока на северо-запад с 1400–800 до 500–300 м, а относительное расчленение в этом же направлении уменьшается от 1100–700 до 200–100 м. Морфология долин связана с литологией коренных пород: в устойчивых к размыву отложениях долины сужены, почти лишены террас, имеют порожистые русла. В рыхлых отложениях и на участках депрессий долины широкие, хорошо террасированы, с полным развитием аллювиального комплекса. Юг Восточной Сибири отличается широким развитием карбонатных, терригенно-карбонатных и гипсово-доломитовых формаций и, кроме этого, выдержанным северо-восточным (байкальским) направлением структур (Инженерная геология СССР, 1977).

На территории юга Восточной Сибири выделяют три крупных тектонических этапа, в течение которых сформировались три основных комплекса отложений, выделенных в структурные этажи. Инженерно-геологическая характеристика грунтов этих отложений напрямую связана с их генезисом.

Нижне-среднепалеозойский структурный этаж.

Представлен несколькими крупными формациями: малассовидная нижнекембрийская формация; гипсово-соленосная нижнекембрийская формация и гипсово-доломитовая нижне-среднекембрийская формация; красноцветная терригенно-карбонатная средне-верхнекембрийская формация; красноцветные терригенные средне-верхнеордовикская, верхнесилурийская и верхнедевонская формации; терригенно-карбонатная нижнеордовикская формация; терригенные нижне-среднеордовикская и нижнесилурийская формации.

Малассовидная нижнекембрийская формация представлена доломитами, песчаниками, аргиллитами и конгломератами мощностью от 100 до 580 м. Галька конгломератов состоит из прочных пород размером до 50 см. Породы формации устойчивы к выветриванию (Инженерная геология СССР, 1977).

Гипсово-соленосная нижнекембрийская формация и гипсово-доломитовая нижне-среднекембрийская формации сложены брекчированными доломитами с прослоями известняков, мергелей, гипса, соли и известковистых песчаников мощностью от 700 до 1600 м. Доломиты тонкозернистые, с преобладающими размерами зерен 0.01–0.02 мм. Плотность в среднем равна 2.8 г/см³; объемная масса – 2.7 г/см³; пористость – 6 %. Средняя величина временного сопротивления сжатию 1436×10^5 Па. Доломиты обладают большой прочностью и морозоустойчивостью (Инженерная геология СССР, 1977).

Красноцветная терригенно-карбонатная средне-верхнекембрийская формация представлена доломитами с прослоями гипса, аргиллитами, песчаниками и алевролитами мощностью до 500–900 м. Аргиллиты и алевролиты микрослоистые, с карбонатно-глинистым и железисто-глинистым порошковым цементом, карбонатные (10–26 %). Породы крайне нестойки к выветриванию. Песчаники мелкозернистые, цемент базальный, реже поровый, кальцитовый с примесью глинистого материала. Породы прочные с временным сопротивлением сжатию до 1000×10^5 Па, понижение прочности при водонасыщении и промораживании достигает 30 %, при резких колебаниях температуры – 10 % (Инженерная геология СССР, 1977).

Красноцветные терригенные средне-верхнеордовикская, верхнесилурийская и верхнедевонская формации сложены алевролитами, мергелями, аргиллитами с прослоями песчаников и включениями гипса мощностью 105–340 м. Алевролиты и аргиллиты тонкослоистые, с трещинами усыхания, цемент глинисто-карбонатный, гипсово-глинистый. Прочностные показатели невысокие. Алевролиты с глубины 50–100 м выдерживают нагрузку до 600×10^5 Па, но при промораживании, водонасыщении и резких температурных колебаниях прочность их падает на 70 %. Песчаники неравномернозернистые, цемент базальный и поровый, лимонитовый и глинисто-карбонатный. Песчаники прочные, временное сопротивление сжатию

до 500×10^5 – 725×10^5 Па. Водонасыщение и многократное промерзание понижают прочность на 28–35 % (Инженерная геология СССР, 1977).

Терригенно-карбонатная нижнеордовикская формация в основании представлена известняками и доломитами мощностью 40–60 м. Доломиты толстоплитчатые, кавернозные, известняки на 90–97 % состоят из кальцита. Временное сопротивление сжатию до 900×10^5 – 2200×10^5 Па, а понижение прочности при водонасыщении и промерзании достигает 10–45 %. В кровле формация представлена переслаивающимися аргиллитами, песчаниками и известняками мощностью от 25 до 260 м. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, часто с включениями гипса, массивной текстуры, кварцевые или кварц-полевошпатовые; цемент базальный, доломитовый либо кальцитовый с примесью глинистого. Временное сопротивление сжатию у доломитизированных песчаников – 940×10^5 Па. Происходит снижение прочности при частом промораживании (Инженерная геология СССР, 1977).

Терригенные ниже-среднеордовикская и нижнесилурийская формации сложены мелкозернистыми песчаниками до глубины 30–180 м, кремнисто-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов до 75–400 м, алевролитами, полевошпато-кварцевыми песчаниками и аргиллитами до 60–150 м. Песчаники мелко- и разнозернистые, толсто-тонкоплитчатые, кварцевые и полевошпато-кварцевые. Полевошпато-кварцевые песчаники с глинисто-карбонатным цементом выдерживают нагрузку 430×10^5 Па, при водонасыщении и многократном промораживании снижают прочность на 15–35 %, при резких температурных колебании – на 2–15%. Алевролиты и аргиллиты с базальным глинистым или карбонатно-глинистым цементом выдерживают нагрузку до 33×10^5 Па, но при водонасыщении и во время испытаниях на морозостойкость полностью разрушаются (Инженерная геология СССР, 1977).

Верхнепалеозойский-мезозойский структурный этаж.

Угленосная каменноугольная-нижнепермская формация сложена песчаниками с прослоями аргиллитов, глин и углей мощностью до 280 м и алевролитно-аргиллитовой толщей с прослоями песчаников, углисто-глинистых сланцев и углей мощностью до 40 м. Песчаники средне- и мелкозернистые, полимиктовые полевошпато-кварцевые, цемент поровый и смешанный, глинистый, реже карбонатно-глинистый. Прочные образцы выдерживают нагрузку до 580×10^5 Па и имеют высокую пористость; объемная масса в среднем варьируется в пределах 1.79 – 2.10 г/см³. Аргиллиты тонкослоистые, бескарбонатные, относятся к группе слабых грунтов, сопротивление сжатию менее 20×10^5 Па, и разрушаются при водонасыщении и промораживании. Глины пластичные, слоистые, содержат до 30 % песчаной фракции, 50 % пылеватой и 7–17 % глинистой. Сцепление 0.5×10^5 – 0.9×10^5 Па, при нарушении структуры – 0.1×10^5 – 0.3×10^5 Па, коэффициент структурной прочности 2.5–6.5 (Инженерная геология СССР, 1977).

Угленосная нижнеюрская формация сложена песками, глинами, песчаниками, алевролитами, реже галечниками и конгломератами с прослоями углей мощностью от 60 до 150 м. Мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники объемной массой 2.1 г/см^3 и пористостью 21 % на карбонатно-глинистом цементе. В сухом состоянии они способны выдерживать нагрузку свыше $300 \times 10^5 \text{ Па}$, но при водонасыщении мощность уменьшается в два раза. Алевролиты и аргиллиты в сухом состоянии также способны выдерживать нагрузку до 300×10^5 – $530 \times 10^5 \text{ Па}$, а при водонасыщении теряют прочность на 30–40 % (Инженерная геология СССР, 1977).

Кайнозойский структурный этаж.

Данный структурный этаж представлен отложениями пролювиально-аллювиально-озерного палеоген-неогенового типа и красноцветными элювиально-аллювиальными.

Пролувиально-аллювиально-озерные палеоген-неогеновые отложения представлены каолинистыми глинами; песчано-алевролитовая примесь представлена кварцем и обломками кремнистых пород, мощность отложений достигает 200 м. В верхней части разреза глины в основном известковистые и песчанистые, монтмориллонитовые, с примесью каолинита или гидрослюд (Инженерная геология СССР, 1977).

Красноцветные элювиально-аллювиальные отложения сложены глинами и суглинками красно-бурыми, плотные с галькой кварца, выветрелых гранитов и гнейсов, щебнем песчаников и аргиллитов. Галечники размером 2–5 см кварцевого, кварцитового, кремниевого, реже гнейсового и гранитового состава. Мощность отложений достигает 15 м (Инженерная геология СССР, 1977).

Четвертичные отложения.

Аллювиальные глинисто-песчано-галечные отложения русловых и пойменных фаций мощностью до 30–50 м. Гравийно-песчано-галечниковые отложения содержат 30–60 % гальки, представленной траппами, кварцем, доломитом, песчаником и т. д. Пески разнозернистые, содержание глинистой фракции до 2–3 %, пылеватых частиц – 4–29 %, песчаных – 45–95 %. Состав песков – полевошпато-кварцевый и кварцевый, плотность в пределах 2.67 – 2.70 г/см^3 , влажность от 4 до 48 %. Слабоуплотняемы, угол естественного откоса 34 – 39° , при водонасыщении 31 – 34° . Глинистые отложения представлены монтмориллонитами и каолинитами. Плотность пород – 2.70 – 2.74 г/см^3 , объемная масса – 1.72 – 1.80 г/см^3 , влажность в среднем 21 %. Грунты относятся к группе среднепластичных, коэффициент сжимаемости 0.004×10^5 – $0.070 \times 10^5 \text{ Па}$, коэффициент сцепления 0.13×10^5 – $0.27 \times 10^5 \text{ Па}$. Лессовые породы представлены тяжелыми суглинками, слабоагрегированными, недоуплотненными, слабопластичными, среднесжимаемыми и просадочными. Содержание пылевой фракции в суглинках и супесях достигает 47–59 % (Инженерная геология СССР, 1977).

Делювиальный геолого-генетический тип представлен палевыми суглинками и супесями с содержанием пылевой фракции до 61 %, высокоагрегированные, со смешанными коагуляционно-конденсационными структурными связями, карбонатные, макропористые, недоуплотненные, сильносжимаемые и просадочные. Мощность отложений достигает 5–10 м (Инженерная геология СССР, 1977).

Элювиально-делювиальный геолого-генетический тип сложен щебенисто-песчано-глинистыми грунтами. Пески разнотернистые, содержание песчаной фракции достигает 80–97%, пылевой – 1–16 %, глинистой – 2–4 %. Плотность достигает 2.65 г/см^3 , объемная масса 1.85 г/см^3 . Мощность песков достигает 3–5 м. Щебенисто-глыбовые отложения имеют плотность $2.73\text{--}2.85 \text{ г/см}^3$, объемную массу $1.55\text{--}1.95 \text{ г/см}^3$, угол сдвига 32–33 %, сцепление $0.01 \times 10^5 \text{ Па}$, модуль общей деформации $120 \times 10^5\text{--}200 \times 10^5 \text{ Па}$ (Инженерная геология СССР, 1977).

Эоловый геолого-генетический тип представлен песками. Пески мелко- и среднетернистые, примесь пылевых частиц колеблется от 0.3 до 23 %, плотность $2.64\text{--}2.75 \text{ г/см}^3$, объемная масса скелета $1.5\text{--}1.64 \text{ г/см}^3$, влажность 10–15 %. Мощность отложений изменяется в пределах 0.5–10.0 м (Инженерная геология СССР, 1977).

Озерный геолого-генетический тип представлен мелкозернистыми песками, супесями и торфом. Содержание мелкопесчаных фракций составляет 67–91 %, глинистой фракции – 0.4–4.3 %, грунты сильно пылевые. Мощность отложений достигает 72 м. Болотно-старичные отложения представлены иловатыми гумусированными суглинками, содержащими 15 % песчаных, 80 % пылевых и 5 % глинистых частиц. Плотность данных отложений в среднем составляет 2.35 г/см^3 (Инженерная геология СССР, 1977).

Инженерно-геологическое районирование территории Восточной Сибири во многом связано с именем Г.Б. Пальшина, но основные и общие принципы инженерно-геологического районирования крупных территорий хорошо известны из работ Л.Д. Белого (Белый, 1964) – он рекомендует; при составлении инженерно-геологических карт выделять мегаформации и отражать физические свойства горных пород. И.В. Попов на обзорных инженерно-геологических картах рекомендует выделять регионы, области и инженерно-геологические районы. Регионы первого и второго порядков отделяются один от другого по структурно-тектоническим признакам, области разделяются по морфологическим условиям и характеру тектонических движений в кайнозой, а районы внутри области – по геологическому строению или гидрогеологическим условиям (Попов, 1950; 1961). Такое районирование характерно равнинным участкам или участкам с однородными условиями формирования пород.

Согласно Г.Б. Пальшину, совмещение региональных и зональных инженерно-геологических факторов на территории юга Восточной Сибири уместно, при районировании выделяются группы районов по степени сложности инженерно-геологических условий для

строительства (Пальшин, 1968). По мнению Г.Б. Пальшина, для горных районов с резко выраженной неотектоникой, высокой сейсмичностью и широким распространением многолетнемерзлых грунтов литогенная основа часто не является решающим фактором в определении степени сложности инженерно-геологических условий. На первый план в горных районах выступают такие зональные эндогенные и экзогенные факторы, как сейсмичность территории, рельеф местности, многолетнемерзлые породы, оползни, обвалы и другие геологические процессы. Территории Прибайкалья характерны условия горных районов. На юге Восточной Сибири Г.Б. Пальшиным выделены следующие районы: весьма сложные, повышенной сложности, сложные, средней сложности и осложненные (Рис. 4).

Районы с весьма сложными инженерно-геологическими условиями занимают обширную часть юга Восточной Сибири. К ним можно отнести хребты, окаймляющие впадины байкальского типа: Тункинский, Хамар-Дабан, Байкальский, частично Приморский.

Основными инженерно-геологическими факторами, сильно усложняющими условия освоения и строительства, являются: рельеф местности – хребты, относящиеся к альпийскому типу, поднимаются до 2000–3000 м; высокая сейсмичность – до 8–10 баллов; многолетнемерзлые грунты, которые имеют обширное распространение со значительной мощностью в гольцовой зоне. Дополнительный фактор – повышенная раздробленность горных пород, массовое проявление обвалов, снежных лавин, наледей, широкое распространение осыпей, курумов, солифлюкции, и бурное проявление паводков, часто переходящих в грязеселевые потоки. К районам с весьма сложными условиями строительства в межгорных впадинах и котловинах относятся только локальные зоны, где сила землетрясений может достигать 10 баллов и более (Пальшин, 1968). В Тункинской впадине дополнительными факторами являются островное распространение мерзлых грунтов, термокарстовые процессы и возможность проявления мощных селевых потоков.

К районам с повышено-сложными инженерно-геологическими условиями относятся: краевые зоны Байкальского сводового поднятия; краевые и внутренние поднятия в кайнозойских впадинах; некоторые центральные и боковые части межгорных впадин. К краевым зонам Байкальского сводового поднятия можно отнести низко- и среднегорные районы хребта Хамар-Дабан (Пальшин, 1968). Этот район характеризуется сильной раздробленностью горных пород, высокой сейсмичностью и крупными островами многолетнемерзлых грунтов, мощность их достигает от нескольких десятков до 100 м, температура изменяется от -0.2 до -0.5 °С. Дополнительными факторами, усложняющими инженерно-геологические условия, следует считать горные обвалы, наледи, заболоченность и интенсивную абразию береговых склонов.

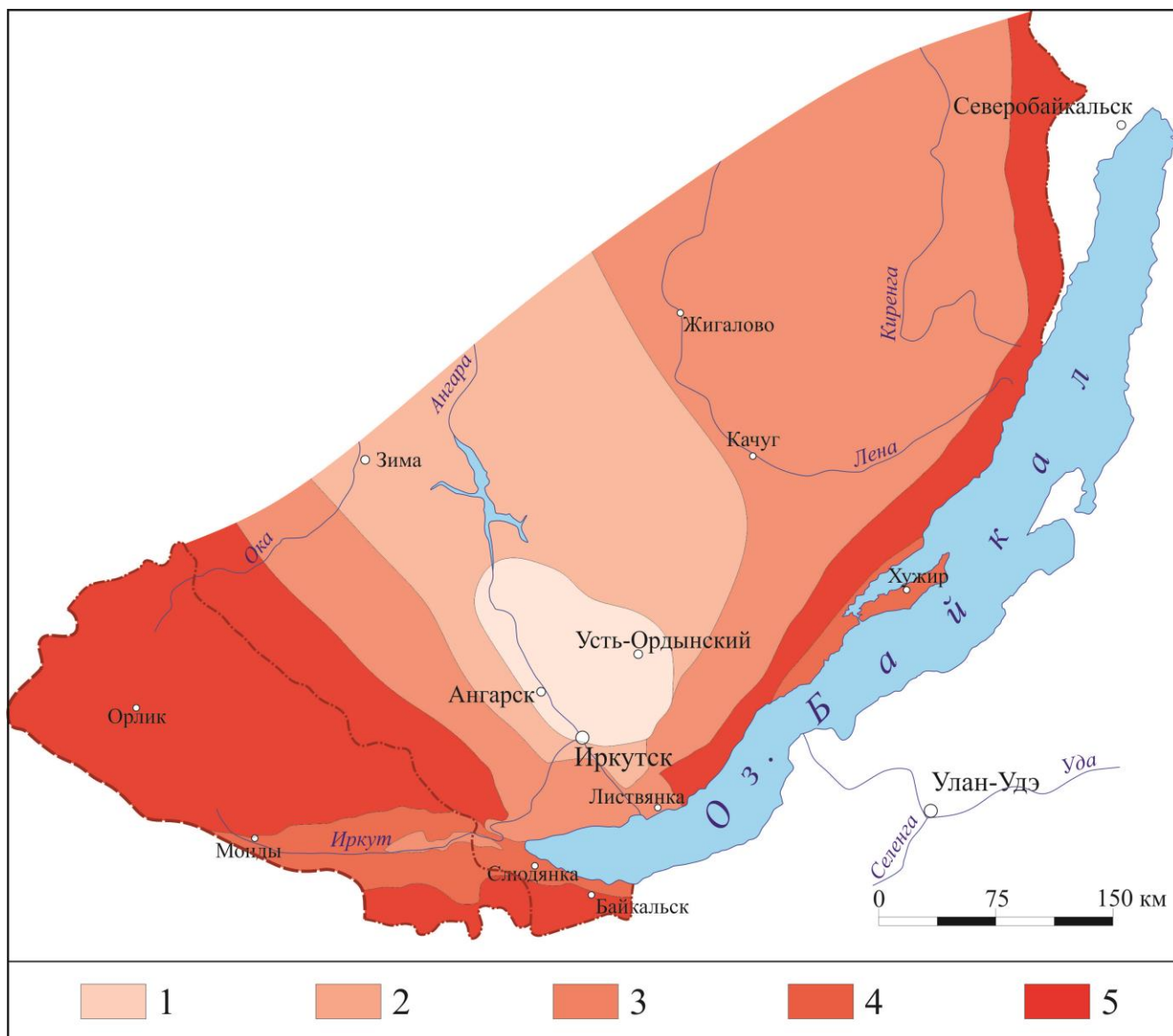


Рис. 4. Схема районирования юга Восточной Сибири по степени сложности инженерно-геологических условий для строительства (по материалам Пальшина, Зарубина, 1968).

1 – районы с осложненными условиями; 2 – районы с условиями средней сложности; 3 – районы со сложными условиями; 4 – районы с условиями повышенной сложности; 5 – районы с весьма сложными условиями.

К краевым и внутренним поднятиям в кайнозойских впадинах относятся район Приольхонья и остров Ольхон, также к внутренним поднятиям можно отнести небольшие межвпадинные перемычки в Тункинской котловине. Приольхонскому району характерен степной ландшафт с мягкими формами рельефа, сложенный преимущественно гнейсовидными кристаллическими породами. Для большей части района максимальная сила возможных землетрясений достигает 9 баллов. Мерзлые грунты имеют островной тип распространения и мощность до 30–70 м. Дополнительными факторами являются оползни, горные обвалы, древние и современные эоловые процессы, а в карбонатных породах – карст.

Инженерно-геологические районы со сложными условиями строительства включают следующие территории: юго-восточную окраину Сибирской платформы, некоторые выступы и центральные части хребтов Байкальской горной области, отдельные краевые зоны мезозойских и кайнозойских депрессий (Пальшин, 1968).

Юго-восточная часть Сибирской платформы – поля Иркутского амфитеатра, сложенного терригенными и карбонатными породами нижнего кембрия. В структурном отношении район можно отнести к юго-восточному склону Прибайкальского передового прогиба. Породы в массиве имеют высокую трещиноватость, отмечается проявление карста. Район входит в область островного распространения многолетнемерзлых грунтов, с мощностью линз мерзлых грунтов до 30–100 м. По днищам долин и боковым притокам широко развиты наледи различных типов. Сейсмическая активность территории – землетрясения до 7–8 баллов.

К районам со сложными условиями строительства относятся крупные территории Байкальской горной области. Эти территории включают в себя южный выступ Приморского хребта, а также Горяченское предгорье, центральные и краевые части хребта Улан-Бургасы. На инженерно-геологические условия строительства влияют следующие факторы: повышенная раздробленность кристаллических пород, процессы интенсивного физико-химического выветривания, рельеф местности, высокая сейсмичность территории и наличие многолетнемерзлых грунтов (Пальшин, 1978).

Прибайкальская зона мезозойского прогиба и некоторые бортовые части Северо-Байкальской впадины также относятся к участкам со сложными инженерно-геологическими условиями. Основные факторы, осложняющие строительство на данных участках, многолетнемерзлые породы и повышенная сейсмичность до 8–9 баллов.

В районы со среднесложными и осложненными инженерно-геологическими условиями входят: денудационная, относительно слабо расчлененная равнина в границах Иркутского угленосного бассейна, сложенная юрскими породами и приподнятые, хорошо дренированные прибортовые участки кайнозойских впадин (Пальшин, 1968).

Юрские отложения Иркутского угленосного бассейна слабо литифицированы, им характерна цикличность в осадконакоплении. По грунтовым, рельефным и гидрогеологическим условиям район допускает строительство крупных инженерных объектов. Сейсмичность достигает 7–8 баллов. Многолетнемерзлые породы отсутствуют.

Приподнятые зоны кайнозойских впадин морфологически относятся к аккумулятивным пологосклонным и незначительно всхолмленным равнинам. Отмечается развитие линейной эрозии и эоловые формы рельефа. Сейсмичность достигает 8 баллов. Мерзлые породы на данной территории имеют спорадическое распространение, а мерзлотные процессы в основном связаны с деградацией многолетнемерзлых грунтов.

2.3. Геокриологические особенности территории

В пределах территории юга Восточной Сибири проходит южная граница криолитозоны. Относительно сложные геологические, геоморфологические условия накладывают свой отпечаток на температурный режим мерзлых грунтов. Стоит отметить, что в рамках инженерной геологии основной терминологической единицей является «грунт» – любые горные породы и почвы, которые изучаются как многокомпонентные динамичные системы с целью познания их как объекта инженерной деятельности человека, определение было предложено Е.М. Сергеевым (Сергеев, 1982). Поэтому под термином «мерзлые грунты» подразумеваются породы, грунты и почвы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние, т. е. включает в себя сезонномерзлые грунты, многолетнемерзлые грунты и перелетки (Кудрявцев и др., 1978; Цытович, 1973).

На территории юга Восточной Сибири выделены: область редких островов многолетнемерзлых грунтов; область островного распространения многолетнемерзлых грунтов и область сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов с таликами. В геокриологическом отношении на территории юга Восточной Сибири выделены две крупные провинции: мерзлотная провинция южной части Сибирской платформы (представлена в основном южной частью Ангара-Ленского региона) и провинция многолетнемерзлых грунтов Байкальской горно-складчатой зоны (Рис. 5) (Лещиков, 1978).

Мерзлотная провинция южной части Сибирской платформы. В геокриологическом аспекте территория относится к южной границе распространения многолетнемерзлых грунтов и характеризуется преимущественно областями с редкими островами многолетнемерзлых грунтов и областями островного распространения многолетнемерзлых грунтов. К области с редкими островами распространения мерзлых грунтов относится участок Иркутского амфитеатра, мощность грунтов незначительная, температура грунтов достигает -0.1°C .

Область островного распространения многолетнемерзлых грунтов занимает значительную часть территории юга Сибирской платформы – к ней относится юго-восточная часть Лено-Ангарского плато и предгорный участок Прибайкалья. Последнему характерны значительные контрасты мерзлотных условий с изменением природных условий местности – даже на незначительных расстояниях в речных долинах и на водораздельных склонах встречаются резкие переходы – от талых к мерзлым грунтам и от маломощных к более мощным слоям. Мощность линз многолетнемерзлых грунтов варьируется в значительных пределах – 25–60 м, температура грунтов – от $-0,2$ до $-0,5^{\circ}\text{C}$ (Ершов, 1989; Лещиков, 1978).

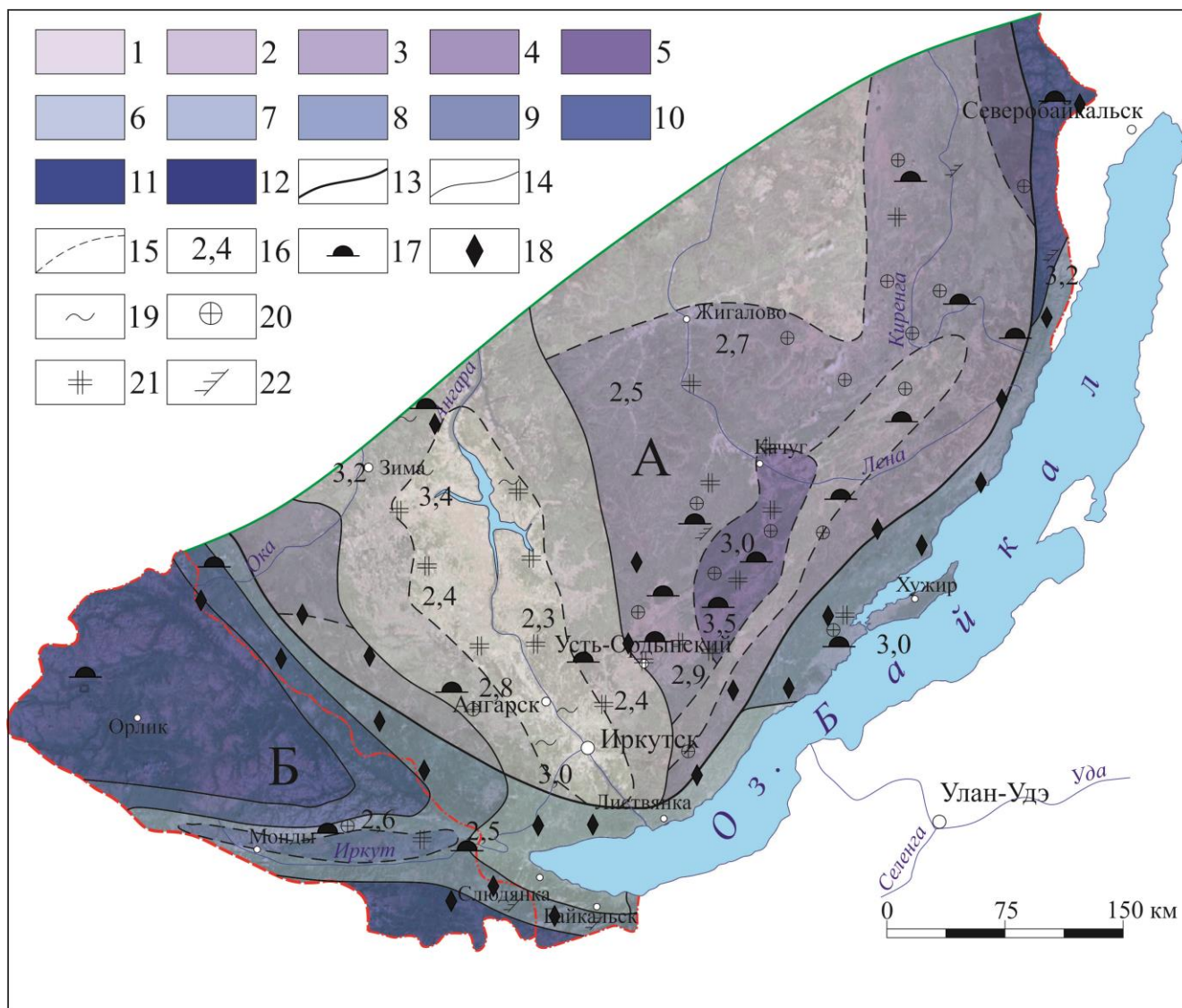


Рис. 5. Схематическая карта мерзлотного районирования юга Восточной Сибири по материалам Ф.Н. Лещикова, (1984).

А. Провинция многолетнемерзлых грунтов южной части Сибирской платформы. Область с редкими островами многолетнемерзлых грунтов с районами: 1 – без многолетнемерзлых грунтов; 2 – редких островов и линз многолетнемерзлых грунтов. Область островного распространения многолетнемерзлых грунтов с районами: 3 – островной многолетней мерзлоты на заболоченных участках, долинах рек; 4 – островной многолетней мерзлоты на всех элементах рельефа; 5 – островной многолетней мерзлоты в рыхлых отложениях древних долин.

Б. Провинция многолетнемерзлых грунтов Байкальской горно-складчатой зоны. Область с редкими островами многолетнемерзлых грунтов с районами: 6 – без многолетнемерзлых грунтов; 7 – редких островов многолетнемерзлых грунтов. Область островного распространения многолетнемерзлых грунтов с районами: 8 – островной многолетней мерзлоты в долинах рек; 9 – островной многолетней мерзлоты на всех элементах рельефа; 10 – островной многолетней мерзлоты в межгорных впадинах. Область многолетних грунтов с островами таликов с районами: 11 – прерывистой многолетней мерзлоты; 12 – многолетнемерзлых грунтов с редкими таликами.

Мерзлотные границы: 13 – провинций; 14 – областей; 15 – районов; 16 – глубина сезонного промерзания грунтов.

Мерзлотные явления: 17 – бугры пучения; 18 – наледы; 19 – бугристо-западинный рельеф; 20 – термокарстовые формы; 21 – полигональный микрорельеф; 22 – солифлюкционные формы.

В целом для региона характерно преобладание талых грунтов по отношению к мерзлым. Мерзлые грунты на большей части региона, особенно на юго-западе, занимают довольно ограниченные площади и относятся к долинному типу. Мерзлые грунты формируются на пониженных участках рельефа, в днищах долин, в глубоких и затененных узких падах и логах, на заболоченных и заторфованных участках. У подножий залесенных и затененных склонов северной экспозиции представлены в основном линзами и незначительными массивами мерзлых грунтов (Светлаков, 2013).

Изменение мерзлотной обстановки главным образом происходит в направлении с юго-запада на северо-восток. В равнинных западных районах мерзлые грунты занимают 5–10 % площади долин и склонов, при мощности мерзлых грунтов до 5–10 м и температуре от 0 до –3 °С. В возвышенных восточных районах мерзлые грунты занимают до 20–25 % площади, имеют мощность 10–15 м, на отдельных участках до 20 м. Температура изменяется от –0.5 до –1.0 °С (Лешиков, 1978).

По направлению к северу и северо-востоку, в соответствии с возрастанием суровости климата, изменяется и условие залегания многолетнемерзлых грунтов. На данной территории мерзлые грунты встречаются не только в долинах рек и на участках с северной экспозицией склона, но и на открытых водораздельных пространствах. Здесь многолетнемерзлые грунты занимают более 20–50 % территории, их мощность достигает 80–100 м и более (Ершов, 1989).

Изменение температуры грунтовой толщи имеет выраженную инверсию, которая усиливается с запада на восток, когда средняя температура в долинах понижается от –0.1 °С на западе, до –1.2 °С на востоке. Соответственно, на участке происходит изменение характера распространения многолетнемерзлых грунтов: от редкоостровного и островного в нижнем геокриологическом поясе, редкоостровного и редких перелетков и линз в среднем и на водоразделах до редкоостровного и массивно-островного (Лешиков, 1978).

На значительной части Ангаро-Ленского региона, особенно в его южных частях, многолетнемерзлые грунты находятся в неустойчивом термодинамическом состоянии и обладают высокой чувствительностью к климатическим изменениям и трансформации геологической среды. В естественных условиях мерзлые грунты приурочены к отрицательным формам рельефа, разрозненные острова мерзлых грунтов имеют одноярусное строение и достигают мощности 8–10 м (Ершов, 1989).

Провинция многолетнемерзлых грунтов Байкальской горно-складчатой зоны. Вторая крупная провинция многолетнемерзлых грунтов относится к Байкальской горно-складчатой зоне. Здесь выделяются три основные области: с редкими островами многолетнемерзлых грунтов, островного распространения многолетнемерзлых грунтов в низкогорной зоне, многолетнемерзлые грунты с островами таликов в средне- и высокогорной зонах.

Область редких островов многолетнемерзлых грунтов приурочена к южным районам Восточной Сибири. Редкие острова и линзы многолетнемерзлых грунтов отмечаются в пониженных формах рельефа и на заболоченных участках долин рек Иркут, Быстрая и пр. Мерзлые грунты отсутствуют только в долине р. Ангара. Мощность мерзлых грунтов не превышает 5–10 м, редко достигает до 20 м, температура грунтов опускается до $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Ершов, 1989).

Область островного распространения многолетнемерзлых грунтов занимает большую часть юга Восточной Сибири – степные и таежные низкогорные участки, а также Тункинская впадина. Мощность мерзлых грунтов достигает 30–50 м, на некоторых участках может превышать 100 м, температура колеблется от -0.2 до $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, иногда до $-1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Ершов, 1989; Лещиков, 1978).

Область многолетнемерзлых грунтов с островами таликов располагается в средне- и высокогорной зонах хребтов Хамар-Дабана и Байкальского. На склонах Байкальского хребта нижняя граница многолетнемерзлых грунтов не опускается ниже отметки 1000 м (Некрасов, 1971). К району со сплошным распространением мерзлых грунтов относятся высокогорные и гольцовые зоны. Мощность мерзлых грунтов достигает 150–200 м, температура грунтов варьируется в пределах от -1.0 до $-3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Ершов, 1989).

Основная часть территории занята прерывистым и сплошным распространением многолетнемерзлых грунтов. Только в горных районах Байкальской, Тункинской впадин и Прибайкалья многолетнемерзлые грунты встречаются в виде островов. Формирование мощности и температуры многолетнемерзлых грунтов на участках горных сооружений, в первую очередь, определяется рельефом – с увеличением высотных отметок температура грунтов понижается. Горно-складчатый регион характеризуется сложным и многообразным распространением многолетнемерзлых грунтов. Так, на прибрежных участках озера Байкал, многолетнемерзлые грунты имеют, как правило, спорадическое распространение или же отсутствуют. Мощность и площадь криолитозоны увеличивается по мере возрастания абсолютных отметок, наряду с удалением от Байкала.

В горах Среднего и Южного Прибайкалья многолетнемерзлые грунты островного типа распространены на склонах северной экспозиции и на заболоченных участках рек, долин и впадин. Распространены многолетнемерзлые грунты в рыхлых отложениях глинистого состава. Мощность мерзлой толщи на этих участках достигает 50–100 м при среднегодовой температуре грунтов от -0.2 до $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Ершов, 1989).

В средне- и низкогорных областях, на абсолютных отметках менее 1000 м, в районе Байкальского хребта криолитозона имеет островной характер распространения и мощность до 60 м (Некрасов, 1978).

В высокогорных районах Прибайкалья характер многолетнемерзлых грунтов прерывистый и сплошной. На северной оконечности Байкальского хребта мерзлые грунты прерывистого типа распространены лишь в гольцовом поясе высотности более 1250–1350 м на склонах северо-восточной экспозиции, на юго-западных склонах высотой 1450–1580 м мощность может превышать 100 м, а их температура находится в пределах от -0.5 до -1.5 °С (Ершов, 1989; Некрасов, 1978).

На участках впадин Байкальского типа мерзлые грунты изменяют суровость мерзлотных условий с юго-запада на северо-восток. Также меняется и прерывистость криолитозоны – от спорадического распространения до сплошного распространения. Возрастает и мощность многолетнемерзлых грунтов и, следовательно, понижается температура.

В пределах Байкальской впадины, включающей прибрежные участки озера Байкал, многолетнемерзлые грунты в основном отсутствуют или встречаются локально в виде линз на заболоченных участках и в различных понижениях рельефа. По характеру залегания, многолетнемерзлые грунты относятся к долинному типу. Температура мерзлых грунтов изменяется от -0.3 °С до -1.2 °С.

В Тункинской впадине мерзлые грунты редкоостровного типа встречены в пределах болотно-озерных урочищ, в краевых частях песчаных массивов, а также на высоких террасах в виде островов мощностью 10–100 м и температурой до -0.5 °С. В Тункинской котловине острова многолетнемерзлых грунтов тяготеют к центральной части (Ершов, 1989).

Отмечается, что в Тункинской впадине установлено двухъярусное строение многолетнемерзлых грунтов. Верхний ярус достигает мощности 100–200 м, носит островной характер, распространен в поймах, низких надпойменных террасах. Нижний ярус относится к реликтовой мерзлоте позднеплейстоценового возраста, обнаружен в толще песчаных массивов с глубинами от нескольких десятков до сотен метров (Замана, 1980).

Сезонное протаивание и промерзание грунтов.

Юг Восточной Сибири характеризуется сложными климатическими, геокриологическими, геологическими, геоморфологическими и др. условиями, оказывающими значительное влияние на этапы промерзания и протаивания грунтов. Поэтому данная территория имеет широкий спектр глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов, зависящий как от региональных условий, так и от локальных факторов.

Южной части Сибирской платформы характерно глубокое сезонное промерзание. Промерзание начинается в конце октября – начале ноября, а в северных районах даже в начале октября. Максимальная величина промерзания приходится на конец марта – начало апреля. Весь процесс продолжается в течение семи месяцев. Сильное влияние на интенсивность промерзания и его глубину оказывают локальные факторы, такие как: экспозиция склона, литологические

условия, растительность, высота снежного покрова и т. д. Промерзание на некоторых участках достигает 0.8–1.0 м в месяц и во многом зависит от снежного покрова и экспозиции склона. Скорость промерзания грунтов на открытых участках в 1.5–2.0 раза выше, чем на заснеженных участках. Разница между глубиной промерзания на южных склонах и северной экспозиции может составить до 0.6–0.8 м (Ершов, 1989).

Наиболее глубокое промерзание грунтов отмечается на участках маловлажных песков и песчано-гравийных отложений, где глубина сезонного промерзания достигает 4.0–4.5 м. В сухих щебенистых делювиальных грунтах глубина сезонного промерзания 3.8 м, в супесях и суглинках – 3.2–3.6 м, во влажных – 2.0–2.6 м (Лещиков, 1983).

Оттаивание грунтов обычно начинается в первой половине апреля, а иногда и во второй половине марта, вслед за сходом снежного покрова и установлением положительных температур воздуха. Продолжительность оттаивания 2–4 месяца, максимальная скорость оттаивания отмечается в мае – июне, когда грунт достаточно хорошо прогревается. Иногда в течение летнего периода сезонномерзлый слой не успевает оттаивать, поэтому на глубинах 2–5 м могут формироваться перелетки. Для участков с многолетнемерзлыми грунтами максимальная мощность сезонноталого слоя отмечается в ноябре–декабре, когда сверху уже происходит промерзание.

На территории Байкальской горно-складчатой зоны в основном распространены разновидности глубокого сезонного промерзания и оттаивания в скальных, крупнообломочных и песчаных грунтах, и неглубокого – в биогенных и дисперсных связных грунтах. В горных районах сильное влияние на глубину сезонного промерзания оказывает экспозиция склона. Разница между глубиной промерзания и оттаивания в горных районах на склонах южной и северной экспозиции может составлять 0.8–1.0 м, а иногда и более (Ершов, 1989; Лещиков, 1978).

В горных районах на участках, сложенных крупнообломочными грунтами с супесчаным и песчаным заполнителем, мощность сезонномерзлого слоя составляет от 2 до 4 м. В пределах от 0.2 до 6.0 м изменяется глубина сезонного протаивания в регионе. Такой широкий диапазон зависит от многих факторов, среди которых увлажненность и состав грунтов, характер растительного покрова и экспозиции склонов. Разница в величине протаивания песчаных и глинистых грунтов при одинаковой влажности составляет 0.5–1.2 м. В средне- и низкогорных районах на склонах с элювиально-делювиальными, делювиально-пролювиальными и ледниковыми крупнообломочными отложениями с суглинисто-супесчаным заполнителем мощность сезонноталого слоя изменяется от 0.8 до 2.0 м, в грунтах крупнообломочного состава возрастает до 3.6 м (Ершов, 1989).

3. Изученность района исследований и организация мониторинговой сети

3.1. Геологическая изученность района исследований

Среди обобщающих работ по геологии и тектонике следует отметить исследования Е.В. Павловского, Н.А. Флоренсова, Л.Н. Салопа, Н.А. Логачева и др., а также многие другие коллективные монографии и сборники (Байкальский рифт, 1968, 1975; Очерки..., 1977; Континентальный рифтогенез, 1977). Результаты этих работ явились основополагающими в дальнейшем изучении геологического строения, глубинной структуре и геологической эволюции региона исследований (Писарский, 1987).

Е.В. Павловский, занимавшийся проблемами геологии Сибири и публиковавший работы по истории происхождения озера Байкал еще в 30-е годы XX века, вскоре практически целиком посвящает свои работы проблемам байкаловедения. Уже в 1948 г. в книге «Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области» он выдвигает гипотезу аркогенеза. Затем, совместно с Н.А. Флоренсовым, уже к 1951 г. выпускает две серьезные работы: «Геологическое строение Восточной Сибири» и «Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири», в которых большое внимание уделяет именно вопросам происхождения и развития впадины озера Байкал (Флоренсов, 1987).

Также в 80-х годах вопросами тектоники занялся С.И. Шерман. Его исследовательская работа направлена на изучение полей напряжений Байкальской рифтовой зоны, тектонику и сейсмику. В результате был опубликован ряд работ, в том числе «Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным», где по геолого-структурным данным установлена восточная граница Байкальская рифтовая зона на расстоянии 200 км от оси рифта (Шерман, 1986).

Байкальская проблема постоянно находилась в центре научных интересов Н.А. Флоренсова. В 40-е годы им выполнена работа по теме «Геоморфология Прибайкалья», в 50-е годы он совместно с В.П. Солоненко руководил темой «Геология впадин байкальского типа и полезные ископаемые, связанные с ними». Вопросы рифтогенеза, истории байкальской рифтовой зоны и происхождения озера оставались главными темами работы Н.А. Флоренсова.

В настоящее время для всей исследуемой территории составлены и изданы листы Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000, а на значительную часть площади имеются карты крупного масштаба, хранящиеся в фонде геологических рукописей. На

этой основе составлен ряд сводных обзорных и мелкомасштабных геологических карт Байкальского региона. Это атласы Иркутской области (1962), Забайкалья (1967); геологические карты Иркутской области масштаба 1:1 500 000 (1962); геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР масштаба 1:1 500 000 (1980) и созданные на ее основе карта разломов (1982) и тектоническая карта (1988) юга Восточной Сибири; карты новейшей тектоники юга Восточной Сибири (1979), неотектоники Прибайкалья и Забайкалья (1982) и др. Все это определило высокую степень общегеологической изученности региона.

Большой вклад в исследования внесли сотрудники Института земной коры СО РАН, со второй половины 60-х годов XX века включившиеся в международную кооперацию по разработке проблемы континентального рифтогенеза. У истоков исследований находятся Е.В. Павловский и Н.А. Флоренсов. Первый из них еще в 40-х годах прошлого века сравнил разломы и впадины Прибайкалья с рифтами Африки и Аравии, а Н.А. Флоренсов возглавил иркутских геологов и геофизиков при изучении Байкальского рифта в 60-х годах прошлого века в рамках международного проекта «Верхняя мантия Земли». С этого времени данные о строении, истории и геодинамике Байкальского рифта стали входить в мировой информационный оборот, а в Иркутске сформировалась признанная научная школа по проблемам континентального рифтогенеза. На этом поприще наиболее крупных результатов и международного признания добились доктора наук Н.А. Логачев, Ю.А. Зорин, С.И. Шерман, С.В. Рассказов, С.А. Кашик, В.Д. Мац, Г.Ф. Уфимцев, А.И. Киселев, С.В. Лысак (Шерман, 1986; Флоренсов, 1987; Лысак, 1988).

В 2001 г. В.Д. Мац, Г.Ф. Уфимцев и др. издали книгу «Кайнозой Байкальской рифтовой впадины» (Мац, Уфимцев, 2001). В ней собраны и изложены данные о тектонике, стратиграфии и литологии кайнозойских отложений. Описана модель развития Байкальского рифта, основанная на модели пассивного рифтогенеза. Показана связь строения и развития кайнозойского рифта с фундаментом (Лысак, 1988).

3.2. Инженерно-геологическая изученность района исследований

Геодинамические процессы и явления изучаемой территории с различной степенью детальности охарактеризованы во многих опубликованных работах. Первое целенаправленное обобщение природных геологических процессов было сделано В.П. Солоненко в середине прошлого века в монографии «Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири» (Тржцинский, 2007).

Значительный вклад в развитие инженерно-геологического направления и первые попытки описать территорию Прибайкалья в региональном плане предложены Г.Б. Пальшиным в монографиях «Кайнозойские отложения и оползни юга-восточного побережья Байкала» и «Инженерная геология Прибайкалья». В последней были заложены основные положения сложности инженерно-геологических условий Прибайкалья (Пальшин, 1955; 1968).

Немаловажный вклад в изучение экзогенных геологических процессов сделан Н.И. Демьянович – она описала основные оползневые процессы для юга Сибирской платформы и территории Иркутского амфитеатра, в частности, в монографии «Прогноз Оползней на Ангарских Водохранилищах» (Демьянович, 1976).

Развитием экзогенных геологических процессов занимался Ю.Б. Тржцинский, с его участием опубликованы работы: «Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна», «Оползни, сели, термокарст в Восточной Сибири и их инженерно-геологическое значение» и «Инженерная геодинамика». В его монографии с соавторами «Современная экзогеодинамика юга Сибирского региона» экзогенные геологические процессы рассматривались с позиции взаимосвязи, когда один процесс являлся причиной формирования другого процесса. Также им затрагивались темы техногенного влияния на геологическую среду и описание техногенных аналогов геологических процессов на территории юга Сибирского региона (Иванов, 2001; Тржцинский, 1969; 2007). В настоящее время лучшие традиции инженерно-геологического направления продолжают ученые ИЗК СО РАН – Е.А. Козырева, В.А. Бабичева, О.А. Мазаева, А.В. Кадетова, А.А. Рыбченко и др.

Направление грунтоведения развивалось параллельно с изучением экзогенных геологических процессов Восточной Сибири. Начало исследований в области регионального грунтоведения связано с именами В.Д. Ломтадзе, Г.Б. Пальшина, В.П. Солоненко, И.И. Молодых. В 1958 г. была опубликована монография И.И. Молодых «Лессовые породы южной части Ангаро-Окинского междуречья», посвященная условиям формирования и особенностям состава и физико-механических свойств этих отложений.

В области грунтоведения можно выделить следующие этапы развития: оценка состава и физико-механических свойств рыхлых и скальных грунтов (Молодых, 1958; Солоненко, 1960; Пальшин, 1968); развитие литогенетических подходов при изучении лессовых грунтов Иркутского амфитеатра и Лено-Ангарского междуречья (Рященко, 1967; Домрачев, 1967; Рященко, Пальшин, 1968); развитие генетического принципа при инженерно-геологическом изучении континентальных четвертичных отложений: выделение региональных типов, процессов и признаков литогенеза, разработка методической схемы комплексных лабораторных исследований грунтов с применением ЭВМ (Рященко, 1984); изучение мезо-кайнозойских отложений в опорных разрезах Прибайкалья и Монголии: впервые получены данные по

микроструктурам, тиксотропным и реологическим свойствам глинистых и лессовых грунтов, выполнена типизация лессовых толщ по просадочности (Рященко, Акулова, 1998); разработка региональных классификаций грунтов, реализация генетического принципа при решении прямых и обратных задач методами грунтоведения, разработка новых методов лабораторных исследований (Рященко, Акулова 1998; Рященко и др., 2000а); разработка геоэкологического анализа территорий (Рященко и др., 2000б; Ryashchenko et al., 2000). На данном этапе выполнены детальные исследования просадочных свойств лессовых грунтов территории г. Иркутска (Рященко, Гринь, 2006; Гринь, Рященко, 2008), продолжаются исследования химического и микроэлементного состава дисперсных грунтов при инженерно-геологической оценке и решении некоторых геоэкологических вопросов (Рященко, Ухова, 2008; Рященко, Штельмах, 2008). В настоящее время продвижением исследований в области грунтоведения занимаются Т.Г. Рященко, В.В. Акулова, Н.Н. Гринь и другие исследователи.

Гидрогеологическая изученность.

Важным аспектом инженерно-геологических условий является гидрогеология. В Прибайкалье еще в XVIII проводились исследования подземных вод. В основном занимались описанием минеральных источников, а изучению пресных подземных вод до середины XX в. не уделялось должного внимания.

В работах И.Д. Черского и В.А. Обручева заложены основы региональной гидрогеологии Прибайкалья. В 1890 г. В.А. Обручев рассмотрел общие гидрогеологические условия Западного Забайкалья, указав на связь минеральных вод с тектоникой и вулканизмом (Обручев, 1897).

Широкий размах гидрогеологические исследования получили в 50-х годах. В период 1953–1959 гг. сотрудники Восточно-Сибирского филиала АН СССР под руководством В.Г. Ткачук совместно с Иркутским геологическим управлением, Центральным институтом курортологии и физиотерапии, Геологическим институтом АН СССР и Иркутским государственным университетом приступили к планомерному изучению минеральных вод Прибайкалья.

В 1955–1956 гг. сотрудники ВСЕГЕИ опубликовали Гидрохимическую карту Сибири и Дальнего Востока с объяснительной запиской. В конце 50-х – начале 60-х г. появились сводные гидрогеологические карты Иркутской области (В.Г. Ткачук и Л.В. Муравьева, Е.В. Пиннекер, Н.Н. Шуранова, И.Н. Угланов) и Бурятской АССР (Г.Г. Скворцов, А.А. Буслаева, В.Г. Ткачук и М.А. Волкова, Р.Я. Колдышева). В 1965 г. И.С. Ломоносовым и С.В. Лысак составлена гидрогеотермическая карта Восточной Сибири. В 1968 г. закончен том монографии «Гидрогеология СССР» по территории Иркутской области (том XIX под ред. В.Г. Ткачук) и Бурятской АССР (том XXII под ред. А.И. Ефимова).

На протяжении двадцати лет (1963–1983 гг.) Б.И. Писарский изучал подземный сток

Байкала. Результатом его работ стала монография «Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал» (Писарский, 1987). Здесь изложены методы оценки подземного стока, оценен сток в оз. Байкал, рассмотрено формирование подземного стока в сложных геодинамических условиях, проанализирован подземный химический сток и дана его оценка, в том числе глубинный массоперенос (Писарский, 1987).

Результатом исследования минеральных вод Прибайкалья стала книга И.С. Ломоносова, Ю.И. Кустова и Е.В. Пиннекера «Минеральные воды Прибайкалья», изданная в 1977 г. В книге собраны и систематизированы данные по составу и бальнеологическим свойствам подземных вод. Научно-популярное описание иллюстрируется картой минеральных вод, фотографиями и схемами (Ломоносов, 1977).

Изучение гидрогеологии юга Восточной Сибири проводилось сотрудниками лаборатории формирования и геохимии подземных вод Института земной коры СО РАН в тесном контакте с сотрудниками других лабораторий института. В полевых гидрогеологических работах принимали участие: А.И. Вихляев, А.Н. Гриценко, А.А. Диденко, В.И. Ключников, Н.М. Копылова, И.С. Ломоносов, Э.В. Малых, Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский, А.Г. Томилова, Н.В. Яснитская, а также Р.Я. Колдышева (Институт ВСЕГИНГЕО) и С.И. Шерман (лаборатория металлогении и рудных формаций ИЗК СО РАН) (Мац, 2001; Пиннекер, 1968).

Геокриологическая изученность.

В данном разделе рассматриваются отдельные этапы исследований, выполненные на территории юга Восточной Сибири, которые имеют важное значение в познании характера распространения, свойств, условий развития сезонно- и многолетнемерзлых грунтов, процессов и явлений, связанных с мерзлыми грунтами.

История исследования мерзлых грунтов на юге Восточной Сибири заложена еще в XVIII столетии и сильно взаимосвязана с историей освоения этого региона. О мерзлых грунтах юга Восточной Сибири одними из первых упоминали исследователи конца второй половины девятнадцатого века – И.А. Лопатин (1876), Л.А. Ячевский (1889), А.И. Воейков (1889), В.М. Сергеев (1898). В начале прошлого столетия изучением мерзлых грунтов в Восточной Сибири занимались А.М. Панков (1911), А.Н. Криштофович (1913), М.Ф. Короткий (1912), А.В. Вознесенский и В.Б. Шостакович (1913), А.В. Львов (1916) и др.

Полученные ими фактические материалы о мерзлых грунтах весьма скудны, и в основном носят отрывочный характер, а иногда и вовсе противоречивы. Но можно отметить, что полученные материалы, собранные с учетом физико-географической обстановки, геологического строения и гидрогеологических условий территории и сделанные выводы в основном вполне правильны и являются актуальными до настоящего времени (Лещиков, 1965).

Особое значение имела работа М.И. Сумгина «Вечная мерзлота почв и горных грунтов в СССР», опубликованная в 1927 г., а затем переизданная в 1937 г. Она насыщена наиболее обстоятельной сводкой фактических данных и теоретических положений о многолетнемерзлых грунтах. М.И. Сумгин привел многочисленные данные о мощности, температурном режиме и глубине залегания многолетнемерзлых толщ и даже построил карту распространения вечной мерзлоты в СССР, на которой более точно, чем у предшественников, отмечена южная граница распространения многолетнемерзлых грунтов. Территорию к востоку от Байкала он отнес к области со сплошным развитием многолетнемерзлых грунтов, но с «таликовыми островами» при наибольшей мощности мерзлой толщи 70 м, а в среднем – до 40 м. На берегах оз. Байкал, по мнению М.И. Сумгина, многолетнемерзлых грунтов нет. На участках, примыкающих к Байкалу с востока и запада, характерна деградация этих грунтов (Сумгин, 1937).

В начале 30-х – 40-х г. в связи с проблемой Ангарстроля в Приангарье выполнены обширные комплексные исследования, в результате которых удалось получить новые материалы о мерзлых грунтах на данной территории. В результате работ Братской мерзлотной станции в 1931–1933 гг. показана зависимость сезонного промерзания грунтов от климатических факторов и гидрогеологических условий местности. Кроме того, особое внимание уделено линзам многолетнемерзлых грунтов, их распространению, мощности, а также оценке факторов, способствующих образованию бугристо-западинного рельефа (Баранов, 1934). Значительные сведения по распространению, мощности, характеру развития многолетнемерзлых грунтов и связанных с ними экзогенных процессов получены посредством инженерно-геологических исследований вдоль железной дороги в Южном Прибайкалье (Тумель, 1935).

Заслуживают внимания работы В.Ф. Тумеля и В.Н. Шастина по установлению зависимости промерзания и оттаивания грунтов от экспозиции склонов, растительности, влажности грунтов и хозяйственной деятельности человека. Согласно В.Ф. Тумелю, максимальное сезонное протаивание грунтов на Иркутско-Байкальском водоразделе отмечается на склонах южной и западной экспозиции, а также на участках, освоенных человеком (лесные вырубки, пашни и т. п.). Минимальная глубина протаивания грунтов наблюдается на увлажненных участках с моховым покровом (Тумель, 1935).

Немаловажный интерес представляют результаты исследований сотрудников кафедры мерзловедения Московского государственного университета: К.А. Кондратьевой (1959, 1961), Л.Н. Максимовой (1961), Н.Х. Виткиной (1961), Л.Д. Пикулевич (1963, 1964), В.А. Кудрявцева (1974) и др. В послевоенные годы ими проведены работы вдоль трассы железной дороги «Хребтовая – Усть-Илимск» и в районе Братской ГЭС. В публикациях даны основные характеристики условий образования, распространения, мощности многолетнемерзлых грунтов, также в значительной мере освещены глубины сезонного промерзания грунтов и описаны

мерзлотные процессы и явления на изучаемой территории (Кондратьева, 1959; Кудрявцев, 1959; Максимова, 1961).

Большое внимание исследованию мерзлых грунтов юга Восточной Сибири отводилось в процессе проведения комплексных гидрогеологических и инженерно-геологических съемок масштабов: 1:500 000, 1:200 000, 1:50 000, а также крупномасштабных инженерно-геологических изысканий под гидроузлы, промышленные предприятия, жилые объекты и дороги, выполненных Иркутским и Бурятским геологическими управлениями, Гидропроектом, Томгипротрансом, Институтом земной коры СО АН СССР, ВостСибТИСИЗом, Промэнергопроектом, Гипросовхозстроем, Гипроавтотрансом, Промстройпроектом и другими специализированными организациями. Исследования позволили получить данные о мощности и площади распространения многолетнемерзлых грунтов, глубине сезонного промерзания, развитию мерзлотных процессов для юга Восточной Сибири.

В региональном отношении условия распространения многолетнемерзлых грунтов в пределах Восточной Сибири были охарактеризованы в работах В.А. Кудрявцева (1954), А.И. Попова (1962), В.П. Солоненко (1960), И.Я. Баранова (1965), Ф.Н. Лещикова (1965, 1966, 1968), Г.Б. Пальшина (1966), С.М. Фотиева и др. (1974), Л.Н. Соловьевой (1976). Отдельные сведения о распространении многолетнемерзлых грунтов и мерзлотных явлений для некоторых районов юга Восточной Сибири встречаются в работах С.М. Большакова (1966), А.И. Ефимова (1966, 1967), А.И. Ефимова, Р.Я. Колдышевой (1966), И.А. Некрасова, Г.Е. Ли (1967), Я.И. Зарубинского (1967), В.И. Ключникова (1968), В.И. Паньшина (1970, 1971), И.А. Некрасова (1976) и др. В некоторых работах представлены схематические карты, на которых продемонстрированы участки распространения различных типов мерзлых грунтов – особое внимание уделялось степени прерывистости данных грунтов в плане (Баранов, 1960; Лещиков, 1983; Пальшин, 1968).

Значительный вклад в исследование процессов промерзания – протаивания сезонно- и многолетнемерзлых грунтов, а также в проведение мерзлотно-инженерно-геологического районирования территории Прибайкалья применительно к условиям строительства сделан Ф.Н. Лещиковым в его работах «Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья» и «Мерзлые породы юга средней Сибири». В них значительное внимание уделялось процессам теплообмена в грунтовой толще, а также сезонному промерзанию и оттаиванию грунтов юга Восточной Сибири (Лещиков, 1965; 1983).

Отдельные вопросы сезонномерзлых грунтов рассматривались В.Т. Колесниченко (1969), Ш.Д. Хисматуллин (1969), Г.В. Алексеевой и др. (1971), А.П. Заварухиным и А.Н. Кудрявцевым (1972), В.А. Москвитиным (1972), В.Н. Димо (1972), Н.И. Карнауховым и

К.В. Морозовой (1974), а также, как уже отмечалось выше, сотрудниками кафедры мерзлотоведения МГУ (Лещиков, 1983).

Значительное количество данных собрано на метеостанциях Гидрометслужбы СССР. Эти данные раскрывают основные этапы динамики промерзания и оттаивания, температурному и влажностному режиму грунтов юга Восточной Сибири. Эти материалы ценны тем, что они охватывают большую территорию с различными типами грунтов и содержат многолетние наблюдения, позволяющие рассматривать изменение температурного режима грунтов и температуры воздуха в динамике. Оценка сейсмических свойств мерзлых грунтов многих районов юга Восточной Сибири представлена в работах В.И. Джурика и др. (1972, 1973), Н.Е. Зарубина, В.И. Джурика (1975). Условия изменения состава и свойств глинистых отложений в процессе многократного промерзания – оттаивания рассмотрены Ф.Н. Лещиковым и Т. Г. Рященко (1973). Влияние антропогенного воздействия на сезонно- и многолетнемерзлые грунты при хозяйственном освоении территории юга Восточной Сибири продемонстрировано в работах: Н.Е. Зарубина (1964); Н.Е. Зарубина, Ф.Н. Лещикова (1968, 1969); С.М. Большакова (1959, 1961, 1964); С.А. Замолотчиковой (1968); С.А. Замолотчиковой, А.Я. Куренной (1970); В.А. Дубровина (1974).

Исследователи Восточной Сибири уделяли особое внимание изучению разнообразных мерзлотных процессов и проявлений, связанных как с сезонным промерзанием, так и многолетнемерзлыми грунтами. Стоит упомянуть работы А.А. Смиренского (1953), И.Я. Баранова (1958), И.И. Молодых (1960), В.С. Воропинова и Г.В. Чарушина (1960), С.П. Качурина (1962, 1964), З.В. Блоцкой и И.И. Молодых (1964), Г.П. Скрыльника (1964, 1965, 1966), Г.В. Чарушина (1966), В.А. Войлошникова (1967, 1969, 1973), М.Д. Будза и О.Л. Рыбака, (1968), Ю.Б. Тржцинского и др. (1969, 2007), Б.П. Агафонова (1975). Учеными установлено, что на рассматриваемой территории регионально распространено пучение грунтов, полигональный и бугристо-западинный рельеф; в долинах рек и понижениях широко развит термокарст, а в горных районах – солифлюкция, курумы, морозобойное растрескивание грунта и морозное выветривание.

Процессы наледеобразования на юге Восточной Сибири и их влияние на распределение внутригодового стока рек и устойчивость сооружений в значительной мере освещены Н.С. Беркиным в 1964 г. в работе «О наледях в горной области Прибайкалья». Позднее этими же вопросами занимались С.М. Большаков (1961, 1964, 1966), Н.С. Беркин и В.А. Малий (1969), В.И. Казимиров, В.Г. Симов (1969), Ф.Н. Лещиков (1973, 1976).

Н.А. Логачевым и Э.Н. Равским в работах «Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра» и «Осадконакопление и климат Внутренней Азии в антропогене» описаны реликтовые мерзлотные формы и различные проявления мерзлотных процессов (криогенные

деформации грунта, солифлюкция, грунтовые жилы, бугристо-западинный рельеф и т. д.) для палеогеографических и палеоклиматических построений, определен возраст четвертичных отложений. По итогам исследований установлено, что в плейстоценовых отложениях юга Восточной Сибири мерзлотные деформации имеют широкое развитие (Логачев, 1964; Равский, 1972).

Последней крупной работой, дающей региональное понимание современного состояния многолетнемерзлых грунтов на территории СССР в общем и юга Восточной Сибири в частности, стала «Геокриология СССР», вышедшая в 1989 г. под редакцией Э.Д. Ершова, в которой даны основные положения по распространению многолетнемерзлых грунтов. Главы, касающиеся территории юга Восточной Сибири, освещены Ф.Н. Лещиковым.

Приведенный краткий обзор работ показывает, что исследования мерзлых грунтов юга Восточной Сибири, выполненные до настоящего времени, по своему характеру, объему, детальности и методическому подходу различны и создают определенное представление об условиях распространения, мощности, развитии многолетнемерзлых грунтов, а также о глубинах, свойствах и закономерностях формирования сезонномерзлого и сезонноталого слоя.

3.3. Методы исследования

Основной принцип изучения температурного режима грунтов, а также определение закономерностей промерзания и протаивания был сформулирован В.А. Кудрявцева. Он определяется условиями теплообмена на поверхности и составом промерзающих или протаивающих грунтов и их влажностью. Сезонное промерзание и протаивание зависят от следующих характеристик: среднегодовой температуры грунтов; годовых амплитуд температур на их поверхности; состава грунтов; влажности (Кудрявцев, 1978).

Главным методом при изучении температурного режима грунтов верхней части литосферы и определения современного состояния многолетнемерзлых грунтов является метод температурных замеров в выстоявшейся скважине. Бурение скважин проводилось при помощи буровой установки МГБУ-800 без промывки, в сухую с отбором керна. Как отмечает А.В. Павлов, для изучения температурного режима грунтов в слое годовых теплооборотов желательно использовать скважины с диаметром 50 мм при обсадке полиэтиленовыми трубами (Павлов, 2008). Поэтому скважины обсажены трубами именно из такого материала для наименьшего искажения температуры грунтов в зоне сезонного промерзания и протаивания.



Рис. 6. Логгеры HOBO UA (a), HOBO Pro V2 (b), HOBO U12 (в) и Термокоса (z).

Скважины оборудованы термодатчиками (логгерами): четырехканальным HOBO U12, двухканальным HOBO Pro V2 2 ext. Temp и одноканальными HOBO UA, а также термодокосами (Рис. 6). HOBO U12, HOBO Pro V2 2 ext. Temp и HOBO UA работает в диапазоне от -40 до $+70$ (100) $^{\circ}\text{C}$, с точностью на превышающей 0.1 $^{\circ}\text{C}$. Датчики установлены на различных глубинах, в зависимости от литологических особенностей грунтов. Для исключения свободной тепловой конвекции газа в стволе скважины использовались прокладки, изготовленные из изолонa.

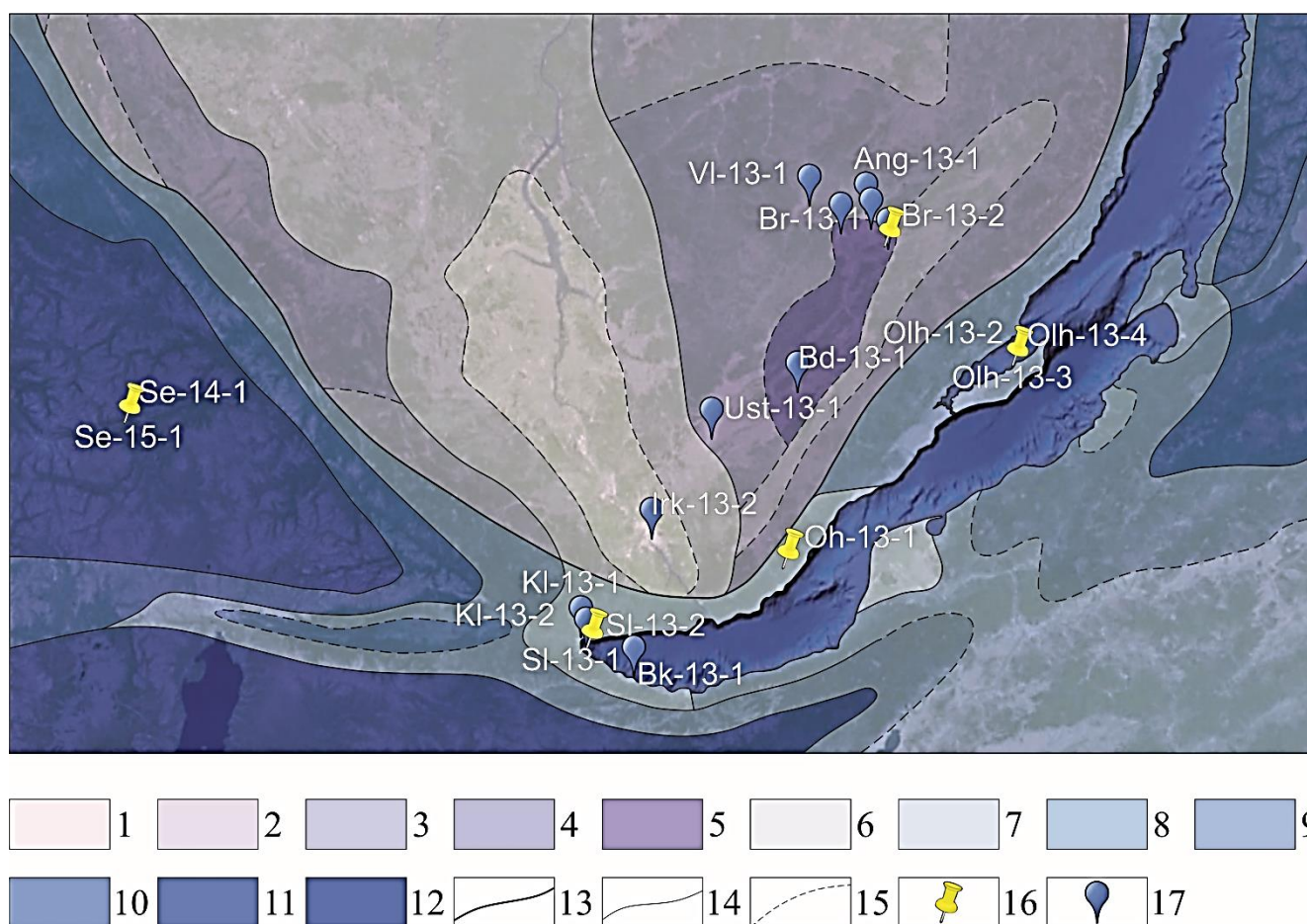


Рис. 7. Расположение мониторинговых площадок на карте мерзлотного районирования юга Восточной Сибири по материалам Ф.Н. Лещикова (1984).

Провинция многолетнемерзлых грунтов южной части Сибирской платформы. 1 – без многолетнемерзлых грунтов; 2 – редких островов и линз многолетнемерзлых грунтов. 3 – островной многолетней мерзлоты на заболоченных участках, долинах рек; 4 – островной многолетней мерзлоты на всех элементах рельефа; 5 – островной многолетней мерзлоты в рыхлых отложениях древних долин.

Провинция многолетнемерзлых грунтов Байкальской горно-складчатой зоны. 6 – без многолетнемерзлых грунтов; 7 – редких островов многолетнемерзлых грунтов; 8 – островной многолетней мерзлоты в долинах рек; 9 – островной многолетней мерзлоты на всех элементах рельефа; 10 – островной многолетней мерзлоты в межгорных впадинах. 11 – прерывистой многолетней мерзлоты; 12 – многолетнемерзлых грунтов с редкими таликами.

Мерзлотные границы: 13 – провинций; 14 – областей; 15 – районов; 16 – скважины с термодатчиками; 17 – скважины с термокосами.

Определение гранулометрического состава грунтов проводилось по полученному керну методом структурных диаграмм. Метод основан на результатах гранулометрического анализа, который выполнен методом пипетки в модификации Н.А. Качинского с тремя способами подготовки образца: агрегатным, полудисперсным и дисперсным (Ломтадзе, 1990). Затем рассчитывается коэффициент микроагрегатности по методике А.К. Ларионова (Ларионов, 1971). При помощи данной методики можно оценить степень агрегированности грунта, определить количество, размеры агрегатов и определить долю первичных и захваченных в агрегаты частиц для каждой фракции. Тип микроструктуры грунта определяется в зависимости от количества агрегатов (Рященко, 2010).

Выбор мониторинговых площадок исследования обоснован сложными геологическими, геоморфологическими и геокриологическими условиями юга Восточной Сибири. При выборе местоположения наблюдательных площадок и мест заложения скважин учитывалось положение провинций многолетнемерзлых грунтов. Мерзлотная провинция южной части Сибирской платформы и провинция многолетнемерзлых грунтов Байкальской горно-складчатой зоны, на территории которых выделены области: редких островов многолетнемерзлых грунтов; островного распространения многолетнемерзлых грунтов и сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов с таликами по данным Ф.Н. Лещикова (Рис. 7).

Мониторинговые площадки распределялись по геокриологическому принципу, т.е. в пределах области каждой мерзлотной провинции происходило бурение скважины с последующим заложением датчиков. Площадки представляли собой скважины различной глубины, организованные в различных геологических и геоморфологических условиях. Глубина скважин варьировалась в пределах 3–4 м, ниже глубины промерзания и протаивания для территории юга Восточной Сибири, что позволит оценить влияние современных климатических изменений на термодинамический режим грунтов в верхней части литосферы.

Наибольшее внимание уделено площадкам расположенным на границе южной геокриологической зоны, т.е. в областях редких островов и островов многолетнемерзлых грунтов. На данных участках в пределах мониторинговых площадок бурение скважин проводилось ниже глубины нулевых годовых теплооборотов, что позволило оценить влияние климата на массив грунтовой толщи.

3.4. Организация мониторинговой сети

В целях выявления современного температурного режима грунтов на территории юга Восточной Сибири оборудованы специализированные площадки для мониторинга температурного режима грунтов в современных условиях: глубины сезонного промерзания – протаивания с фиксацией термодинамических флуктуаций внутри массива и реакцией на техногенное влияние, температурного фона массива по глубине.

В период с 2010 г. в пределах юга Восточной Сибири с участием зарубежных коллег и в рамках международного проекта «Реконструкция климатических условий Сибири в прошлом по современным пещерным карбонатам (спелеотемам)» (Оксфордский университет) организовано несколько наблюдательных точек за температурным режимом грунтов в различных морфоструктурных условиях с непрерывным фиксированием температуры грунтов по глубине и с сохранением данных на электронные носители.

В 2012 г. при совместных работах с Институтом геоэкологии РАН, г. Москва, в рамках международной программы «Многолетнемерзлые грунты» организована мониторинговая сеть. Мониторинговые площадки, установленные на юге Восточной Сибири, в основном охватывают области редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых грунтов. Такое распределение во многом обусловлено, тем, что изменения внешних условий найдут свое отражение именно в пределах южной границы криолитозоны, поскольку температура грунтов чутко реагирует на изменения и точно фиксируется приборами мониторинга.

В 2014 г. уже в рамках проекта РФФИ «Бугры пучения Окинского плоскогорья (Восточные Саяны): генезис и эволюция» были пробурены скважины в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов.

Таким образом, в настоящее время организованная мониторинговая сеть включает 23 площадки, на которых 22 скважины и 1 горная выработка. В 5 скважинах установлены четырехканальные температурные датчики НОВО U12, в 2-х скважинах – двухканальные температурные датчики НОВО Pro V2 2 ext. Temp, 4 скважины оборудованы одноканальными НОВО UA и 13 скважин – термокосами (Таблица 1).

В юго-восточной части Сибирской платформы оборудованы следующие мониторинговые площадки:

Ang-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе с. Анга. Площадка располагается в пределах надпойменной террасы р. Анга, растительность – смешанный лес, присутствуют лиственницы, ели, березы. Пробурена скважина глубиной 2.0 м, сложена преимущественно суглинком тугопластичным. На площадке установлена термокоса.

Bd-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе п. Баяндай. Площадка располагается на выровненной поверхности, тип растительности – травянистая. Пробурена скважина глубиной 2.0 м, сложена преимущественно суглинками – от тугопластичных до мягкопластичных. На площадке установлены термокоса и датчик НОВО UA.

Br-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе с. Бирюлька. Площадка располагается в долине р. Бирюлька, растительность – хвойный лес. Пробурена скважина глубиной 1.5 м, сложена преимущественно суглинком полутвердым. На площадке установлена термокоса.

Br-13-2 – скважина на мониторинговой площадке в районе с. Бирюлька. Условия идентичны Br-13-1. Скважина оборудована четырехканальным температурным датчиком НОВО U12.

Мониторинговые площадки.

№	Наименование	Метод измерения	Глубина, м	Литология	Экспозиция участка	Растительность
1	Ang-13-1	Термокоса	2.0	Суглинок, глина	Надпойменная терраса	Смешанный лес
2	Bd-13-1	Термокоса	2.0	Суглинок	Равнина	Травянистая, степь
3	Br-13-1	Термокоса	1.5	Суглинок, супесь	Долина реки, склон	Хвойный лес
4	Br-13-1	НОВО U12	1.5	Суглинок	Долина реки	Травянистая
5	Bt-13-2	Термокоса	1.5	Суглинок, супесь	Долина реки, склон	Смешанный лес
6	Irk-13-1	Термокоса	1.0	Насыпной грунт	Наклонная поверхность	Кустарниковая
7	Kah-13-1	Термокоса	2.0	Суглинок	Долина реки	Травянистая
8	Ust-13-1	Термокоса	2.0	Супесь, песок	Долина реки	Травянистая
9	VL-13-1	Термокоса	3.0	Песок	Равнина	Смешанный лес
10	Bk-13-1	Термокоса	1.0	Песок	Сев-восточный склон	Травянистая
11	Kl-13-1	Термокоса	1.0	Песок	Межгорная котловина	Смешанный лес
12	Kl-13-2	Термокоса	1.0	Песок	Надпойменная терраса	Кустарниковая
13	Kl-13-3	Термокоса	1.0	Суглинок	Сев-восточный склон	Травянистая
14	Oh-10-1	НОВО UA	3.6	Суглинок, супесь	Восточный, склон	Смешанный лес, тайга
15	Olh-12-1	НОВО U12	3.6	Суглинок	Сев-восточный склон	Травянистая, степь
16	Olh-13-1	НОВО Pro V2	8.0	Суглинок, глина	Сев-восточный склон, выровнен	Травянистая, кочкарник, заболоченность
17	Olh-13-2	НОВО U12	9.0	Суглинок, глина	Сев-восточный склон, котловина оползня	Травянистая, степь
18	Olh-13-3	НОВО U12	15.0	Суглинок, супесь, глина	Сев-восточный склон	Травянистая, степь
19	Olh-13-4	НОВО Pro V2	3.5	Супесь, песок	Выровненный участок	Хвойный лес
20	Sl-13-1	Термокоса	3.0	Песок	Долина реки	Травянистая, кустарник
21	Sl-13-2	НОВО U12	3.0	Песок	Долина реки	Травянистая, кустарник
22	Se-14-1	НОВО UA	4.8	Супесь	Межгорная котловина	Группы лиственниц, Травянистая, степь
23	Se-15-1	НОВО U12	13.0	Супесь	Межгорная котловина	Травянистая, степь

Bt-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе с. Бутаково. Площадка располагается на наклонной поверхности, в пределах долины р. Малая Анга, растительность – смешанный лес. Пробурена скважина глубиной 1.5 м, сложена преимущественно супесью и суглинками полутвердыми. На площадке установлена термокоса.

Irk-13-2 – скважина на мониторинговой площадке в районе г. Иркутск. Площадка располагается на наклонной поверхности, склон слабо выражен, растительность – кустарник (акация, ивы). Пробурена скважина глубиной 1.0 м, сложена преимущественно насыпным

грунтом, представленным супесью и суглинками с включением гравия до 5 %. На площадке установлена термокоса.

Kah-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе п. Качуг. Площадка располагается на выровненной поверхности, на возвышенности, в долине р. Лена, тип растительности – хвойный лес. Пробурена скважина глубиной 2.0 м, сложена суглинками тугопластичными. На площадке установлены термокоса и датчик НОВО UA.

Ust-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе п. Усть-Ордынский, в долине р. Кудя. Площадка располагается на выровненной поверхности, тип растительности – травянистая, присутствуют кустарники акации. Пробурена скважина глубиной 2.0 м, сложена преимущественно супесью твердой и песками мелкозернистыми. На площадке установлена термокоса.

VI-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе с. Верхоленск, долина р. Лена. Площадка располагается на выровненной поверхности, тип растительности – смешанный лес, присутствует ель, береза. Пробурена скважина глубиной 3.0 м, сложена песками мелкозернистыми, пески маловлажные. На площадке установлена термокоса.

На территории Байкальской горно-складчатой провинции оборудованы следующие мониторинговые площадки:

Bk-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе г. Байкальск, в междуречье рек Харлахты и Солзан. Площадка располагается на наклонной поверхности, склон слабо выражен, простирание северо-восточное, тип растительности – травянистая, присутствуют березы. Пробурена скважина глубиной 1.0 м, сложена песками мелкозернистыми, с глубины 1.0 м – галечниковые грунты. На площадке установлена термокоса.

KI-13 – в пределах мониторингового участка установлены три площадки в различных геоморфологических условиях:

KI-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе п. Култук. Площадка располагается на выровненной поверхности в пределах межгорной котловины в долине р. Култучная, тип растительности – смешанный лес. Пробурена скважина глубиной 1.0 м, сложена песками мелкозернистыми, с глубины 0.9 м – галечниковые грунты. На площадке установлены термокоса и датчик НОВО UA.

KI-13-2 – скважина на мониторинговой площадке в районе п. Култук. Площадка располагается на выровненной поверхности вблизи берега оз. Байкал, тип растительности – кустарник. Пробурена скважина глубиной 1.0 м, сложена песками мелкозернистыми. На площадке установлена термокоса.

KI-13-3 – скважина на мониторинговой площадке в районе п. Култук. Площадка располагается на северо-восточном склоне, тип растительности – травянистая. Пробурена

скважина глубиной 1.0 м, сложена суглинком тугопластичным. На площадке установлена термокоса.

Oh-10-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе пади Черемшан. Площадка располагается на восточном склоне, тип растительности – смешанный лес. Пробурена скважина глубиной 3.6 м, сложена преимущественно суглинками с включением дресвы и щебня. На площадке установлены температурные датчики HOBO UA на глубинах – 0.6, 1.0, 1.6 и 3.2 м.

Olh – в пределах мониторингового участка установлены пять площадок в различных геоморфологических условиях:

Olh-12-1 – горная выработка на мониторинговой площадке в пределах залива Харалдайский. Площадка располагается на северо-восточном склоне, тип растительности – травянистая, степь. Выработка глубиной 3.6 м, сложена преимущественно суглинками. На площадке установлены четырехканальные температурные датчики HOBO U12 на глубинах 0.6, 1.0, 1.6 и 3.6 м.

Olh-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в пределах залива Харалдайский. Площадка располагается на северо-восточном склоне на выровненной поверхности, тип растительности – травянистая, степь. Выработка глубиной 8.0 м, сложена преимущественно суглинками и глинами. На площадке установлены двухканальные температурные датчики HOBO Pro V2 2 ext. Temp на глубинах 0.1 и 2.0 м.

Olh-13-2 – скважина на мониторинговой площадке в пределах залива Харалдайский. Площадка располагается на северо-восточном склоне в котловине оползня, тип растительности – травянистая, степь. Выработка глубиной 9.0 м, сложена преимущественно суглинками и глинами. На площадке установлены четырехканальные температурные датчики HOBO U12 на глубинах 0.1, 2.0, 4.0 и 7.1 м.

Olh-13-3 – скважина на мониторинговой площадке в пределах залива Харалдайский. Площадка располагается на северо-восточном склоне в бортовой части оползня, тип растительности – травянистая, степь. Выработка глубиной 1.5 м, сложена преимущественно супесями и песками. На площадке установлены четырехканальные температурные датчики HOBO U12 на глубинах 0.2, 2.0, 4.0 и 9.3 м.

Olh-13-4 – скважина на мониторинговой площадке в пределах залива Харалдайский. Площадка располагается на выровненной поверхности, тип растительности – хвойный лес. Выработка глубиной 3.5 м, сложена преимущественно песками. На площадке установлены двухканальные температурные датчики – HOBO Pro V2 2 ext. Temp на глубинах 1.0 и 1.5 м.

Sl – в пределах мониторингового участка были установлены две площадки:

Sl-13-1 – скважина на мониторинговой площадке в районе г. Слюдянка в долине р. Слюдянка. Площадка располагается на выровненной поверхности, склон слабо выражен, тип

растительности – садовые деревья. Пробурена скважина глубиной 3.0 м, сложена песками мелкозернистыми с включением гальки до 5 %, пески маловлажные. На площадке установлена термокоса.

Sl-13-2 – скважина на мониторинговой площадке в районе г. Слюдянка. Условия идентичны Sl-13-1. Скважина оборудована четырехканальными температурными датчиками HOBO U12, установленными на глубинах 0.1, 1.0, 2.0 и 3.0 м.

На участке Восточного Саяна также организован стационар, на котором проведены буровые работы и установка температурных датчиков. Данная площадка несколько удалена от района исследования, но является важным объектом наблюдений, поскольку относится к области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов.

Se – в пределах мониторингового участка установлены три площадки:

Se-14-1 – скважина на мониторинговой площадке в долине р. Сенца. Площадка располагается в пределах межгорной котловины, на вершине бугра пучения, тип растительности – травянистая с небольшими перелесками, лесостепь. Пробурена скважина глубиной 4.8 м, сложена преимущественно ледогрунтами с прослоями суглинка до 5–7 см. На площадке установлены температурные датчики HOBO UA на глубинах 0.1, 1.0, 2.0, 3.0 и 4.4 м. В 2016 г. данная скважина углублена до отметки 20.4 м, температурные датчики установлены на глубинах 1.0, 5.0, 10.0 и 19.5 м.

Se-15-1 – скважина на мониторинговой площадке в долине р. Сенца. Площадка располагается в пределах межгорной котловины, на вершине бугра пучения, тип растительности – травянистая с небольшими перелесками, лесостепь. Пробурена скважина глубиной 13.0 м, сложена преимущественно ледогрунтами с прослоями суглинка до 5–7 см. На площадке установлены четырехканальные температурные датчики HOBO U12 на глубинах 0.1, 2.0, 3.0, 5.0, 7.0, 10.0 и 13.0 м.

Se-16-1 – скважина на мониторинговой площадке в долине р. Сенца. Площадка располагается в пределах межгорной котловины, в понижении между буграми пучения, данное понижение периодически затопляется поверхностными водами, тип растительности – луговые травы, на площадке ярко выражен кочкарник. Скважина пробурена до отметки 5.5 м, сложена преимущественно супесчано-суглинистыми отложениями. На площадке установлен одноканальный температурный датчик HOBO UA на глубине 5.5 м.

Таким образом, на территории провинции, относящейся к южной оконечности Сибирской платформы, размещено 9 площадок наблюдения, из которых 8 оборудованы термокосами и одна скважина с температурными датчиками (см. Рис. 7). В области редкоостровного распространения многолетнемерзлых грунтов пройдена скважина Irk-13-2. В области островного распространения

многолетнемерзлых грунтов пробурены скважины: Ang-13-1, Bd-13-1, две скважины участка Br-13 (Br-13-1, Br-13-2), Bt-13-1, Kah-13-1, Ust-13-1 и Vl-13-1.

В пределах Байкальской горно-складчатой провинции установлено 14 площадок наблюдения, из них 4 площадки оборудованы термокосами, а 10 площадок оборудованы температурными датчиками. Мониторинговые участки заложены с учетом особенностей распространения многолетнемерзлых грунтов на данной территории. В область редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых грунтов расположены скважины: Bk-13-1, 3 скважины участка Kl-13 (Kl-13-1, Kl-13-2, Kl-13-3), Oh-10-1, 5 скважин Olh (Olh-12-1, Olh-13-1, Olh-13-2, Olh-13-3, Olh-13-4) и 2 скважины Sl (Sl-13-1, Sl-13-2). В область сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов расположены скважины Se (Se-14-1, Se-15-1 и Se-16-1).

Детальный анализ условий, сопоставление и обобщение данных температурного режима грунтов на юге Восточной Сибири позволяют оценить отклик геологической среды на современные климатические изменения и сопутствующие внешние воздействия.

4. Особенности термодинамического состояния грунтов

4.1. Региональные показатели температуры воздуха, как отражение глобальных климатических изменений

Климат оказывает сильное воздействие на термодинамическое состояние грунтов, особенно на верхнюю часть литосферы. Поэтому даже незначительное изменение температуры воздуха находит свое отражение в термодинамическом режиме грунтов, выраженном в среднесуточном колебании верхней части литосферы. Температура здесь играет одну из ключевых ролей, являясь основным показателем теплообмена как в грунтах, так и в системе «воздуха – грунт», в основном продукт теплообмена (Лещиков, 1983).

Направленность климатических изменений ведет к соответствующим изменениям в температурном режиме грунтов. Значительное повышение температуры воздуха, может спровоцировать деградацию многолетнемерзлых грунтов, что повлечет формирование таликовых зон, проседание участков земной поверхности, образование термокарстовых озер и т.д. Понижение температуры воздуха будет направленно на обратный процесс, активизацию процессов пучения, связанных с образованием мерзлых грунтов – бугров пучения, процессов вымораживания твердых тел, формирования наледей и т. д.

В последние десятилетия во всем мире активно обсуждается проблема глобального потепления, так согласно данным J.T. Houghton, средняя температура поверхности Земли увеличится с 1.4 до 5.8 °C и это связано с большим выделением парниковых газов (Houghton, 1996). Согласно данным J. Hansen et al., дальнейшее увеличение выбросов парниковых газов приведет к значительному изменению температуры воздуха. Потепление вызовет увеличение мощности растительного покрова по направлению к северу, т. е. создаст благоприятные условия для растений из-за увеличения теплого периода и большей глубины протаивания верхних горизонтов многолетнемерзлых грунтов, а это, в свою очередь, вызовет дополнительное освобождение CO₂, заключенного во льдах (Betts, 2005; Cox, 2000; Hansen, 2006).

Повышение температуры воздуха и увеличение глубины протаивания для районов с многолетнемерзлыми грунтами способны спровоцировать деградацию мерзлых толщ. По некоторым прогнозным оценкам, к концу XXI в., высокотемпературные многолетнемерзлые грунты, имеющие температуру 0.0 и –2.5 °C, будут активно таять. Изменения затронут территорию площадью более 9.0×10^6 км², что составит примерно половину от территории, занятой многолетнемерзлыми грунтами (Grosse, 2011).

По мнению Г.В. Малковой с соавторами, наиболее неблагоприятные условия сложились для южной части Восточной Сибири, где в условиях островной и высокотемпературной криолитозоны наблюдаются высокие тренды повышения температуры многолетнемерзлых грунтов. В данном районе мерзлые толщи характеризуются слабой устойчивостью и способны к процессам деградации (Малкова и др., 2011).

Для территории юга Восточной Сибири также существуют прогнозные значения. Так, по мнению Л.Т. Мяча, к 2025 г. приращение температуры воздуха составит: в холодный период – от 0.2–3.4 °С, а в теплый – от 0.4–2.6 °С. Диапазон приращения холодного сезона в 1.5 раза шире, чем теплого, но отмечается, что прогнозные значения для теплого периода превышают приращения, полученные для холодного периода (Мяч и др., 2011). Согласно прогнозным данным А.В. Павлова, температурный прирост составит до 0.6 °С к 2025 г. и 1.6 °С к 2050 г., а температура грунтовой толщи поднимется до 0.4–1.0 °С, соответственно. Отмечается также, что для территории юга Восточной Сибири характерны высокие значения прироста температуры воздуха, который составляет 0.042 °С/год, а прирост температуры грунтов может составить 0.033–0.034 °С/год (Малкова и др., 2011; Павлов, 2008). Хотя однозначного ответа о будущем направлении тренда температуры воздуха нет, но стоит отметить, что, на данный момент, температура воздуха поднимается – в каждом регионе по-своему и с разной интенсивностью.

Согласно опубликованным и фоновым метеорологическим данным, на всей территории Восточной Сибири отмечается повышение температуры воздуха, причем изменение в основном касается теплого периода года – отмечается тенденция к более быстрому росту тренда температуры. Для территории Байкальского региона также отмечается положительная тенденция к росту температуры воздуха. Согласно метеорологическим данным, в период с 1900 по 2015 г. выявлено, что температура воздуха на всей территории юга Восточной Сибири и прилегающих районах имеет положительную направленность роста среднегодовых температур, составляющую от 1.5 до 2.5 °С (Рис. 8).

На территории, занятой многолетнемерзлыми грунтами, наблюдается существенный разброс значений современных трендов среднегодовой температуры верхних горизонтов мерзлых толщ, но который не превышает двух третих от тренда температуры воздуха. Для температуры воздуха характерен интервал изменения трендов от 0.02 до 0.07 °С/год, а для многолетнемерзлых грунтов более широкий диапазон – от 0.004 до 0.050 °С/год. Максимальное влияние на термический режим оказывает однонаправленное изменение температуры воздуха и снежного покрова (Малкова и др., 2011).

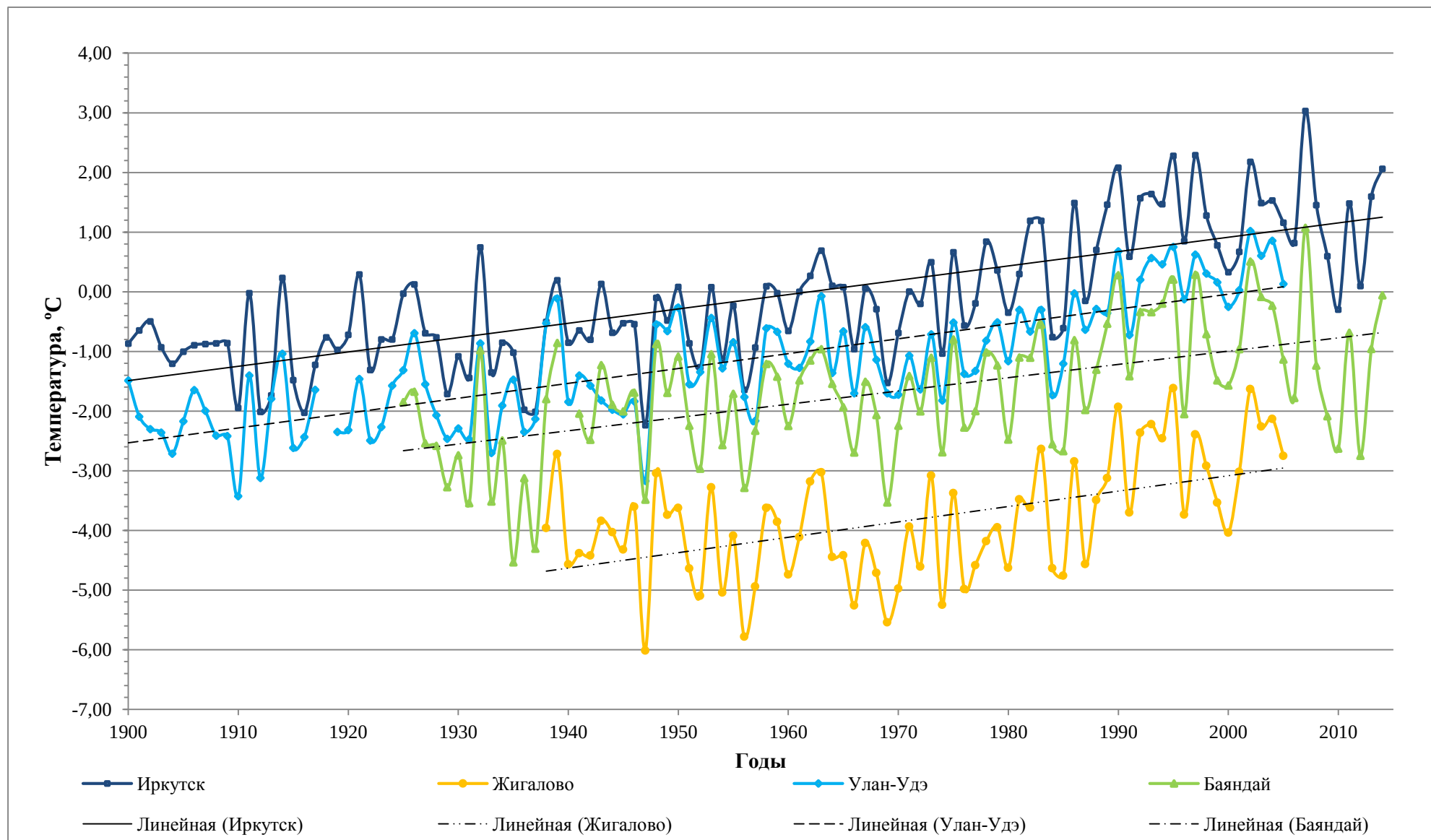


Рис. 8. Среднегодовая температура воздуха на юге Восточной Сибири и прилегающей территории в период с 1900 по 2015 гг.

Прирост температуры воздуха происходит в основном в холодный период, летом значительного прироста не отмечается. Согласно данным метеорологических наблюдений в течение последнего столетия на юге Восточной Сибири отмечается повышение усредненных значений температуры воздуха – в летний период она составляет 0.5–1.0 °С (Рис. 9, А), зимой – до 2.0–3.0 °С (Рис. 9, Б). Согласно данным Л.Т. Мяча с соавторами, ежегодный прирост температуры воздуха в холодный период в течение двадцатого столетия для юга Восточной Сибири составляет 0.055 °С/год, а для теплого периода ежегодный прирост составляет 0.015 °С/год. Прослеживается тенденция к более быстрому росту трендов температуры воздуха и грунтов в холодный период по сравнению с теплым (Мяч и др., 2011). Такая тенденция характерна для всей территории Сибири. Согласно данным А.А. Медведкова, на территории Центральной Сибири отмечается повышение температуры воздуха, которое фиксируется с начала 1980 г. и продолжается на протяжении 30 лет. Изменение климата связано с усилением западного переноса из Атлантики и ослаблением Азиатского антициклона. На территории Центральной Сибири отмечается повышение температуры на 1–2 °С и более. Зима с 1980 г. стала теплее, весна и осень – продолжительнее, что вполне коррелирует с температурными данными юга Восточной Сибири (Медведков, 2014). Небольшая отрицательная температура воздуха зимой в совокупности со значительной высотой снежного покрова оказывают сильное согревающее воздействие на условия формирования температурного режима приземного слоя и, как следствие, грунтовой толщи.

В ряде регионов, относящихся к южной границе криолитозоны, происходит изменение градиента среднегодовой температуры воздуха с отрицательного в начале двадцатого столетия на положительный в конце столетия. Такое изменение ведет к тому, что воздушные массы накапливают и передают грунтам больше тепла, что, в свою очередь, негативно скажется на состоянии многолетнемерзлых грунтов с незначительными отрицательными температурами или высокотемпературными мерзлыми грунтами. Температура мерзлых толщ в пределах Российской Федерации в зависимости от сочетания климатических, геолого-географических и прочих элементов естественно исторической обстановки изменяется от 0 до –13 °С (Павлав, 1979).

Изменение температурного режима грунтов криолитозоны отмечается не только на территории Сибирской платформы, но и на других континентах. Согласно данным L.D. Hinzman с соавторами на территории Аляски температура мерзлых грунтов повысилась на 2–4 °С, что привело к развитию различных экзогенных процессов (Hinzman, 2005). На некоторых участках скорость деградации многолетнемерзлых грунтов составила 0.1 м/год, что спровоцировало развитие термокарста и просадок на территории Аляски (Osterkamp, 2000). Для Байкальского региона, относящегося к южной границе криолитозоны, также характерно повышение

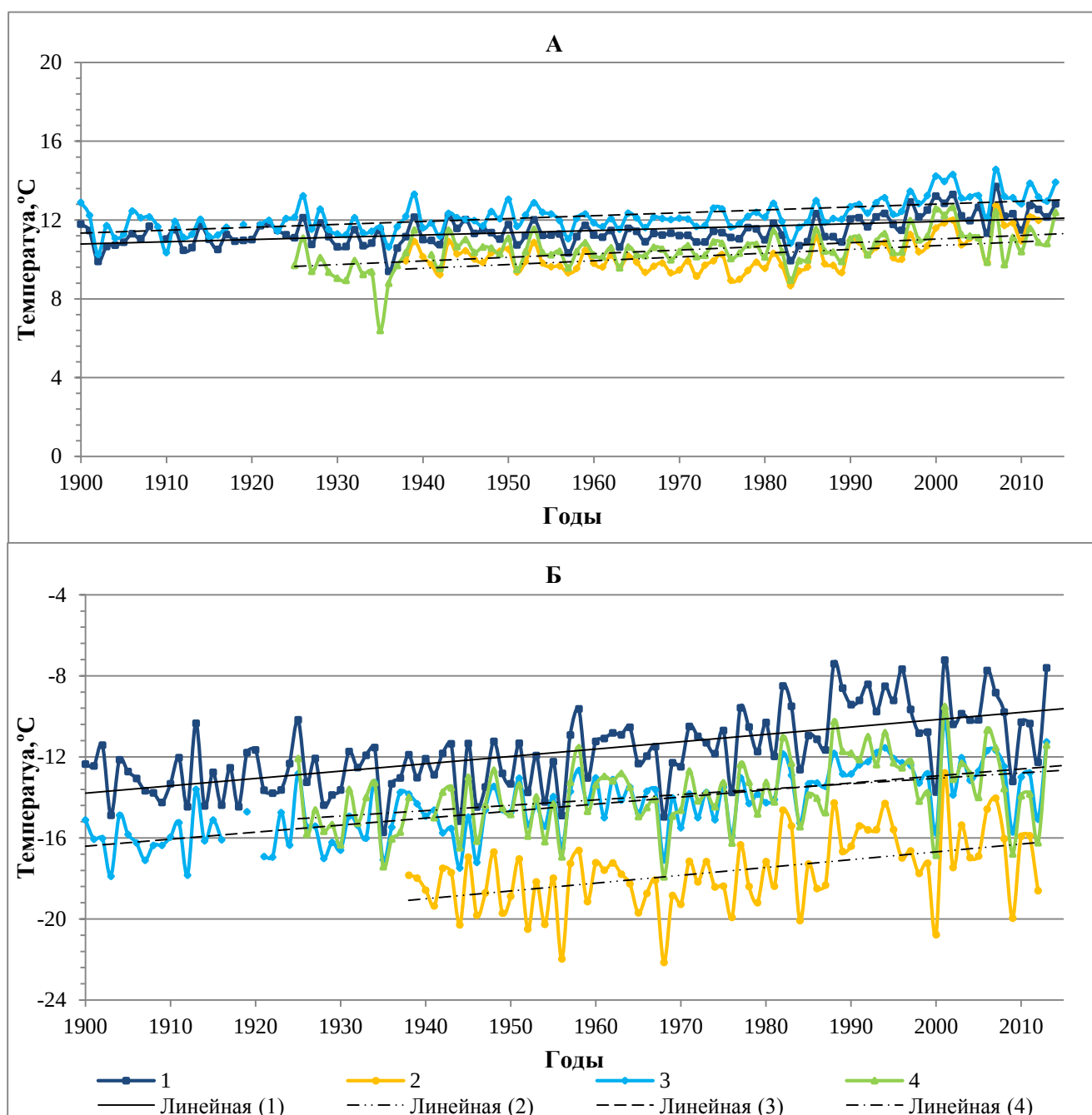


Рис. 9. Временной ход изменений средних температурных значений для теплого периода (А) и для холодного периода (Б) в южной части Восточной Сибири в течение 1900–2015 гг.

1 – Иркутск; 2 – Жигалово; 3 – Улан-Удэ; 4 – Баяндай.

температуры многолетнемерзлых грунтов на глубине 19–20 м на 0.9 °C в период 1987–2005 гг. (Сергеев, 2007).

В период 1970–1990 гг. произошел значительный прирост температур в районах с многолетнемерзлыми грунтами; температура на границе нулевых теплооборотов, по разным оценкам, возросла на 0.5–2.0 °C, что зависело от локальных условий. В период 1990–2000 гг. прирост был незначителен, а на некоторых участках температура опускалась, но после 2000 г.

тренд температур демонстрирует положительную направленность, что указывает на потенциальную уязвимость многолетнемерзлых грунтов (Romanovsky, 2008).

Изменение в температурном режиме многолетнемерзлых грунтов на данный момент незначительное, а на некоторых участках происходит обратный эффект. Инструментально зафиксированы лишь единичные случаи перехода многолетнемерзлых грунтов в талое состояние. Более того, на некоторых участках отмечается понижение среднегодовой температуры многолетнемерзлых грунтов (Васильев и др., 2008). Однако такая тенденция наблюдается только на севере Восточной Сибири, где значительного повышения температуры не наблюдалось. На северо-западе Сибири у южной границы криолитозоны происходит оттаивание многолетнемерзлых грунтов, что выражается в изменении ландшафтных условий, появлении новых таликов и увеличении глубины оттаивания в уже существующих таликах (Romanovsky, 2008).

Современные метеорологические данные для юга Восточной Сибири показывают, что в период с 1900 по 2015 гг., отмечается положительная направленность в росте среднегодовой температуры воздуха, составляющая от 1.5 до 2.5 °C. Прирост температуры воздуха в основном в холодный период – до 2.0–3.0 °C, а летом – до 0.5–1.0 °C. В настоящее время отмечается переход среднегодового градиента температуры воздуха с отрицательного в начале двадцатого столетия, на положительный. Безусловно, значительное влияние на температурное состояние грунтов оказывают климат и температура воздуха, а также другие дополнительные внешние факторы, которые способны значительно отражаться на теплообменных процессах.

4.2. Факторы, оказывающие влияние на изменение температурного режима грунтов

На температурный режим грунтов оказывается не только климатическое воздействие (в данном аспекте рассматривается в основном температурная составляющая), но и другие факторы, такие как снежный покров, растительность, литологические особенности слагающих грунтов, физические свойства грунтов, теплопроводность, влажность, геоморфологические условия и т. д. Все эти факторы непременно воздействуют на температурное состояние грунтов, способствуя ускорению или же, наоборот, замедлению теплообмена в грунтовой толще. Но определяющим фактором в формировании температурного режима грунтов остается климат и регулирующая его солнечная активность, как главный поставщик тепла.

Стоит отметить, что глобальные периоды потепления и похолодания во многом зависят от солнечной активности, но в немаловажной степени локальные изменения температуры зависят

от дополнительных факторов. К примеру, в XIV–XVI вв. на территории Западной Европы отмечалось значительное похолодание, которое напрямую связывали с уменьшением солнечной активности. Однако ряд исследователей относят это похолодание к специфическому развитию атмосферно-гидросферных процессов, контролируемых солнечной активностью, но напрямую от нее не зависящих (Леви и др., 2014).

Солнечная радиация.

На территории юга Восточной Сибири климат оказывает максимальное влияние на температуру верхних слоев грунтовой толщи в среднегодовом ее выражении, определяет температурную зональность сезонномерзлого и сезонноталого слоя (Лещиков, Шац, 1983). Климатическая зональность во многом определяет и температуру воздуха и среднегодовую температуру приземного слоя, но термодинамический режим грунтов сильно зависит от локальных факторов, выраженных в особенностях строения грунтов, литологического состава, влажности, ландшафтных условий и пр. Однако даже суточные температурные изменения воздушной среды находят прямой отклик в изменении температурного режима грунтов приповерхностных слоев, нагреваясь в дневное время и охлаждаясь ночью. На поверхности грунты испытывают максимальную температурную нагрузку, по сравнению с нижележащими горизонтами, и напрямую зависят от солнечной радиации. Так, согласно данным К.Н. Мизандронцевой, годовая сумма прямой солнечной радиации в среднем для юга Восточной Сибири достигает 55 ккал/см^2 . Это обусловлено повышенной прозрачностью атмосферы и незначительным количеством пасмурных дней, этот показатель для юга Восточной Сибири составляет 40–50 дней в году (Мизандронцева, 1985).

Для района Приольхонья и острова Ольхон приток энергии за счет солнечной радиации еще больше и составляет в среднем 60 ккал/см^2 в год, в том числе, летом до 9.9 ккал/см^2 в месяц. Это обусловлено значительным периодом солнечного освещения. Для Приольхонья эта цифра составляет 2200–2400 ч/год, а для других районов юга Восточной Сибири 1600–1800 ч/год (Иметхенов и др., 1997). Поэтому на открытых участках мощность суточных температурных колебаний достигает 1 м, а затухание суточных колебаний уже происходит на глубине 60–80 см, что практически полностью соответствует данным, опубликованным Ф.Н. Лещиковым (Лещиков, 1968). Ниже наблюдается более постоянная температура, а ее изменение отражает месячные, сезонные и годовые колебания.

Годовые колебания температуры на юге Восточной Сибири распространяются до глубины 12–16 м. На участках с многолетнемерзлыми грунтами мощность амплитуды годовых колебаний доходит до 8–10 м, а в горных районах юга Восточной Сибири достигает 15–30 м (Лещиков, 1965; Лещиков, 1968). Годовые амплитуды изменяются в значительных пределах в сезонномерзлых грунтах: значения температуры на поверхности колеблются в пределах от 40–50 °С за цикл и

резко уменьшаются с глубиной. Изменение температуры грунта с увеличением глубины в разные сезоны года отличается. Так, в летний период прослеживается уменьшение температуры грунтов с глубиной, в зимний период отмечается обратная тенденция – температура с глубиной имеет положительную направленность. В осенний и весенний периоды формируются участки переходных зон, для осени характерен относительно теплый слой, градиент температуры от которого стремится как к поверхности, так и в глубину. Весной же формируется холодный слой, имеющий более низкую температуру относительно выше- и нижележащих слоев.

Под градиентом температуры подразумевается интенсивность изменения температуры в направлении, перпендикулярном изотермическим поверхностям, т. е. градиентом температуры является вектор, показывающий, на сколько градусов изменяется температура при изменении глубины на единицу длины (Кудрявцев и др, 1978).

Температура грунтов и ее амплитуда колебания в первую очередь связаны с климатическими особенностями Восточной Сибири. В климатических зонах, в которых происходит сезонное изменение, обусловленное приходом и расходом энергии (т. е. происходит сезонное изменение температуры окружающей среды), формируются периоды теплооборотов в грунтах, которые выражаются в количестве тепла, приходящего в грунты за полупериод нагревания и уходящего за полупериод охлаждения (Кудрявцев и др., 1978). Такое распределение температуры является справедливым для юга Восточной Сибири и отмечается на участках исследования.

Максимальные значения температурных градиентов в сезонномерзлом слое приходятся на июль–август и конец января–февраль, а иногда переносится на начало марта, их числовые значения не сильно отличаются между собой. Градиент температуры в естественных условиях на исследуемых участках в этот период составляет до 10–12 °С на метр. Величины этой вполне достаточны для возникновения различных процессов термо- и влагопереноса. На участках с многолетнемерзлыми грунтами отмечаются более значительные градиенты, чем в сезонноталом слое. Уже в весенний период на момент оттаивания грунтов градиенты температуры достигают больших значений до 20–25 °С на метр, что почти в 2 раза превышает их значения в сезонномерзлом слое.

Летние атмосферные осадки.

Заметное влияние на термодинамический режим грунтов оказывают летние атмосферные осадки. Благодаря значительной роли конвективной составляющей теплообмена, летние осадки, проникая в грунтовую толщу, могут приносить дополнительное отопление грунта. Так, в песках, для которых коэффициент фильтрации в разы выше, чем в глинах, оттаивание происходит интенсивнее. Если учесть, что для юга Восточной Сибири на количество летних осадков в июле–августе приходится 60–80 % от их годовой суммы, влияние атмосферных осадков на

температурный режим водопроницаемых грунтов будет значительным, и может приносить дополнительное тепло.

Для слабо- и водонепроницаемых грунтов летние атмосферные осадки оказывают меньшее влияние, но способствуют понижению их температуры. Это связано с тем, что дожди способствуют уменьшению среднесуточной амплитуды приземного слоя воздуха и приповерхностного слоя грунтов. Так, после выпадения дождя, амплитуды колебания температуры приземного слоя воздуха в течение суток уменьшаются почти на 5 °С, а среднесуточная температура снижается на 1–2 °С. По сравнению с сухими грунтами дневная температура на поверхности влажного грунта снижается на 2–5 °С, на глубине 5 см – на 2–4 °С, на глубине 10 см – на 1–3 °С. Ночью температура поверхности влажного грунта, наоборот, на 1.0–1.5 °С выше, чем сухого. Происходит уменьшение среднесуточной температуры увлажненных грунтов по сравнению с сухими (Лешиков, 1978).

Снежный покров.

Важную роль в формировании термодинамических процессов грунтовой толщи играют не только особенности литологического состава или физико-механические свойства грунтов, но такой немаловажный фактор, как снежный покров. На территории юга Восточной Сибири согласно фоновым данным снежный покров способен уменьшать годовые амплитуды на поверхности грунта по сравнению с амплитудами температуры воздуха до 6–8 °С в районах лесостепной зоны и на 7–10 °С в районах таежной зоны (Лешиков, 1978).

Научный подход к изучению роли снежного покрова в формировании теплового режима земной коры впервые встречается еще в работах А.И. Воейкова. Он установил следующее: снег, как плохой проводник тепла, предохраняет почву от охлаждения и промерзания до тех пор, пока температура воздуха ниже 0 °С; снег уменьшает колебания температуры почвы; чем рыхлее снег, тем значительнее его теплозащитная роль (Воейков, 1952).

Толщина снежного покрова варьируется в пределах 30–50 см. На степных участках юга Восточной Сибири мощность снежного покрова не достигает 10–15 см и порой не покрывает траву. Однако толщина снежного покрова на данных участках непостоянна (Иметхенов, 1997). Отметим, что образование снежного покрова толщиной более 10–15 см приводит к тому, что суточные изменения поверхности грунтов не превосходят нескольких десятых долей градуса. При высоком снежном покрове, более 50–70 см, изменение среднемесячных значений температуры поверхности грунтов в естественных условиях за весь зимний сезон, даже в условиях крайнего Севера, не превышает 5 °С (Павлов, 1965).

Снежный покров изменяется в течение холодного периода и достигает максимальной величины только в январе вместе с максимальной отрицательной температурой воздуха. С теплофизической точки зрения снег является промежуточной средой, затрудняющей

тепломассоперенос в системе «воздух – грунт». На юге Восточной Сибири снег оказывает согревающее воздействие на температурное состояние грунтов, мешая отрицательной температуре проникать в грунтовую толщу. Причем такое согревающее влияние снежного покрова препятствует образованию многолетнемерзлых грунтов даже при отрицательных среднегодовых значениях температуры воздуха, достигающей минус 6–8 °С. Согласно данным В.Т. Балобаева, распространение многолетнемерзлых грунтов далеко на юг в Забайкальском регионе в значительной мере связано с малой высотой снежного покрова, меньше 15–20 см. С другой стороны, для Восточной Сибири характерно отсутствие мерзлых грунтов вплоть до широты 62°. Высота снежного покрова в этом районе превышает 80 см, а среднегодовая температура воздуха более чем на 1 °С ниже по сравнению с Забайкальем (Общее мерзлотоведение, 1974; Павлов, 1979).

На территории юга Восточной Сибири в течение зимнего периода влияние снежного покрова изменяется, максимальное влияние снежного покрова на температурный режим грунтов оказывается в декабре–январе и уменьшается в феврале. Соответственно, с увеличением снежного покрова понижение температуры поверхности грунтов замедляется и происходит уменьшение их амплитуды. В первой половине зимы температура под снегом выше температуры воздуха, но уже в конце февраля согревающая способность снежного покрова уменьшается и происходит охлаждение. Для этого этапа характерно незначительное повышение температуры грунта относительно повышения температуры воздуха, разница достигает 4 °С. Затем происходит выравнивание температуры и уже в начале апреля температура воздуха становится выше температуры на поверхности грунтов. По наблюдениям Ф.Н. Лещикова и расчетам по формуле В.А. Кудрявцева снежный покров в Приангарье уменьшает годовые амплитуды на поверхности грунта по сравнению с амплитудами температуры воздуха (Кудрявцев, 1954; Лещиков, 1978).

Растительный покров.

В летний период на температурный режим грунтов оказывает влияние растительный покров, он участвует главным образом в теплообмене в системе «воздух – грунт». Влияние на температурный режим грунтов лесного массива, как и другого растительного покрова, главным образом, связано с эффектом затенения и изменением режима снегоотложений. Растительный покров снижает приток солнечной радиации к поверхности грунтовой толщи до 50 %, что способствует уменьшению проникновения положительной температуры. Отражательная способность для разных типов растительности примерно одинакова и равна 14–19 %, в связи с этим поступление радиационного тепла сокращается, происходит уменьшение роли турбулентного теплообмена и, в итоге, значения температуры поверхности грунта и приземного слоя воздуха выравниваются.

Согласно данным А.В. Павлова, температура поверхности грунта в лесу летом из-за более позднего полного оттаивания снега и затенения кронами деревьев всегда ниже. Соотношение между суммами положительных температур грунтов в лесу и в поле в начале лета не превосходит 0.5–0.6, к концу лета оно увеличивается до 0.70–0.75. В соответствии с уменьшением суммы положительных градусо-суток температуры воздуха, протаивание в лесу всегда запаздывает на 5–15 дней (Павлов, 1979).

По наблюдениям Ф.Н. Лещикова в Приангарье верхние слои под растительным покровом получают меньшую дозу радиации, а значит, прогреваются слабее, по сравнению с участками, свободными от растительного покрова. Проникновение температурных потоков ослабевает – на участках без растительного покрова амплитуда температуры грунтов до глубины 3 м намного больше. Однако ниже температура выравнивается и становится идентичной температуре растительного покрова (Лещиков, 1978).

На территории юга Восточной Сибири, в соответствии с классификацией В.А. Кудрявцева, по амплитуде температуры на поверхности грунта выделяются континентальные и повышенно-континентальные типы сезонного промерзания грунтов (Кудрявцев, 1959). Это говорит о том, что растительный покров оказывает влияние на величину годовых амплитуд, уменьшая их, а также на глубину затухания этих амплитуд или на глубину проникновения температурных потоков.

Как уже говорилось выше, условия прогрева грунта под растительным покровом минимальные и для областей с глубоким промерзанием растительный покров оказывает охлаждающий эффект, затеняя их от внешней радиации. Также под лесной растительностью грунты более увлажнены, соответственно часть тепла, поглощаемого оттаивающим грунтом, затрачивается на фазовые переходы воды.

В районах близ южной границы распространения многолетнемерзлых грунтов талики обычно отсутствуют на залесенных территориях, т. е. территориях со значительным растительным покровом. Однако тепловое влияние леса на соседние с ним открытые участки противоположно и для открытых участков с редкостойными деревьями или кустарниками будет оказываться обогревающее воздействие на грунты (Павлов, Мельников, 1979).

Таким образом, влияние снежного и растительного покрова на температурный режим грунтов на юге Восточной Сибири диаметрально противоположно. Однако снежный покров, как обогревающий фактор, проявляется в большей мере, чем растительность, которая является охлаждающим фактором. Поэтому средние годовые температуры грунтов сезонномерзлого слоя на участках, оголенных от снега и растительности, ниже в 1.5–2.0 раза, чем на участках с естественными условиями (Лещиков, 1971).

Литологический состав.

На распределение температуры в грунтовой толще влияют не только климатические факторы – важное влияние оказывает дисперсность грунтов, их плотность и степень увлажнения. Данные факторы способны интенсивно влиять на промерзание и протаивание грунтов, даже на участках с идентичными климатическими условиями разница промерзания может достигать нескольких метров.

Участки, находящиеся в пределах одного района, могут иметь различный литологический состав и, как следствие, различные физические показатели – плотность, теплопроводность и теплоемкость, существенно влияющие на глубину промерзания. Согласно данным Ф.Н. Лещикова, в районе города Иркутска более рыхлые песчано-гравийные отложения промерзают быстрее и достигают глубины 2.5–2.9 м, а более плотные суглинистые отложения промерзают до глубин 1.5–1.8 м. В районе реки Белая лессовидные суглинки промерзают до 2.6 м, а песчано-гравийные грунты – до 3.2 м (Лещиков, 1978).

Различие в литологическом составе оказывает определенное воздействие на формирование температурного режима грунтов, главным образом это связано с фильтрационными свойствами грунтов, что особенно сказывается в летний период и период снеготаяния и формирует температурную сдвижку, возникающую в результате различия теплопроводности талых и мерзлых грунтов. Общий диапазон колебаний среднегодовой температуры грунтов разного литологического состава достигает 1–2 °С.

Немаловажный показатель – влажность грунтов. С увеличением влажности уменьшается глубина промерзания, это связано с тем, что при фазовых переходах выделяется часть тепловой энергии, поэтому, чем больше грунты увлажнены, тем медленнее происходит промерзание. Отметим, что глубина промерзания в идентичных литологических условиях происходит по-разному. При влажности грунта от абсолютно сухого до молекулярной влагоемкости отмечается значительное увеличение глубины промерзания, что связано с высокой теплопроводностью воды. Но при влажности от молекулярной до полной влагоемкости, проявляется возрастание теплоемкости и при льдообразовании выделяется дополнительная теплота. Наибольшее промерзание грунтов отмечается на участках с наименьшей влажностью глубина сезонного промерзания на участках сухих и слабовлажных песчано-галечниковых отложений достигает 4.0–4.5 м, в сухих щебенистых делювиальных грунтах – 3.8 м, в супесях и суглинках – 3.2–3.6 м, во влажных – 2.0–2.6 м (Ершов и др., 1989).

Экспозиция склона.

При формировании температурного режима грунтов экспозиция склонов имеет большое значение. Грунты прогреваются в основном на поверхности, поглощая радиационное тепло, поэтому склоны, имеющие южную экспозицию и обладающие крутизной выше 20°,

прогреваются интенсивнее. Температура верхних горизонтов на склонах южной экспозиции априори выше, чем на северных склонах. Согласно данным В.В. Буфала южные склоны крутизной 30–60° получают за год суммарной радиации на 30–40 % больше, чем северные, которые при той же крутизне, получают ее в 2.0–2.5 раза меньше горизонтальной поверхности (Буфал и др., 1977). Годовой радиационный баланс в долинах рек и котловинах достигает 35–45 ккал/см². Посредством увеличения отраженной радиации и эффективного излучения в горах ее значения ниже – 25–3055 ккал/см² (Михеев, Воробьев, 1993). Разница среднесуточных температур грунта на южном и северном склоне в летний период достигает 1.2 °С. В некоторых случаях на разность температур склонов различной экспозиции доминирующее влияние оказывает растительный покров, и, в меньшей степени, экспозиция склона, к аналогичному выводу для участков в Забайкалье пришла и В.Н. Димо (Димо, 1972; Лещиков, 1978).

Для горных районов юга Восточной Сибири важной особенностью формирования среднегодовых температур является их изменение с высотой местности или геоэкологической поясности. В условиях горного рельефа с увеличением высоты местности наблюдается понижение температуры грунтов на 0.5–0.7 °С на каждые 100 м (Некрасов, Заболотник, 1967; Некрасов, Ли, 1967). Немного отличается ситуация в среднегорных районах и долинах небольших рек, в ходе зимней инверсии температура воздуха на пониженных участках длительное время остается минимальной, поэтому на более открытых повышенных участках температура, как правило, выше.

На пониженных участках (в долинах, небольших падях, отложениях днищ малых водотоков, речных долин) сложенных сильновлажными иловатыми и суглинистыми грунтами с малыми коэффициентами фильтрации, отмечается низкая температура, которая связана со слабым теплообменом, характерным данному типу грунтов. В районах юга Восточной Сибири с увеличением влажности на 10–15 % среднегодовая температура грунта у подошвы сезонного слоя понижается на 1 °С. На заболоченных участках с влажностью отложений более 30 % грунты холоднее на 1–2 °С, чем на относительно сухих участках (Лещиков, 1978). Данные условия могут спровоцировать формирование многолетнемерзлых грунтов. В долинах крупных рек, сложенных в основном песками или галечниковыми грунтами с высокими показателями фильтрации, температура грунтов на порядок выше. Это связано с тем, что в летний период данные грунты прогреваются лучше благодаря конвективному теплообмену.

4.3. Температурный режим грунтов сезонномерзлого слоя

Территория юга Восточной Сибири относится к области глубокого сезонного промерзания. Температурное поле в области поверхностных слоев грунта отличается непостоянством и во многом зависит от температурного градиента на поверхности. Колебание температуры грунтовой толщи в основном зависит от суточных изменений, но на амплитуду сезонномерзлого слоя влияют годовые температурные изменения.

В теплый летний период на территории юга Восточной Сибири господствует отрицательный градиент и теплообмен в грунте совершается по типу инсоляции. Температурный поток направлен вниз, так как в этот период он имеет положительное значение, а значит верхний слой грунта теплее подстилающих слоев. В зимний период, наоборот, наблюдается положительный градиент и теплообмен в грунтах происходит по типу излучения. В периоды промерзания и оттаивания, т. е. в апреле и октябре, наблюдается безградиентное распределение температуры, или распределение с очень малым градиентом. Весной на этапе протаивания температурный градиент имеет положительный знак, так как происходит прогревание верхнего слоя и положительный температурный поток устремляется вниз. На этапе промерзания в осенний период температурный градиент имеет отрицательное значение. Среднегодовые перепады температур в грунтах и воздухе в основном имеют положительный знак. Это говорит о том, что в годовом цикле преобладает процесс излучения, так как верхние слои грунта оказываются теплее воздуха.

В области глубокого сезонного промерзания грунтов обычно наблюдается безградиентный характер распределения средних годовых температур. Поэтому здесь теплообмен совершается по типу неустойчивого равновесия и при изменении условий теплообмена в системе «воздух – грунт» (понижение средних годовых температур воздуха, удаление снега и т. д.) происходит резкая смена знака градиента температуры в верхних слоях грунта и, следовательно, формирование или деградация мерзлых грунтов (Лещиков, 1978).

В.А. Кудрявцев указал на особенность изменения среднегодовой температуры по глубине деятельного слоя, поскольку теплофизические характеристики почвы в талом и мерзлом состоянии различаются, приток тепла в грунт происходит, как правило, при меньших значениях коэффициента теплопроводности, чем отток зимой (Кудрявцев, 1954).

Отображение распределения температурного потока в глубь массива в пределах сезонномерзлого слоя рассмотрим на примере мониторинговых участков, расположенных на территории юга Восточной Сибири.

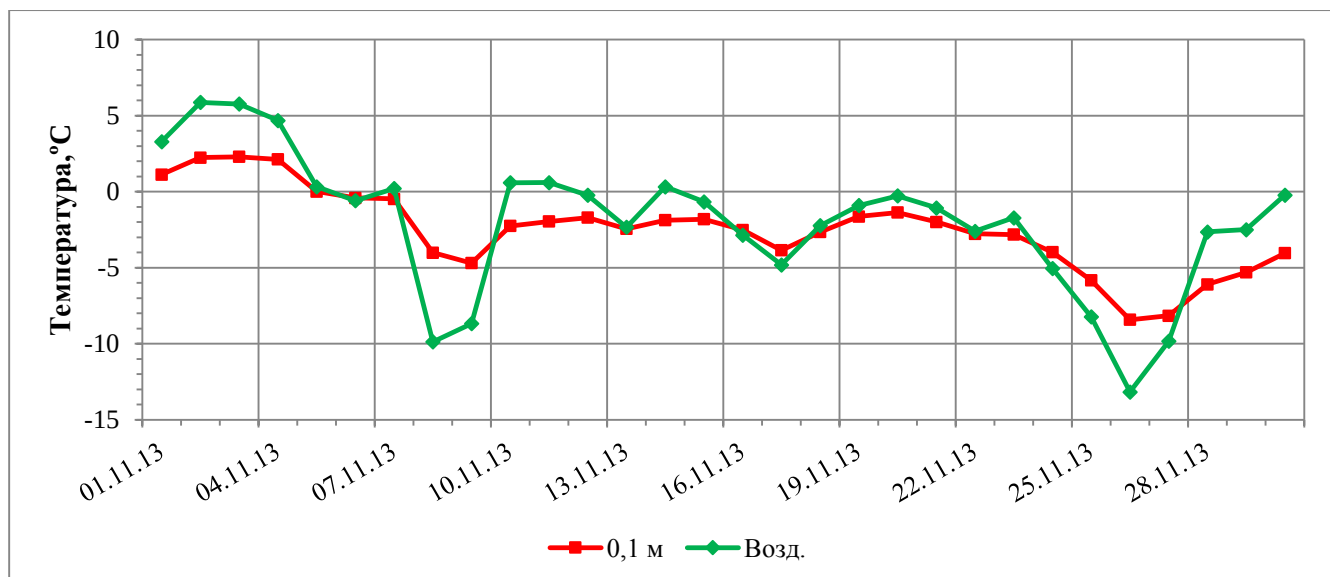


Рис. 10. Изменение среднесуточной температуры воздуха и грунтов (Olh-13-2).

Мониторинговый участок Olh, скважины Olh-13-2, Olh-13-3 и Olh-13-4.

Мониторинговый участок располагается в пределах залива Харалдайский, скважины Olh-13-2, Olh-13-3 имеют схожие условия: они установлены на склоне северо-восточной экспозиции, растительность преимущественно травянистая, степная (см. гл. 3.4.), сложены в основном суглинистыми и глинистыми грунтами (Приложения 2–3). Отметим, что участок относится к области развития редких линз мерзлых грунтов и демонстрирует отклик грунтов на современное изменение температуры. Скважины Olh-13-2, Olh-13-3 расположены в степном районе, где переход среднесуточных температур воздуха от положительных к отрицательным вызывает понижение температуры верхнего слоя грунтов практически мгновенно (Рис. 10), т. к. растительный покров на участке выражен слабо.

Переход к отрицательным значениям температур воздуха на участке происходит в ноябре за сутки температура может опускаться до -10°C . Грунты у поверхности быстро реагируют на внешнее изменение температуры – на глубине 10 см можно проследить переход к отрицательным значениям температуры еще в начале ноября. Температура грунтов на глубине 0.1 м в течение ноября колеблется в пределах от -3°C до -5°C , суточные колебания достигают $0.5\text{--}1.0^{\circ}\text{C}$ (Рис. 10).

Такая интенсивность промерзания в течение месяца объясняется отсутствием в этот период снежного покрова. С момента установившихся среднесуточных отрицательных значений до появления снежного покрова проходит до 20–30 дней. Снежный покров на участке исследования начинает формироваться только в конце ноября, а его влияние на проникновение температурного потока можно оценить лишь в конце декабря – начале января, когда возникает разница в значениях температур воздуха и верхнего слоя грунтов.

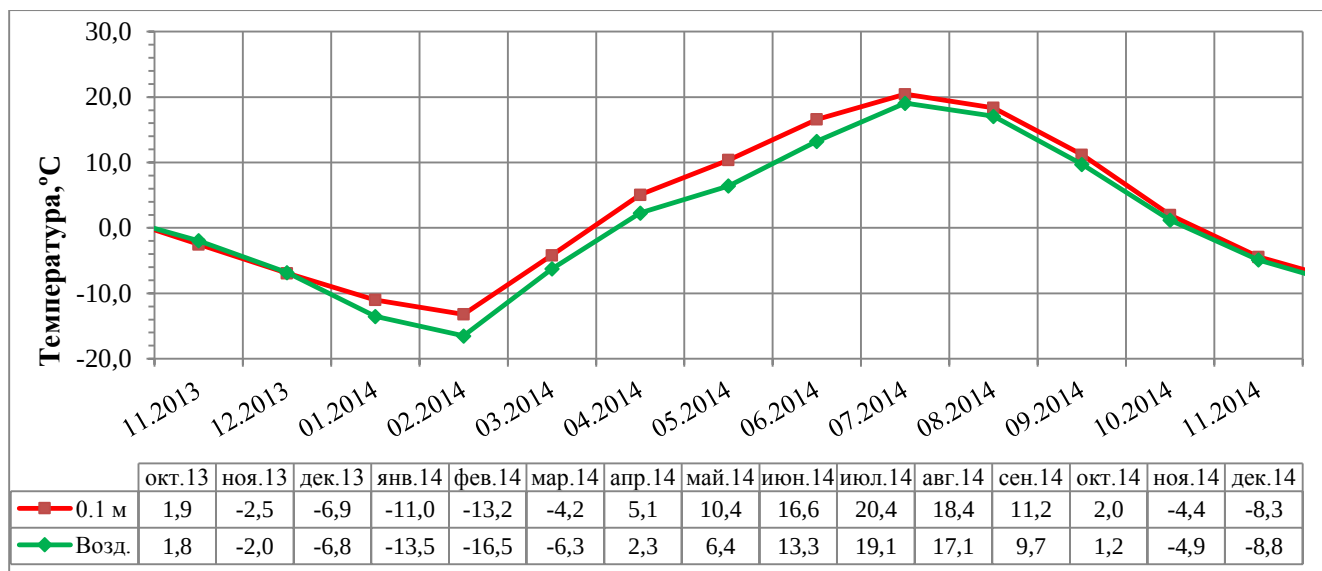


Рис. 11. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Olh-13-2).

Так среднемесячные значения температуры воздуха и грунтов в ноябре на глубине 0.1 м составили -2.0 и -2.5 °C, соответственно. Только в январе ситуация изменилась: среднемесячная температура воздуха составила -13.5 °C, а температура грунтов на глубине 0.1 м составила -11.0 (Рис. 11). В марте влияние снежного покрова ослабевает. Как отмечали А.Б. Иметхенов с соавторами, в степной области на о. Ольхон снежный покров незначителен, не покрывает травы, достигая лишь 10–15 см и крайне непостоянен (Иметхенов и др., 1997). Это свидетельствует о незначительном влиянии снежного покрова на проникновение отрицательной температуры в массив грунтовой толщи на данном участке, на котором в холодный период верхний слой грунтов на данном участке слабозащищенным от проникновения отрицательных температур.

Отрицательная температура приповерхностного слоя грунтов фиксируется с ноября по март. Минимальные отрицательные значения температур в естественных условиях приземного слоя варьируется от -15 до -20 °C и отмечаются в январе–феврале. В апреле температура меняет свой знак на противоположный, но на глубине ниже 1 м температура грунтов продолжает опускаться.

Ввиду скудной степной растительности в летний период грунты (скважины Olh-13-2 и Olh-13-3) слабо защищены от прямого проникновения солнечных лучей, что указывает на максимальное потребление солнечной энергии. В период мониторинга 2013–2014 гг. во всех скважинах на Ольхоне в пределах слоя годовых колебаний отмечаются положительные среднегодовые значения температур как в верхнем слое грунтов, так и в области нулевых теплооборотов (Светлаков, 2015) (Таблица 2).

Таблица 2.

**Изменение среднемесячных температур за период 2013–2014 гг.
в скв. Olh-13-2 Olh-13-3 и Olh-13-4**

	Olh-13-2		Olh-13-3		Olh-13-4	Температура Воздуха
Месяц	0.1 м	2.0 м	0.2 м	2.0 м	1.0 м	
Сентябрь	10.3	4.1	11.1	6.2	8.2	9.5
Октябрь	1.9	3.6	2.3	5.4	3.3	1.8
Ноябрь	–2.5	2.3	–2.5	3.7	0.2	–2.0
Декабрь	–6.9	1.2	–7.6	1.9	–2.4	–6.8
Январь	–11.0	0.6	–12.7	0.5	–4.7	–13.5
Февраль	–13.2	0.2	–14.7	0.1	–7.6	–16.5
Март	–4.2	0.0	–4.1	–0.4	–7.1	–6.3
Апрель	5.1	0.0	5.6	–0.3	–2.5	2.3
Май	10.4	0.0	10.8	–0.1	1.2	6.4
Июнь	16.6	0.3	18.4	1.0	6.6	13.3
Июль	20.4	3.0	23.3	4.6	10.9	19.1
Август	18.4	5.7	20.5	7.3	11.4	17.9
Ср. год.	3.8	2.4	4.2	2.5	1.5	2.1

В скважине Olh-13-3 среднегодовая температура в приземном слое на глубине 0.2 м имеет положительный градиент, который составляет 4.2 °С. Повышение температуры воздуха повлечет за собой изменение в термодинамическом режиме грунтовой толщ. В последние десятилетия на данном участке температура воздуха имеет положительный тренд роста. Среднегодовая температура воздуха в 2015 г. составила 2.1 °С, хотя еще в 80-х г. она составила –2.1 °С. Среднегодовой прирост температуры воздуха в течение последних десятилетий составляет 0.15 °С/год.

В связи с положительным трендом температуры воздуха глубина промерзания в период наблюдений на участке Olh не превысила 2.5 м. Максимального промерзания грунты достигают к марту, когда на поверхности происходит переход к положительным температурам воздуха. За период наблюдений 2014 г. в скважине Olh-13-2 глубина промерзания составила 2.1 м, в 2015 г. – 2.0 м. Для скважины Olh-13-3 глубина промерзания в 2014 г. составила 2.3 м, в 2015 г. – 2.1 м, соответственно (Рис. 12).

В пределах участка Olh скважина Olh-13-4 имеет отличные от скважин Olh-13-2 и Olh-13-3 геоморфологические условия, что отражено в температурном режиме грунтов данной скважины. Скважина Olh-13-4 располагается в хвойном лесном массиве, кроны которого препятствуют проникновению солнечной радиации, поверхность в месте заложения скважины выровненная (см. гл. 3.4.), грунты представлены песчаными и супесчаными отложениями (Приложение 4).

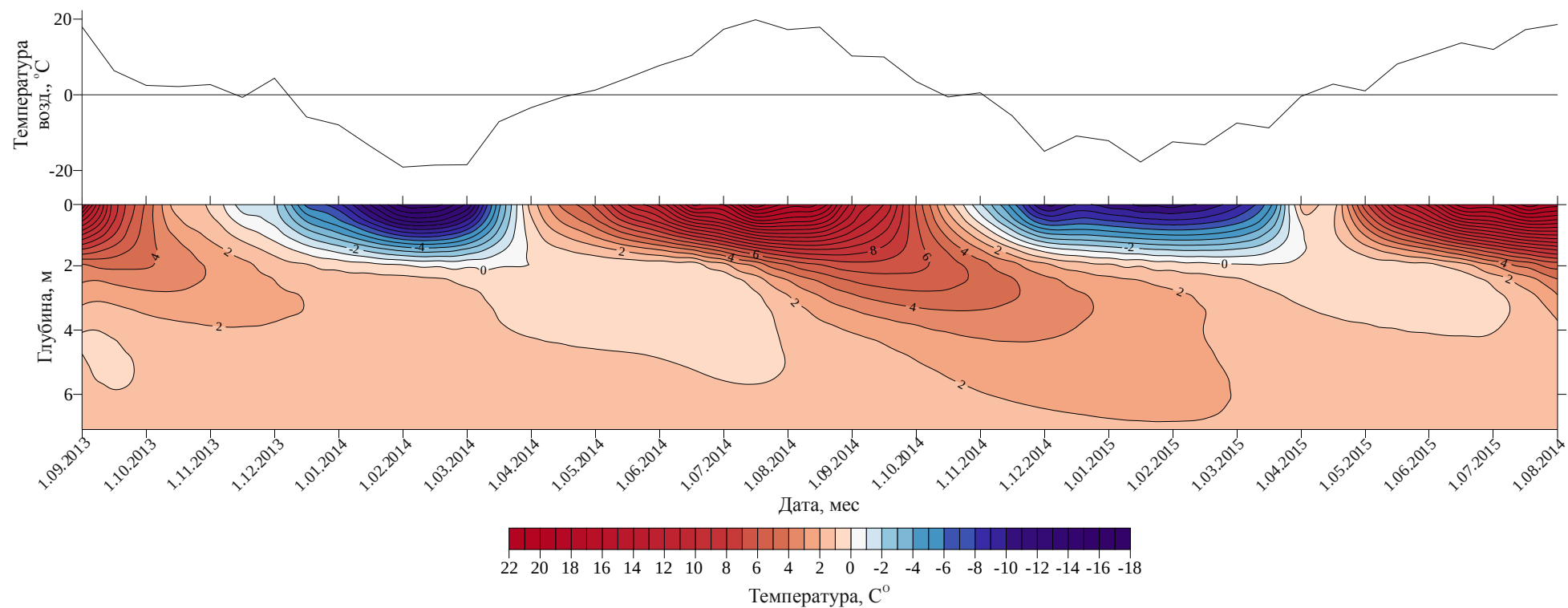


Рис. 12. Термоизоплеты грунта в период с сентября 2013 г. по август 2015 г., на площадке в естественных условиях в степном районе (Olh-13-2).

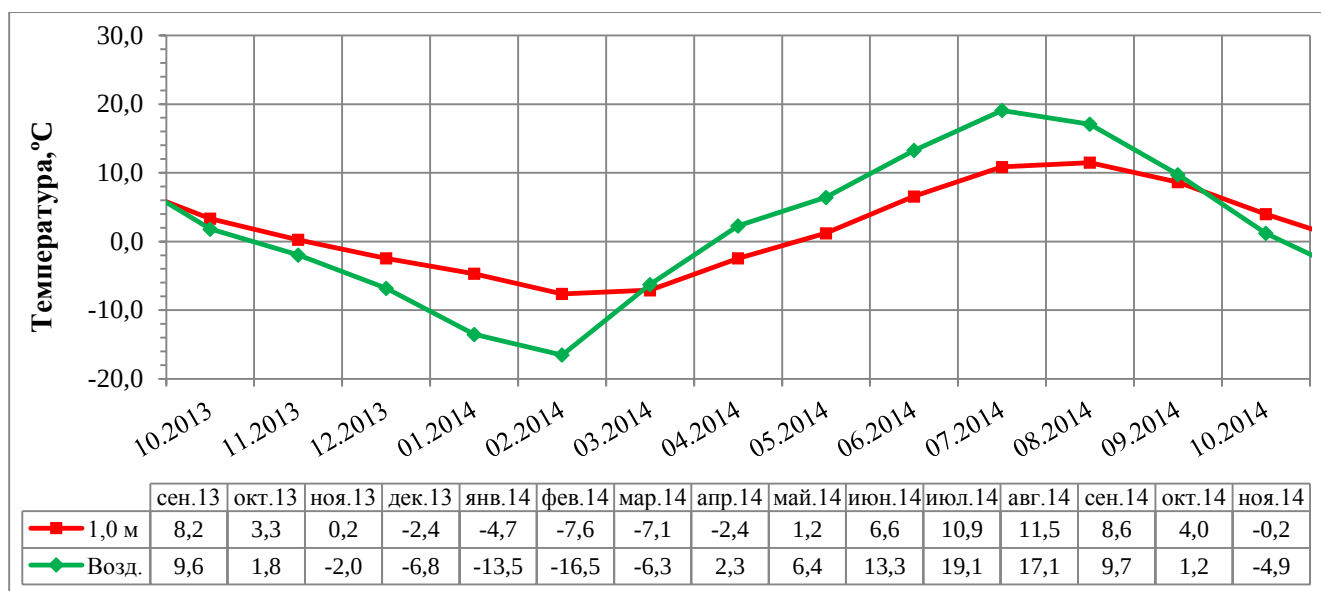


Рис. 13. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Olh-13-4).

Температурный датчик установлен на глубине 1.0 м, в течение 2014 г. среднегодовая температура грунтов достигала 1.5 °С, что полностью соответствует среднегодовой температуре воздуха, которая составила 2.0 °С. В 2015 г. среднегодовая температура грунтов достигала 1.7 °С при среднегодовой температуре воздуха 1.71 °С. Такое распределение температуры указывает на прямую взаимосвязь в системе «воздух – грунт»: даже на участке лесного массива, где поверхность затенена, грунты имеют положительный градиент.

Литологические особенности скважины Olh-13-4 также указывают на прямую взаимосвязь в системе «воздух – грунт». Маловлажные песчаные и супесчаные грунты имеют высокую степень температурной проницаемости, это связано с тем, что агрегаты не плотно прилегают друг к другу, поэтому проникновение температурного потока не затруднено (Рис. 13). Минимальная суточная температура грунтов на отметке 1.0 м в течение 2014 г. была –8.5 °С, а максимальная 11.9 °С; в течение 2015 г. зафиксировано минимальное значение –7.2 °С и максимальное – 12.5 °С, соответственно. Такое распределение температур указывает на положительный рост тренда температуры воздуха для данного участка, а также на реакцию грунтов при внешних изменениях температуры.

Мониторинговый участок Oh, скважина Oh-10-1.

Мониторинговый участок находится вблизи пади Черемшан, в 6 км от п. Большое Голоустное. Скважина Oh-10-1 расположена в пределах лесного массива на склоне с северо-восточной экспозицией, сложена преимущественно суглинисто-супесчаными грунтами (см. гл. 3.4.). В геоэкологическом отношении участок относится к области островного распространения многолетнемерзлых грунтов (Лещиков, 1978). Температурный режим грунтов

в пределах лесного массива отличается от степных участков. Кроны деревьев препятствуют проникновению солнечных лучей, вследствие чего прогревание грунтов происходит за счет конвекции воздушных масс. Также на теплообмен в системе «воздух – грунт» большое влияние оказывает верхний гумусированный слой, препятствующий проникновению температурных потоков, особенно на этапах промерзания (Рис. 14).

В пределах участка изменение градиента температур происходит в середине октября, стабильные отрицательные значения устанавливаются уже во второй половине октября, в течение суток температура может опускаться до -12°C . Грунты, защищенные верхним гумусированным слоем, реагируют не сразу. Так, на глубине 0,6 м температура грунтов остается положительной – в октябре среднемесячная температура составила $5,1^{\circ}\text{C}$ с пределом среднесуточных колебаний $3,9\text{--}7,0^{\circ}\text{C}$, а в ноябре температура достигла $2,5^{\circ}\text{C}$, с пределом колебаний от $1,3$ до $3,6^{\circ}\text{C}$ (Рис. 14).

Промерзание на данном мониторинговом участке проходит не так интенсивно, как в степных районах, поэтому температурный поток проникает с запозданием. Отрицательные среднесуточные значения температур воздуха устанавливаются в ноябре и изменяются в пределах от $-0,8$ до $-20,5^{\circ}\text{C}$. В этот же период начинает формироваться незначительный снежный покров, имеющий на начальном этапе всего 2–3 см толщины, однако, к середине декабря мощность достигает 25–35 см. Такая мощность снежного покрова сильно препятствует проникновению холодных температурных потоков.

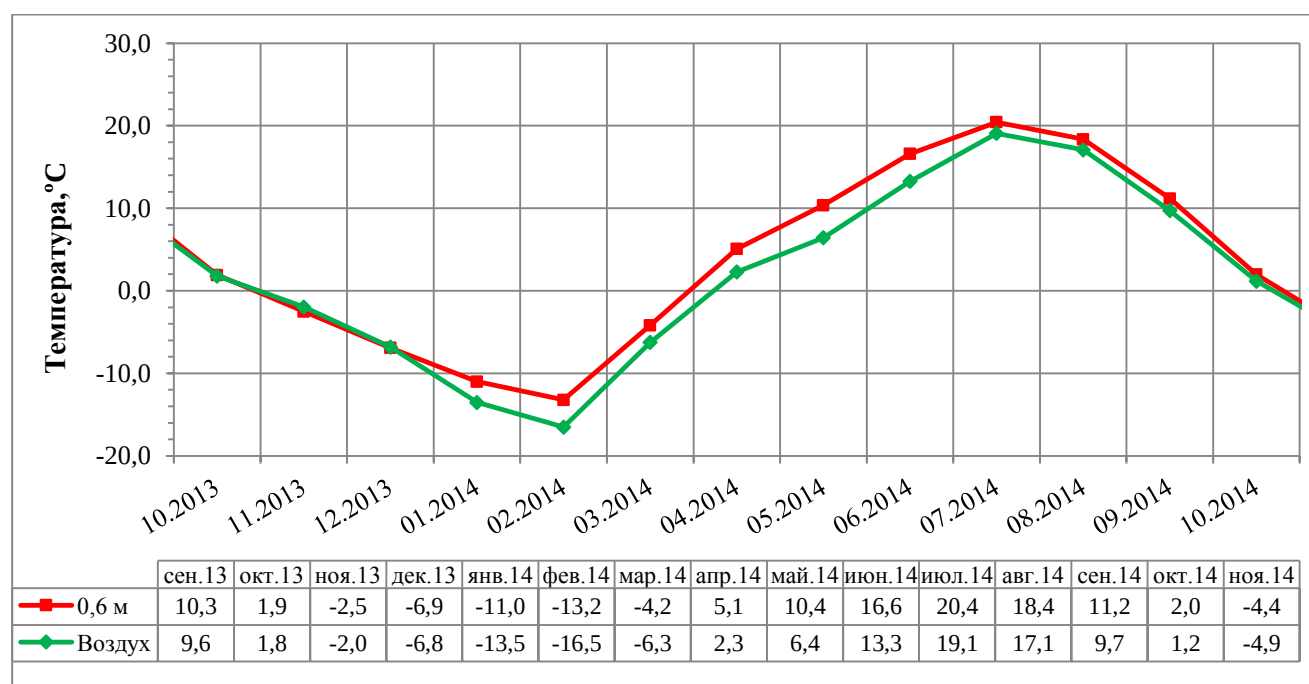


Рис. 14. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Oh-10-1).

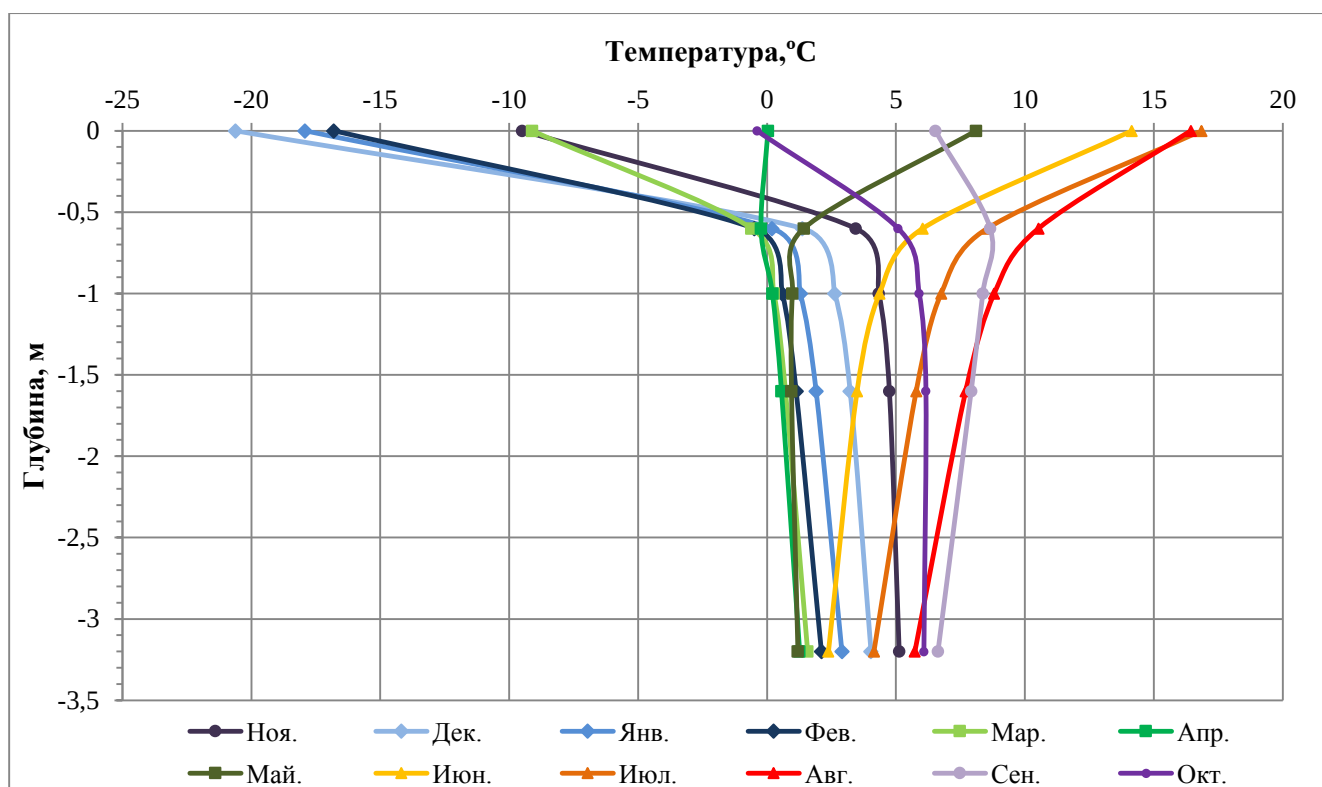


Рис. 15. Годовые амплитуды температуры грунта в сезонно-мерзлом слое (Oh-10-1).

На этапе промерзания температура грунтов на глубине 0,6 м постепенно снижается, но переход от положительных значений к отрицательным происходит только в конце января – начале февраля. Минимальная отрицательная температура в 2013 г. приходилась на конец февраля и не опускалась ниже $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Отрицательная температура воздуха фиксируется с октября–ноября, минимальная среднесуточная температура приходится на январь и достигает $-29,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Переход температуры воздуха с отрицательной на положительную происходит в начале апреля, оттаивание грунтов начинается уже во второй половине апреля. На отметке 0,6 м температура грунтов уже в конце апреля меняется с отрицательной на положительную, а к началу мая происходит полное оттаивание грунтов (Рис. 15).

Таблица 3.

Распределение минимальной и максимальной температуры в массиве грунтов (Oh-10-1)

	2011 г.			2012 г.			2013 г.		
Глубина	Min.T	Max.T	Ср.Т	Min.T	Max.T	Ср.Т	Min.T	Max.T	Ср.Т
0,6 м	-2,5	10,5	2,4	-0,8	10,9	3,6	-0,8	10,9	3,7
1,0 м	-0,4	8,6	2,2	0,2	8,9	3,6	0,1	9,2	3,7
1,6 м	0,1	7,4	2,1	0,6	7,9	3,5	0,6	8,3	3,7
3,6 м	1,0	5,4	2,2	1,0	6,7	3,4	1,1	6,5	3,6

В летний период скважина Oh-10-1 защищена от прямого попадания солнечных лучей, однако, за счет конвекции воздуха, даже на глубине 0.6 м среднегодовая температура грунтов в 2013 г. составила 3.7 °С. За весь период наблюдений с 2011–2013 гг. температура грунтов на отметке 0.6 м варьировалась в пределах от –2.5 до 10.9 °С, что указывает на защищенность грунтов в холодное время и интенсивное прогревание в летний период.

Весьма широкий диапазон температуры грунтов на глубине 1.0 м отмечен в период мониторинга с 2011 по 2013 г. Так, в 2011 г. минимальная температура грунтов была –0.4 °С, что указывает на промерзание грунтов на данной отметке. В 2012 г. минимальная температура грунтов составила 0.2 °С, а в 2013 г не опускалась ниже 0.1 °С, т. е. в эти годы грунты на глубине 1.0 м не промерзли. Однако значения максимальных температур грунтов испытывают аналогичное смещение показателей в положительную сторону. Так, в 2011 г. максимальная температура на отметке 1.0 м составила 8.6 °С, в 2012 г. – 8.9 °С и в 2013 г. – 9.2 °С (Таблица 3). В основном такое распределение температуры в грунтовой толще на данном участке напрямую зависит от температуры воздуха и высоты снежного покрова, остальные факторы имеют второстепенное значение и в распределении температуры по массиву грунтов участвуют незначительно. Среднегодовая температура воздуха в 2011 г. составила 0.3 °С при высоте снежного покрова 35 см. Уже в 2012 г. температура была –0.6 °С при высоте снежного покрова 25 см. В 2013 г. температура составила 1.8 °С при высоте снежного покрова 45 см. За весь период наблюдений 2010–2015 гг. среднегодовая температура воздуха прирастала на 0.52 °С/год, что является весьма высоким показателем.

Температурный режим грунтов на участке Oh в скважине Oh-10-1 определяется в основном конвекцией воздушных масс, т. к. грунты от прямого проникновения солнечных лучей защищены кроной деревьев в летний период, а также высотой снежного покрова в зимний период, который препятствует проникновению температурных потоков с отрицательными показателями. Мощность сезонномерзлого слоя в естественных условиях в 2011 г. составила более 1.0 м, а в 2012–2013 гг. не превысила предел 0.6–0.9 м, температура сезонномерзлого слоя также имеет незначительные показатели, на что указывает интенсивное оттаивание грунтов в весенний период. Ниже подошвы сезонномерзлого слоя на глубине 3.2 м среднегодовая температура грунтов за весь период наблюдений составляла 3.4 °С и изменялась в пределах от 1.0 до 6.8 °С (Рис. 16).

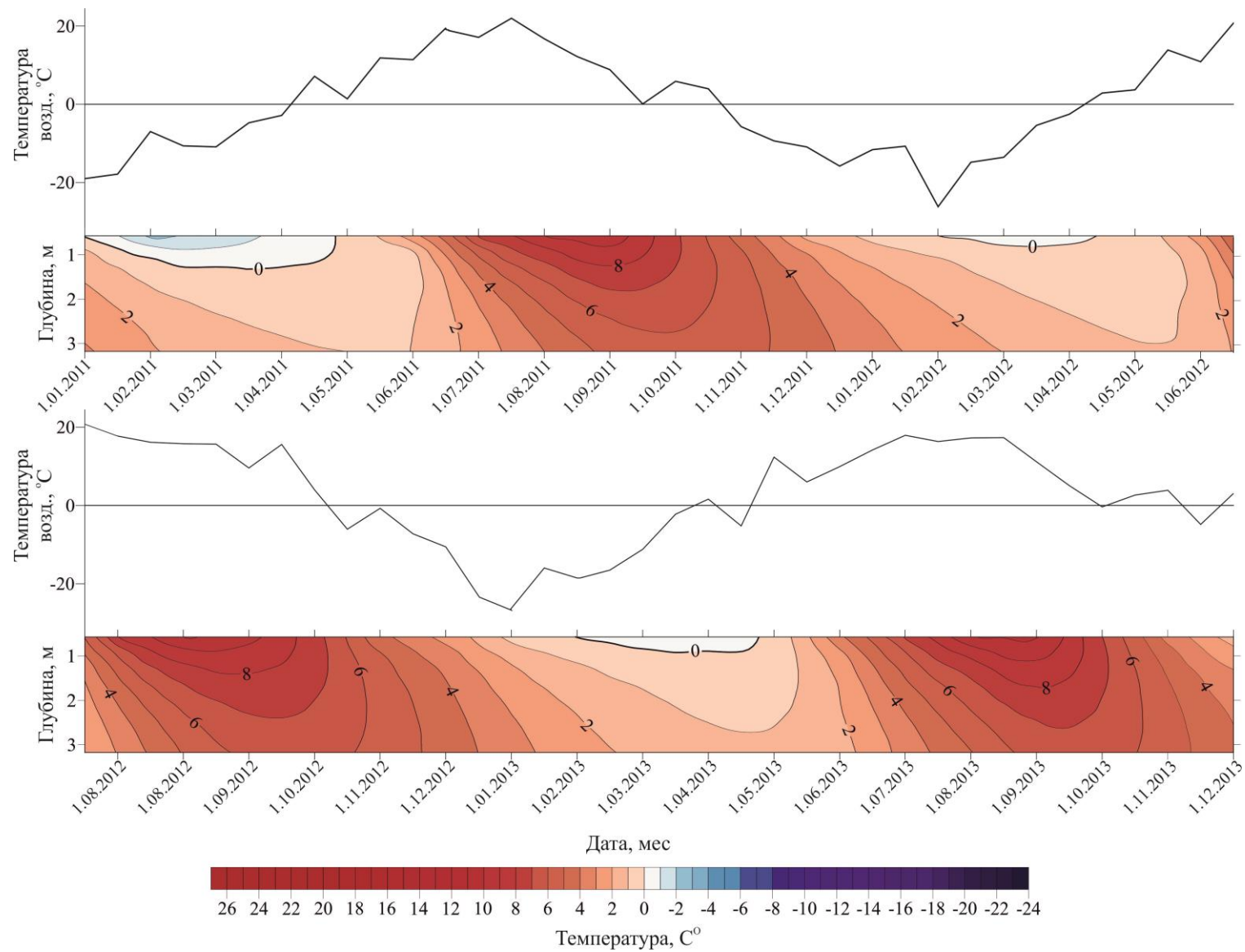


Рис. 16. Термоизоплеты грунта в период с января 2011 г. по декабрь 2013 г., на площадке в естественных условиях в лесном районе (Oh-10-1).

Мониторинговый участок К1, скважины К1-13-1, К1-13-2 и К1-13-3.

Мониторинговый участок располагается в п. Култук, скважины К1-13-1 и К1-13-2 имеют идентичные условия. Эти скважины установлены в долине р. Култучная на выровненной поверхности, им характерны схожие геологические условия – грунты в них сложены суглинками, а также мелкозернистыми песчаными отложениями с включениями гравия и гальки. Растительность скудная, преимущественно травянистая, с редкими кустарниками и деревьями, представлена в основном степным разнотравьем (см. гл. 3.4.). В геоморфологическом отношении мониторинговый участок К1 относится к области с редкими островами многолетнемерзлых грунтов, но все скважины установлены в талых грунтах. Скважина К1-13-3 отлична от К1-13-1 и К1-13-2, и располагается на склоне восточной экспозиции. Все скважины расположены на открытых площадках, где проникновение температурных потоков не затруднено, на что указывает среднесуточная температура воздуха и температура в пределах верхнего слоя грунтов. Отклик на изменение температуры грунтов происходит мгновенно (Рис. 17).

Переход температуры воздуха через изотерму 0°C происходит в первой половине ноября, когда диапазон суточных колебаний воздуха достигает $7\text{--}8^{\circ}\text{C}$, а температура в начале ноября опускается до -10°C . Быстрый теплообмен в системе «воздух – грунт» осуществляется за счет незащищенности грунтов. Так, на отметке 0.1 м температура грунтов изменяется вслед за температурой воздуха, а в течение ноября колеблется в пределах от -2 до -4°C , суточные колебания достигают $1.0\text{--}3.0^{\circ}\text{C}$ (Рис. 17).

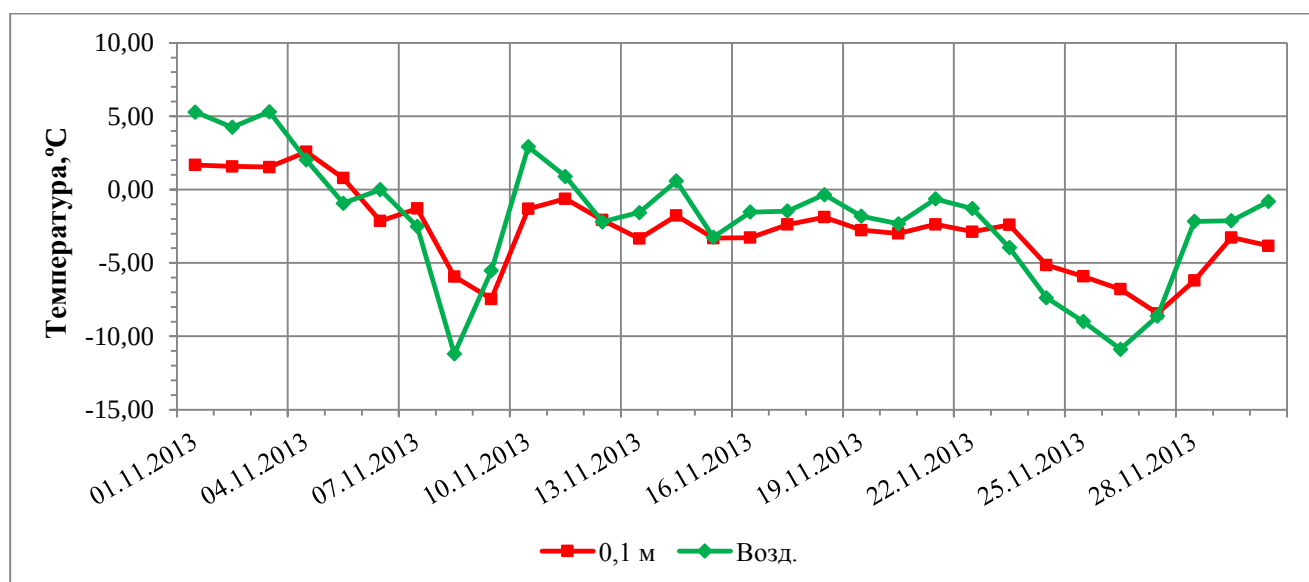


Рис. 17. Изменение среднесуточной температуры воздуха и грунтов (скважина К1-13-2).

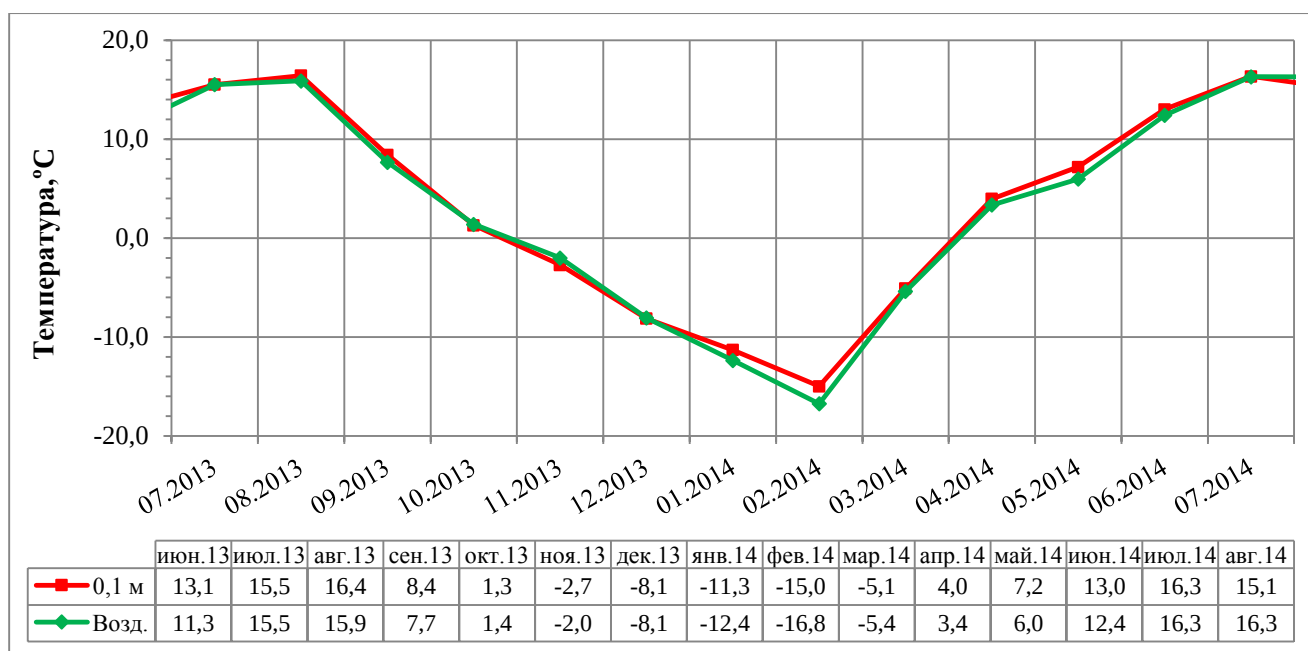


Рис. 18. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (скважина K1-13-2).

Интенсивность промерзания в начале ноября связана с отсутствием снежного покрова, температурному потоку ничто не препятствует, поэтому теплообмен в системе «воздух – грунт» происходит без задержек. Снежный покров на участке исследования формируется в конце ноября–в начале декабря и оказывает влияние лишь в январе–феврале, когда его мощность составляет 20–30 см, что препятствует проникновению температурных потоков в грунтовую толщу. Среднемесячная температура воздуха за ноябрь составила $-2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глубине 0.1 м среднемесячная температура грунтов была $-2.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, но уже в январе ситуация изменилась – температура воздуха составила $-12.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, в то время как температура грунтов была $-11.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Рис. 18). Однако влияние снежного покрова на данном мониторинговом участке незначительное и не препятствует проникновению холодных температурных потоков в грунтовую толщу. Минимальная температура приповерхностного слоя отмечается в январе–феврале и составляла от -15 до $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$. Отрицательная температура грунтов в приповерхностном слое фиксировалась с ноября по апрель.

В летний период температура грунтов приповерхностного слоя скважины K1-13-2 соответствует температуре воздуха, что указывает на прямой теплообмен в системе «воздух – грунт». Среднегодовая температура грунтов на данном мониторинговом участке в 2013–2014 гг. составляла $2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, что является весьма высоким показателем температуры для данной территории. В период с 1990 г. температура воздуха имела также высокий положительный потенциал – прирост составил $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$, а дополнительное поступление тепла в грунты может повлиять на процесс теплооборота, что приведет к изменению мощности сезонномерзлого слоя и повышению его градиента температуры.

Анализ полученного материала.

Мониторинговые участки Olh, Oh и Kl в геокриологическом понимании, относятся к областям островного и редкоостровного распространения многолетнемерзлых грунтов, что является приграничным интервалом южной геокриологической зоны. Изменение температурного режима грунтов в пределах сезонномерзлого и сезонноталого слоев может привести к нарушению теплообмена и, как следствие, к смещению границы сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов. Как уже говорилось выше, температура грунтов напрямую зависит от температуры воздуха. Для территории юга Восточной Сибири характерно повышение тренда температуры воздуха (см. гл. 4.1.), прирост температуры составляет 0.04 °C/год (Малкова и др., 2011). На мониторинговых участках также отмечается рост температуры воздуха, а среднегодовые значения варьируются в пределах положительного градиента. Так, на мониторинговом участке Olh среднегодовая температура воздуха в 2014 г. составила 2.0 °C, а в 2015 г. – 1.7 °C. На участке Oh в 2014 г. температура составила 1.8 °C, а в 2015 г. – 2.2 °C. На площадке Kl в 2014 г. среднегодовая температура воздуха достигла 1.8 °C, а в 2015 г. – 1.6 °C (Рис. 19).

Температура грунтов также имеет положительный среднегодовой градиент на всех участках – Olh, Kl и Oh. Во многом это связано с невысокими показателями теплопроводности грунтов, из-за чего проникновение температурных потоков затруднено. Также немаловажно значение дополнительных факторов, таких как снежный и растительный покровы, экспозиция склона, литология, препятствующих промерзанию – оттаиванию грунтов в естественных условиях. Согласно данным среднегодовой температуры грунтов, в кровле сезонномерзлого слоя на мониторинговом участке Olh температура грунтов в 2014 г. составляла 4.2 °C на открытом степном участке. На участке Oh, который расположен в лесном массиве, температура грунтов в кровле сезонномерзлого слоя в 2013 г. была 3.7 °C. И на открытом лесостепном участке Kl среднегодовая температура грунтов в 2014 г. достигла значения 1.9 °C. Температура грунтов в кровле сезонномерзлого слоя выше, чем температура воздуха, что указывает на отопляющее воздействие дополнительных факторов. Согласно данным Ф.Н. Лещикова, югу Восточной Сибири характерна разница среднегодовых температур на границе подошвы сезонномерзлого слоя и воздуха, которая изменяется в пределах от 0.5 до 2.0 °C для степных участков и от 2.0 до 4.0 °C для лесного массива (Лещиков, 1978). Это вполне справедливо для мониторинговых участков Olh, Oh и Kl. Например, среднегодовая температура грунтов на подошве сезонномерзлого слоя на степном участке Olh составляла 3.0 °C, тогда как температура воздуха была 2.0 °C, что составляет разницу температур в 1.0 °C. Для лесного массива Oh также соблюдается условие – среднегодовая температура грунтов 3.7 °C, воздуха – 0.6 °C, разница температур составляет 4.4 °C.

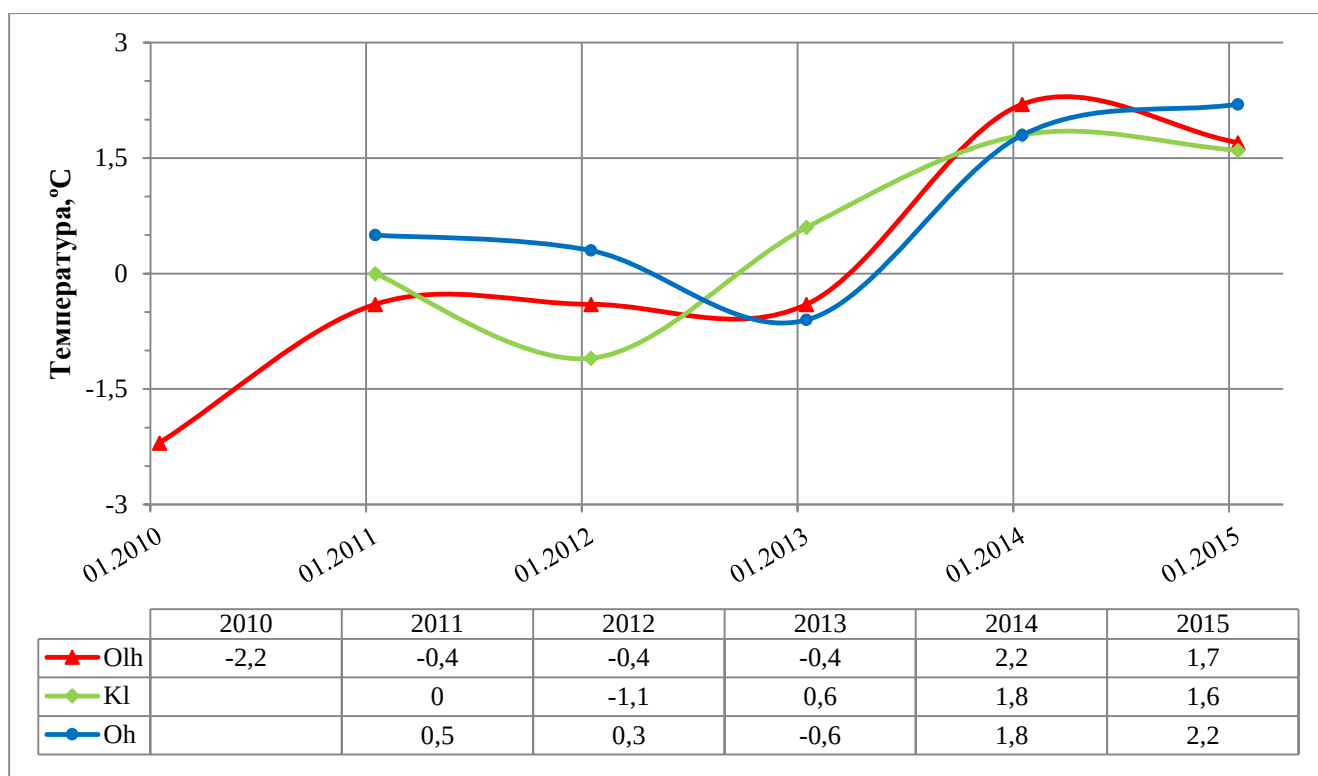


Рис. 19. Среднегодовая температура воздуха на мониторинговых площадках в периоды наблюдений.

В связи с перепадами температуры воздуха темпы промерзания – оттаивания также претерпевают изменения. Темпы промерзания – оттаивания грунтов являются важным критерием развития температурного поля сезонномерзлого слоя и указывают на скорость промерзания и оттаивания грунтов в годовом цикле (Рис. 20). Так, на мониторинговом участке Olh, расположенного в открытой степной части, промерзание грунтов начинается 5–10 ноября, а первые положительные значения температуры в кровле сезонномерзлого слоя зафиксированы в 20–30 числах марта, это указывает на уменьшение холодного периода и увеличение теплого, что приведет к дополнительному поступлению тепла в грунтовую толщу. Не смотря на незначительную мощность снежного покрова, промерзание грунтов на данном участке достигает глубины всего 2.1–2.3 м. Согласно данным Ф.Н. Лещикова, глубина промерзания в 70–80-х г. на участка Olh составляет 2.5–3.0 м, что на порядок больше, чем на момент исследования (Пальшин, 1968; Лещиков, 1978). Уменьшение мощности сезонномерзлого слоя указывает на отклик геологической среды по отношению к изменяющимся внешним условиям.

На мониторинговом участке Oh, расположенном в лесном массиве, промерзание грунтов начинается только в 10–20 числах ноября, связано это с сильно гумусированным верхним слоем, препятствующим проникновению холодного потока в массив (Рис. 20). Оттаивание грунтов начинается в конце марта – начале апреля и происходит более интенсивно, чем даже на открытых степных площадках, что связано с небольшой мощностью сезонномерзлого слоя, составляющей 1.0 м.

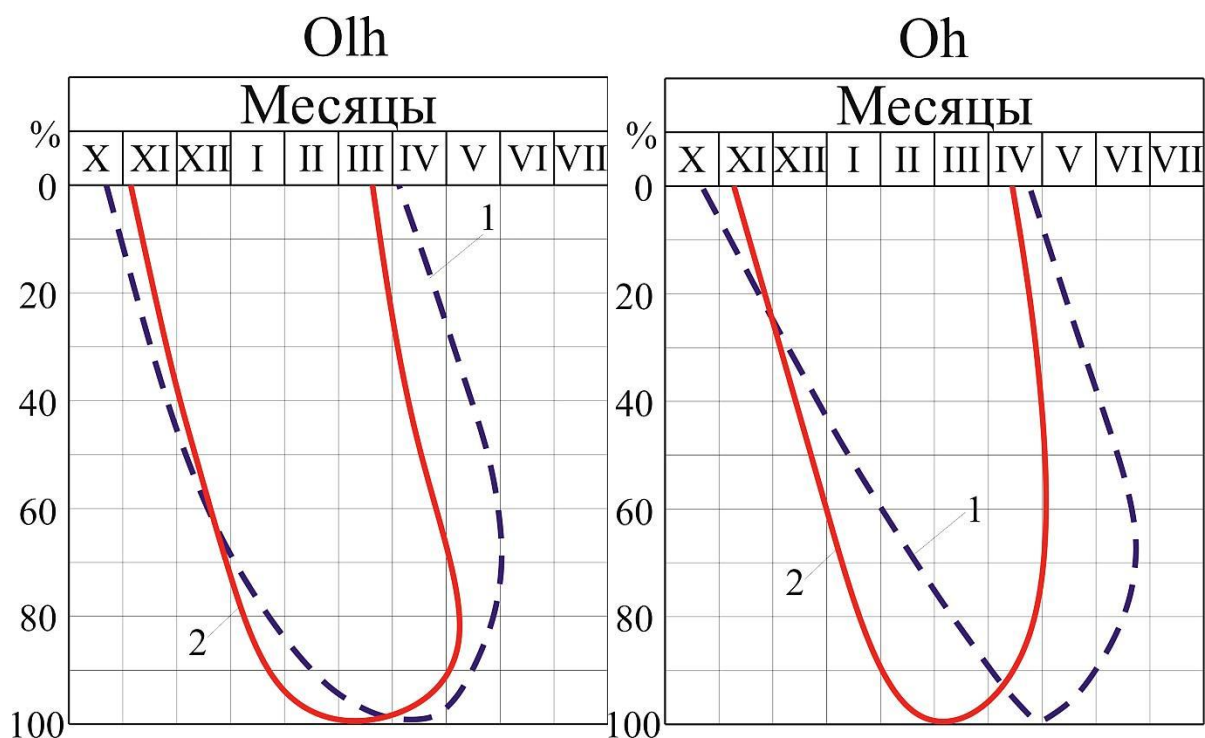


Рис. 20. Темпы промерзания – оттаивания мониторинговых зон на степном участке Olh и в пределах лесного массива Oh:

1 – по материалам Ф.Н. Лецикова, 1983 г.; 2 – по данным мониторинговых наблюдений.

Такое распределение температуры в массиве грунтовой толщи указывает на современное изменение температурного режима грунтов, связанного с повышением температуры воздуха на территории юга Восточной Сибири. За последние десятилетия отмечается уменьшение периода промерзания – оттаивания и уменьшение глубины промерзания в талых грунтах. Для многолетнемерзлых грунтов такие изменения в температурном режиме повлекут деградацию мерзлоты и развитие различных экзогенных геологических процессов на территории юга Восточной Сибири.

Выводы к главе:

1. Согласно современным данным метеорологических наблюдений на территории юга Восточной Сибири и прилегающих территорий в период с 1900 по 2015 гг., отмечается положительная направленность в росте среднегодовых температур воздуха, составляющая от 1.5 до 2.5 °C. Прирост температуры в основном отмечается в холодный период – она повысилась до 2.0–3.0 °C, летом прирост температуры воздуха составляет 0.5–1.0 °C. В настоящее время отмечается переход среднегодового градиента температур воздуха с отрицательного в начале XX в. на положительный.

2. Мониторинговые участки, расположенные в различных геологических, геоморфологических, ландшафтных и пр. условиях демонстрируют идентичный отклик грунтов на изменение климата и температуры атмосферного воздуха. Температурный режим талых грунтов во всех скважинах демонстрирует рост положительного градиента температуры, сокращение периода промерзания и уменьшение мощности сезонномерзлого слоя. Так, для степных участков период промерзания составил 4 месяца при глубине промерзания 2.1 м, на участке лесного массива период промерзания 5 месяцев при глубине 1.0 м.

3. Повышение температуры воздуха в годовом цикле приводит к изменению термодинамического режима грунтов. Устойчивое уменьшение холодного периода и увеличение теплого изменит темпы промерзания – оттаивания и обусловит дополнительное поступление тепла в глубину грунтовых массивов. Такая тенденция может спровоцировать запуск процесса деградации многолетнемерзлых грунтов, которые особенно уязвимы в пределах южной границы криолитозоны.

5. Температурный режим многолетнемерзлых грунтов

5.1. Современное состояние многолетнемерзлых грунтов юга Восточной Сибири

Территория юга Восточной Сибири относится к южной зоне распространения многолетнемерзлых грунтов и области глубокого сезонного промерзания, при изменении внешних факторов и повышении температуры воздуха возможен переход от сезонного промерзания к протаиванию грунтов, т. е. вероятны качественные изменения состояния грунтов. Согласно В.Т. Балобаеву, в южной зоне распространения многолетнемерзлых грунтов преобладают мерзлые грунты с резкой нестационарностью теплового поля (Балобаев, 1971). Согласно Н.И. Толстихину и Н.А. Цытовичу, под термином «мерзлые грунты» подразумеваются породы, грунты и почвы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние, т. е. включает в себя сезонномерзлые грунты, многолетнемерзлые грунты и перелетки (Кудрявцев и др., 1978; Цытович, 1973).

По мнению Т.Б. Балобаева, касаясь вопроса современного состояния многолетнемерзлых грунтов и их эволюционного изменения, необходимо отметить, что на севере оттаивание мерзлых грунтов происходит снизу, а на юге – как снизу, так и сверху (Павлов, 1979), что делает многолетнемерзлые грунты более уязвимыми в области южной геокриологической зоны. Во многом это связано с температурой многолетнемерзлых грунтов в области южной границы. На большей части территории юга Восточной Сибири многолетнемерзлые грунты имеют высокую температуру, варьирующуюся в пределах от -0.1 до -0.5 °C, что при малейшем нарушении уровня теплообмена на поверхности может привести к деградации грунтов, а при понижении тренда температуры воздуха спровоцировать образование перелетков или многолетнемерзлых толщ на участках без мерзлоты.

Многолетнемерзлые грунты и перелетки могут образоваться в распадках, узких долинах, на затененных северных склонах, где температура грунтов на подошве сезонномерзлого слоя при удалении снежного и растительного покрова, дополнительном обводнении, затенении участков и других факторов, способствующих охлаждению грунтов, не превышает 1.0 – 1.5 °C. Расчеты показывают, что удаление снежного покрова уже в первую зиму ведет к образованию перелетка мерзлых грунтов мощностью до 0.7 – 0.8 м, а в последующие 2 года мерзлая толща будет нарастать примерно по 0.2 – 0.5 м в год (Дубровин, 1974). В современных природных условиях многолетнемерзлые грунты в пределах платформенной части территорий, в межгорных впадинах

и низкогорной части юга Восточной Сибири способны сохраняться при определенном сочетании физико-географических факторов и гидрогеологических условий.

Многолетнемерзлые грунты уязвимы не только под влиянием природных факторов, но и под воздействием современной техногенной нагрузки. Изменение в теплообмене грунтов может быть вызвано таежными пожарами, вырубкой леса, осушением грунтовых толщ, строительством различных зданий и сооружений: возможна полная деградация многолетнемерзлых грунтов или значительное опускание верхней границы поверхности в разрезе – истончение мощности. Максимально уязвимыми считаются высокотемпературные многолетнемерзлые грунты, имеющие широкое распространение в пределах юга Восточной Сибири.

К примеру, вдоль трассы «Тайшет – Лена» с 1948 по 1960 г. под насыпями и в полосе отчуждения железной дороги на участках, где был вырублен лес, верхний слой многолетнемерзлых грунтов понизился на 3.0–3.5 м (Тржцинский, 1969). Глубина сезонного протаивания резко возрастает на застроенных территориях. По данным Ф.Н. Лещикова, участки с редкоостровным и островным распространением многолетнемерзлых грунтов на территории юга Восточной Сибири относятся к области, где возможна полная, либо локальная деградация мерзлоты (Лещиков, 1968).

Изменение уровня теплообмена на поверхности грунта может привести к формированию многолетнемерзлых толщ или перелетков на определенных участках, где температура грунтов в подошве сезонномерзлого слоя не превышает 1.5–2.0 °С. В суровые и малоснежные зимы под неотапливаемыми постройками, в котлованах и траншеях, открытых зимой, под земляными насыпями могут образовываться перелетки, сохраняющиеся в течение 3–5 лет или линзы многолетнемерзлых грунтов мощностью 5–7 м (Лещиков, 1983). Формирование линз многолетнемерзлых грунтов и перелетков может происходить на большей территории юго-восточной части Восточной Сибири при затенении поверхности, сооружении построек холодного типа и удалении снежного покрова (Рис. 21). В основу районирования данной схемы положен характер пространственного распространения многолетнемерзлых грунтов на территории юга Восточной Сибири, температурный режим грунтов, степень реакции мерзлых грунтов к техногенным воздействиям, а также динамика развития криогенных процессов и промерзания – протаивания грунтов (Лещиков, 1991).

Вследствие техногенного воздействия, как правило, происходит уменьшение мощности многолетнемерзлых грунтов и увеличение сезонномерзлого слоя. Влияние деятельности человека на изменение глубины сезонного промерзания грунтов следует учитывать в виде различных поправок к средним значениям глубин промерзания грунтов, полученным в естественных условиях (Рис. 22) (Лещиков, 1978).

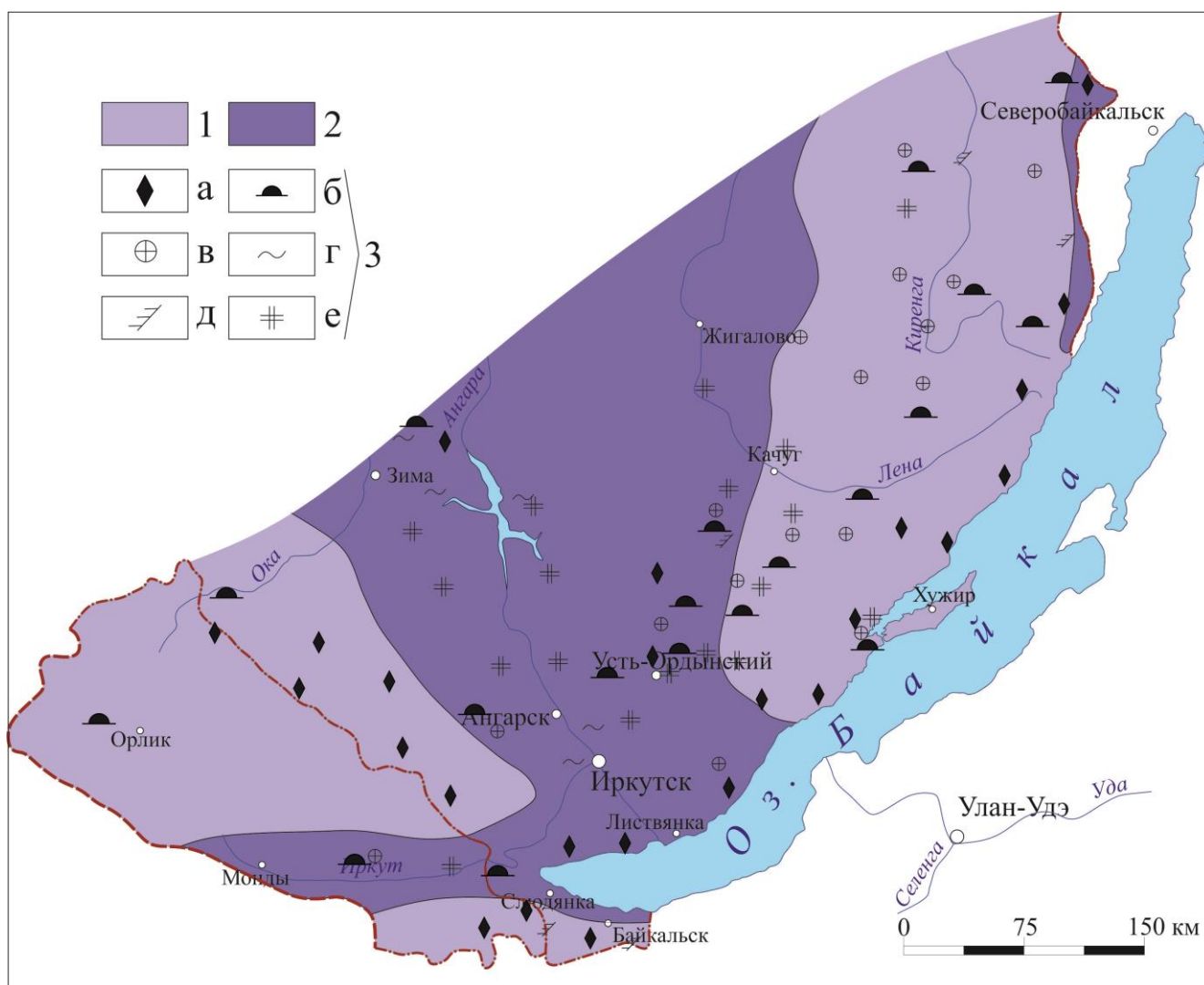


Рис. 21. Схема районирования Лено-Ангарского региона активизации криогенных процессов к техногенным воздействиям по материалам Ф.Н. Лещикова (1991).

1 – территория островного и сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов; 2 – территория формирования перелетков и линз многолетнемерзлых грунтов при затенении поверхности или удалении снежного покрова; 3 – районы активизации криогенных процессов при техногенном воздействии (а – наледей; б – пучения грунтов; в – термокарста; г – бугристо-западинных форм рельефа; д – солифлюкции; е – морозного растрескивания грунта).

Возведение зданий и инженерных сооружений без учета особенностей многолетнемерзлых грунтов могут спровоцировать недопустимые деформации, выводящие сооружение из строя, а иногда и разрушающие его раньше срока планируемой эксплуатации. Поэтому необходимо вести наблюдения за развитием и изменением многолетнемерзлых грунтов в условиях внешней среды.

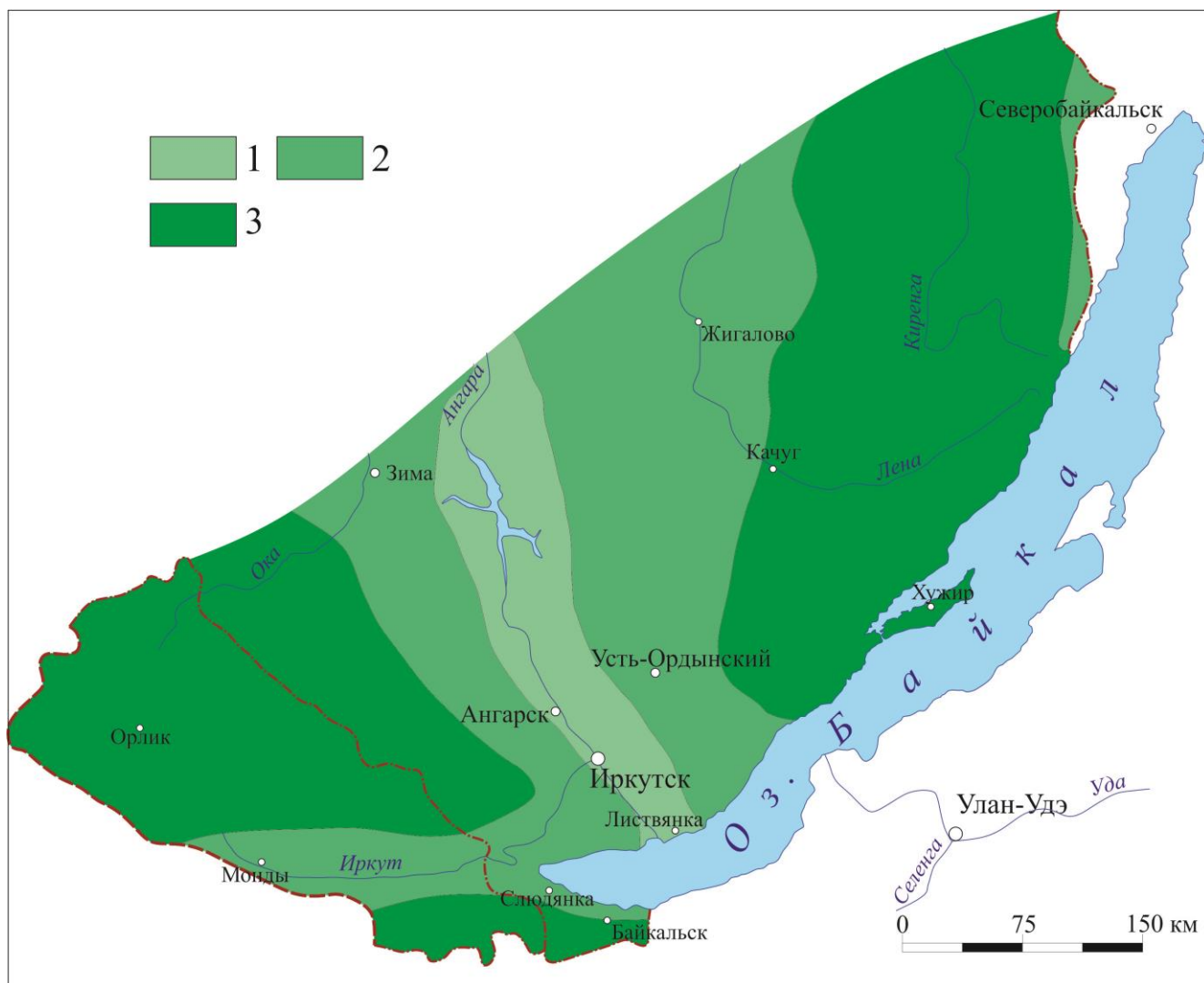


Рис. 22. Схема районирования Лено-Ангарского региона по устойчивости мерзлотных условий к техногенным воздействиям по материалам Ф.Н. Лещикова (1991).

1 – территория без многолетнемерзлых грунтов; 2 – территория, на которой отмечается повсеместная деградация многолетнемерзлых грунтов при техногенном воздействии; 3 – территория, на которой отмечается локальная деградация многолетнемерзлых грунтов при техногенном воздействии.

В условиях современного изменения климатических условий важно отследить, как на них отреагировали грунты в южной области развития многолетнемерзлых грунтов, ведь основные температурные изменения происходят, в первую очередь, на периферийных участках распространения мерзлоты. Мониторинг на территории юга Восточной Сибири необходим, поскольку незначительные изменения температуры грунтов могут привести к изменению физико-механического состояния грунтов и, как следствие, к активизации экзогенных геологических процессов. Так, в пределах сплошного распространения мерзлоты отмечается активизация различных деструктивных геологических процессов, таких как просадки, которые напрямую связывают с изменением температурного режима грунтов (Hinzman et al., 2005; Osterkamp et al., 2000).

5.2. Температура сезонноталого слоя в области редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых грунтов

Многолетнемерзлые грунты на юге Восточной Сибири отличаются сложным характером развития и формирования. Изменение температурного режима мерзлых грунтов приведет к развитию процессов, которые будет осложнять инженерно-хозяйственная деятельность человека. Поэтому важно наблюдать за температурным режимом мерзлых грунтов в области южной геокриологической зоны, где многолетнемерзлые грунты представлены в широком диапазоне и весьма уязвимы к изменениям во внешней среде. Согласно мерзлотному районированию многолетнемерзлых грунтов, предложенному Ф.Н. Лещиковым, на территории юга Восточной Сибири можно выделить следующие области: без мерзлоты, редких островов многолетнемерзлых грунтов, островного распространения многолетнемерзлых грунтов и сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов с островами таликов (Лещиков, 1978; Пальшин, 1968) (см. гл. 2.3.).

В условиях современного изменения климата и температуры атмосферного воздуха многолетнемерзлые грунты на юге Восточной Сибири испытывают дополнительную нагрузку, особенно ярко это прослеживается в областях с редкими островами и линзами многолетнемерзлых грунтов, а также в зоне островного распространения многолетнемерзлых грунтов. Мощность линз на участках редкоостровного распространения не превышает 10–15 м, а температура мерзлых грунтов варьируется в пределах от -0.1 до -0.2 °C, верхняя часть многолетнемерзлых грунтов достигает глубины 2.0–2.5 м, а среднегодовая температура сезонноталого слоя – 0.1 – 0.5 °C. Мощность мерзлых грунтов в области островного распространения варьируется в пределах 25–30 м, в редких случаях достигает 60 м, температура грунтов изменяется от -0.2 до -0.5 °C, иногда достигая -0.8 °C, глубина сезонноталого слоя в зависимости от типа грунтов варьируется от 1.5 до 3.0 м (Лещиков, 1978). По термическому режиму многолетнемерзлые грунты данных областей крайне неустойчивы и при нарушении природных условий вероятно изменение термодинамического режима – мерзлые грунты могут быть подвержены процессам деградации.

Многолетнемерзлые грунты в областях редкоостровного и островного распространения являются прекрасными индикаторами изменения температуры воздуха и могут продемонстрировать отклик геологической среды на внешнее изменение климата. Но основное изменение термодинамического режима многолетнемерзлых грунтов и его взаимосвязь с температурой воздуха отразятся в пределах сезонноталого слоя, где происходит основной

теплообмен в годовом цикле. Деградация многолетнемерзлых грунтов длится десятилетиями, согласно Т.Б. Балобаеву, этот процесс может затрагивать и не одно столетие (Балобаев, 1971). Поэтому краткосрочные наблюдения не всегда фиксируют деградацию мерзлых грунтов, но изменение температурного режима грунтов в сезонноталом слое отражает отклик мерзлых грунтов на современную трансформацию климата.

Большая часть мониторинговых участков на территории юга Восточной Сибири установлена в пределах редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых грунтов (см. гл. 3.3.), но наиболее полное отображение в распределении температурного потока в пределах сезонноталого слоя и по массиву мерзлых грунтов происходит в пределах мониторингового участка Olh.

Мониторинговый участок Olh, скважины Olh-12-1 и Olh-13-1.

Данный мониторинговый участок имеет развитую мониторинговую сеть, в пределах участка пробурены 5 скважин (Olh-12-1, Olh-13-1, Olh-13-2, Olh-13-3 и Olh-13-4), 2 из них пробурены в мерзлых грунтах. Общая характеристика участка и температурный режим скважин Olh-13-2, Olh-13-3 и Olh-13-4, которые располагаются в талых грунтах, уже рассмотрен ранее (см. гл. 4.3.). Скважины Olh-12-1 и Olh-13-1 пробурены в пределах многолетнемерзлых грунтов, на что указывает отрицательная среднегодовая температура ниже подошвы сезонноталого слоя, составляющая $-0,1^{\circ}\text{C}$. Скважина Olh-13-1 расположена на склоне северо-восточной экспозиции в понижении. Растительность на данном участке насыщено травянистая, кочкарник по понижению, между кочек наблюдаются мочажины, некоторые участки сильно обводнены. Литологический разрез скважины Olh-13-1 изучен до 8.0 м (Приложение 1) и представлен переслаивающимися супесчано-суглинистыми отложениями, имеющими высокую влажность 40–30 %. В ходе буровых работ на глубине 1.7–1.9 м вскрыт горизонт с переслаивающимися линзами льда до 1.0 см (Рис. 23), буровые работы проводились в первой половине августа, что указывает на благоприятные условия для сохранения мерзлых грунтов.



Рис. 23. Лед из скважины Olh-13-1.

Температурный режим в пределах линзы мерзлых грунтов уже на глубине 0.1 м отличается от температурного режима в талых грунтах. Амплитуда среднемесячных колебаний в скважине Olh-13-1, которая пройдена в мерзлых грунтах, изменяется в пределах от -7.4 до 14.9 $^{\circ}\text{C}$, тогда как колебания в скважине Olh-13-3, расположенной в талых грунтах, варьируется от -15.2 до 21.0 $^{\circ}\text{C}$, разница составляет 13.9 $^{\circ}\text{C}$ (Рис. 24). Отличаются показатели максимальных и минимальных значений в годовом цикле теплооборотов. Так, за 2015–2016 гг. в мерзлых грунтах минимальная температура на отметке 0.1 м составила -11.3 $^{\circ}\text{C}$ и пришлась на конец января, тогда как минимальная температура в пределах талых грунтов составила -22.8 $^{\circ}\text{C}$ и пришлась также на конец января. Максимальная температура в области с подстилающими мерзлыми грунтами пришлась на конец июля и составила 19.9 $^{\circ}\text{C}$, в области талых подстилающих грунтов максимальная температура также в конце июля была 37.9 $^{\circ}\text{C}$.

Скважины Olh-13-1 и Olh-13-3 располагаются в пределах одной мониторинговой площадки в идентичных геологических и геоморфологических условиях. Однако проникновение температурных потоков на участке мерзлых грунтов (скв. Olh-13-1) более затруднено, чем на участках с талыми подстилающимися грунтами (скв. Olh-13-3). Грунты на участке многолетнемерзлых пород в пределах сезонного слоя имеют высокую влажность до 40–30 %, препятствующую проникновению температуры в массив грунтовой толщи, это справедливо как для теплых летних потоков, так и для холодных зимних. Благодаря высокой влажности и экранирующей способности грунтовых вод, многолетнемерзлые грунты на данном участке сохранились.

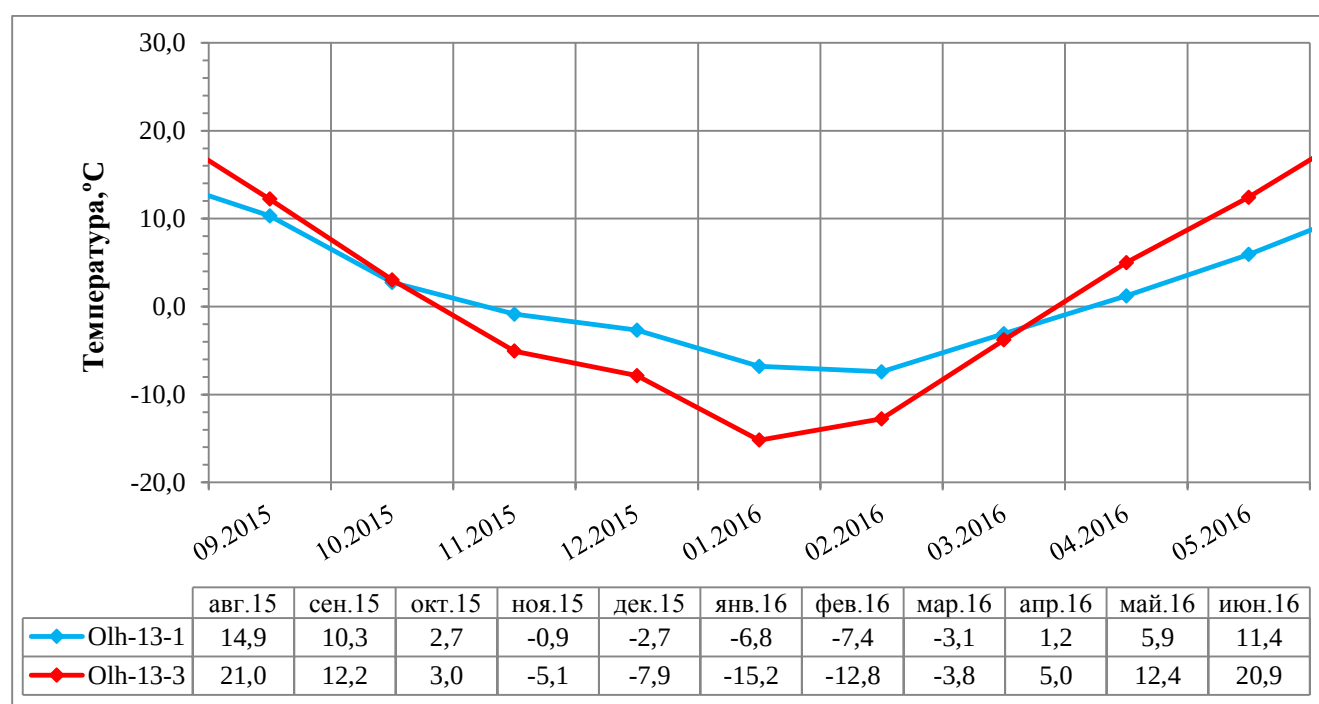


Рис. 24. Изменение среднемесячных температур грунтов на глубине 0.1 м (Olh-13-1, Olh-13-3).

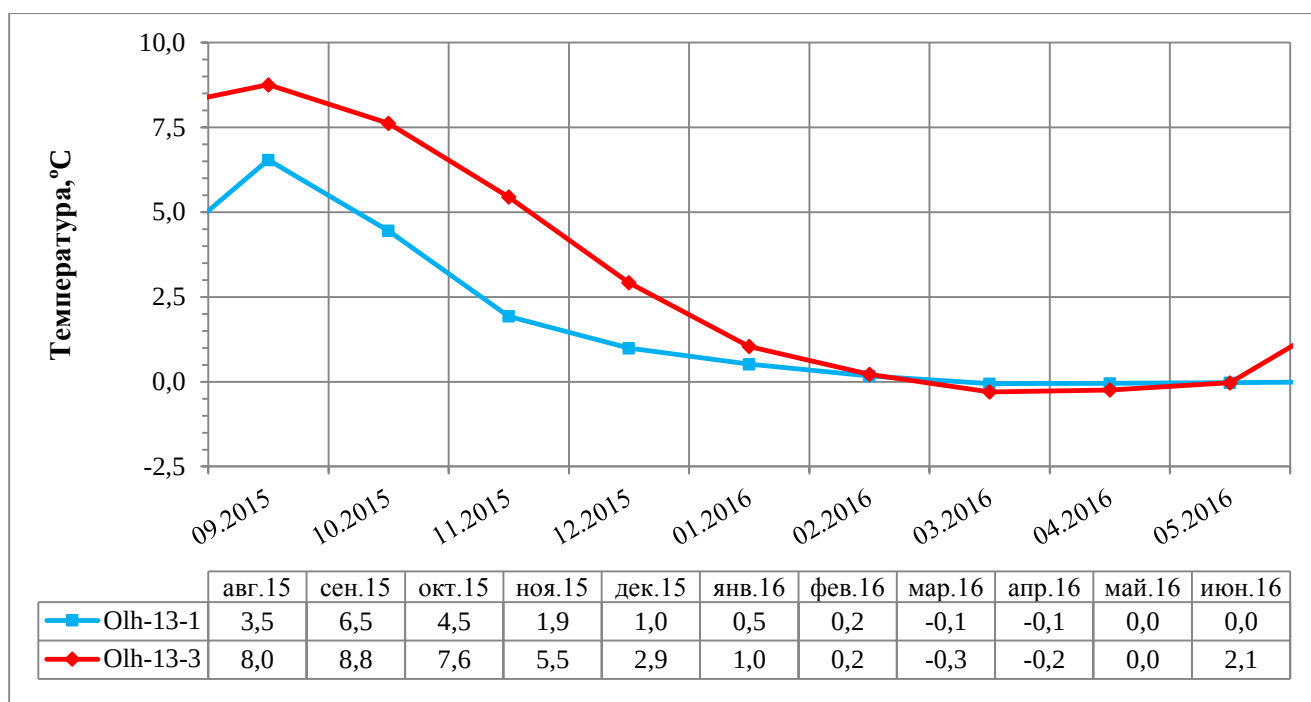


Рис. 25. Изменение среднемесячных температур грунтов на глубине 2.0 м (Olh-13-1, Olh-13-3)

Распределение температурных потоков в массивах сезонноталого и сезонномерзлого слоя также различаются. На глубине 2.0 м температура в летний период на участке сезонноталого слоя ниже на 3.0–4.0 °С, что указывает на защищенность грунтов от проникновения теплых потоков (Рис. 25). Во многом это связано с повышенной влажностью грунтов, при фазовом переходе лед – вода тратится дополнительная энергия. Как отмечал В.А. Кудрявцев, высокая влажность грунтов влияет на глубину сезонного промерзания и протаивания через фазовые переходы воды, доля участия которых в общегодовых теплооборотах достигает 50 % и чем больше влажность, тем больше тепла затрачивается (Кудрявцев, 1978). Грунтовые воды на данном участке расположены близ поверхности, что также препятствует проникновению теплых температурных потоков, поэтому температура грунтов в пределах сезонноталого слоя имеет меньший показатель и меньшую амплитуду колебаний относительно участков сезонномерзлого слоя.

С наступлением устойчивых отрицательных температур, понижение температуры в массиве сезонноталого слоя происходит более интенсивно. Отрицательная температура на глубине 2.0 м устанавливается только в марте, при этом значения температуры на участках сезонномерзлого и сезонноталого слоя совпадают, разность температур не превышает 0.5 °С (Рис. 25). Амплитуда колебаний на глубине 2.0 м в пределах сезонноталого слоя изменяется от 6.9 до –0.1 °С, а в пределах сезонномерзлого слоя – от 8.9 до –0.4 °С, что говорит о меньшей устойчивости грунтов к проникновению отрицательных значений температуры в зимний период. Во многом это связано с экранирующей способностью грунтовых вод, которые действуют как

охлаждающий фактор, препятствуя проникновению положительной температуры в массив грунтовой толщи, тем самым способствуя сохранению мерзлых грунтов на данном участке.

Кроме скважины Olh-13-1 на данном участке произведена горная выработка Olh-12-1, расположенная на склоне северо-восточной экспозиции на выровненной поверхности и примыкающая к левому борту оползневого участка. Растительность на поверхности скуднее, чем в пределах скважины Olh-13-1 и представлена в основном степными травами (см. гл. 3.4.). Верхняя часть литологического разреза сложена супесчано-суглинистыми отложениями, ниже глубины 2.8 м – серо-голубыми глинами. В геокриологическом отношении Olh-12-1 располагается в области редкоостровного распространения многолетнемерзлых грунтов. По данным Ф.Н. Лещикова, глубина сезонного промерзания – протаивания для данного региона не превышает 2.5–3.0 м (Лещиков, 1978). Выработка Olh-12-1 изучена до глубины 3.5 м, температурный логгер заложен ниже данной отметки, что позволяет оценить температурное состояние грунтов в пределах сезонного промерзания – протаивания.

Мониторинговые исследования проводятся с 2012 г. по настоящее время; температурные логгеры распределены по всему массиву сезонноталого слоя, что позволяет отследить все температурные изменения в грунтовой толще. Температура напрямую зависит от изменений во внешней среде, т. к. участок открыт проникновению солнечной радиации, а проникновение температурного потока происходит без задержки. Даже на глубине 0.6 м грунты реагируют на суточные изменения температуры, задержка не превышает одни сутки, что указывает на прямую взаимосвязь в системе «воздух – грунт» (Светлаков, 2017). Проникновение температурного потока происходит в течение сезона и с определенным затуханием (Рис. 26).

Среднегодовые температуры воздуха и грунтов у поверхности также указывают на прямую взаимосвязь. Так в 2013 г. среднегодовая температура воздуха составила -0.4°C , на глубине 0.6 м зафиксирована температура грунтов 0.0°C . В 2014 г. среднегодовая температура воздуха была 2.0°C при температуре грунтов 1.9°C , что тоже свидетельствует об этой взаимосвязи. Однако ниже отметки 0.6 м среднегодовая температура воздуха и грунтов отличается – в 2013 г. на глубине 1.0 м она составила -0.3°C , а в 2014 г. температура на этой же отметке была 1.0°C ; это ниже не только значений среднегодовой температуры грунтов у поверхности, но и отличается от показателей среднегодовой температуры воздуха. Низкие показатели температуры в пределах слоя сезонного промерзания – протаивания указывают на мерзлые подстилающие грунты, которые препятствуют проникновению теплых температурных потоков. Также на мерзлые грунты указывает температура ниже глубины сезонного промерзания – протаивания, на глубине 3.6 м в течение 2013–2014 гг. фиксировалась стабильная отрицательная температура грунтов, составившая -0.1°C (Светлаков, 2014; 2015) (Таблица 4).

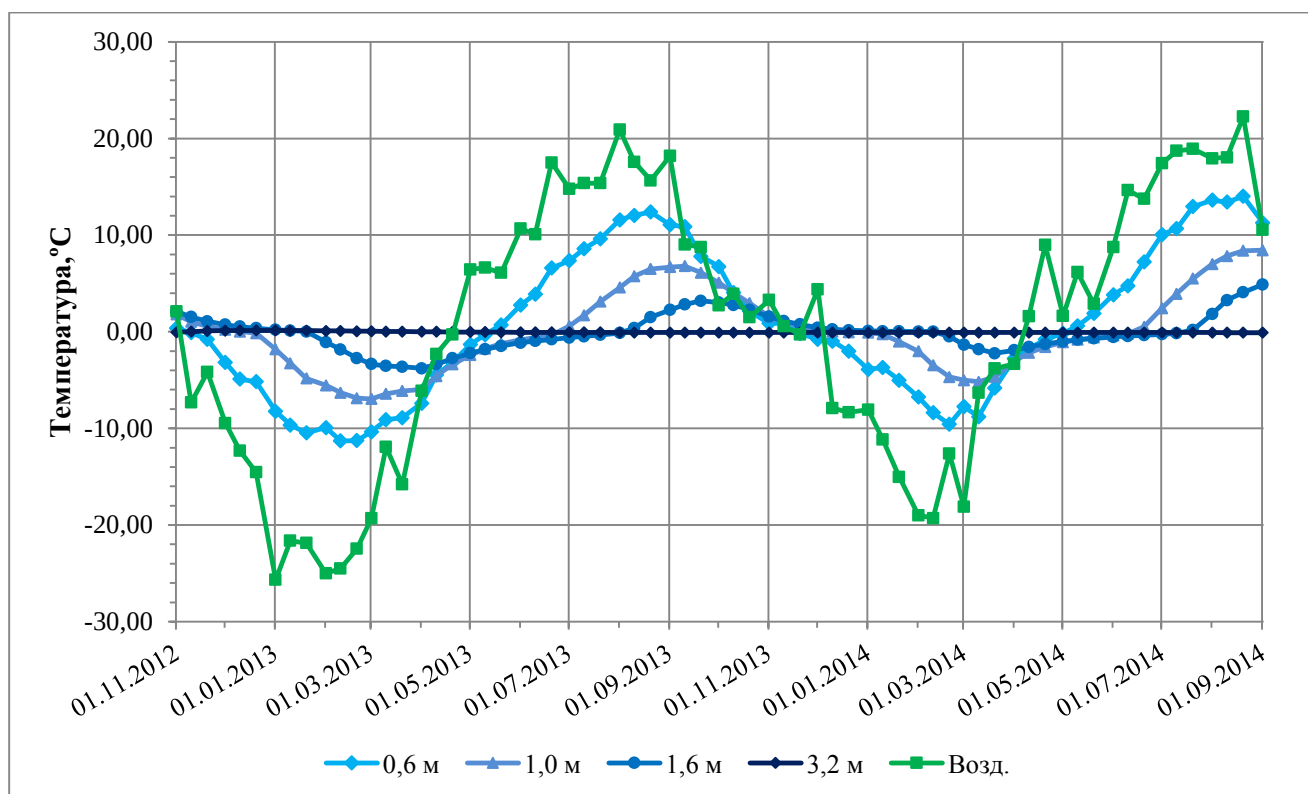


Рис. 26. Изменение суточной температуры по массиву грунтовой толщи (Olh-12-1)

Таблица 4

Изменение среднемесячных температур за период 2012–2014 гг. в Olh-12-1

Месяц	Olh-12-1						Температура Воздуха	
	2012–2013 г.			2013–2014 г.			2012–2013 г.	2013–2014 г.
	0.6 м	1.0 м	3.6 м	0.6 м	1.0 м	3.6 м		
Сентябрь	8.6	6.0	–0.1	8.5	6.0	–0.1	11.5	9.5
Октябрь	3.7	3.9	–0.1	2.5	2.9	–0.1	2.2	1.8
Ноябрь	–0.6	0.8	0.0	–0.1	0.6	–0.1	–6.0	–2.0
Декабрь	–5.5	–0.3	0.1	–2.2	0.0	–0.1	–16.0	–6.8
Январь	–10.0	–4.1	0.1	–5.1	–1.1	–0.1	–21.4	–13.5
Февраль	–10.7	–6.5	0.1	–8.7	–4.3	–0.1	–19.5	–16.5
Март	–8.9	–6.5	0.0	–5.4	–4.3	–0.1	–11.2	–6.3
Апрель	3.8	–4.0	–0.1	–0.9	–1.7	–0.1	–0.5	2.3
Май	0.3	–1.5	–0.1	2.1	–0.6	–0.1	7.9	6.4
Июнь	5.3	–0.4	–0.1	7.2	0.8	–0.1	13.2	13.3
Июль	9.3	2.5	–0.1	12.4	5.4	–0.1	17.3	19.1
Август	11.9	6.0	–0.1	13.2	8.1	–0.1	17.9	17.0
Ср. год.	0.0	–0.3	–0.03	1.9	1.0	–0.1	–0.4	2.0

Стоит отметить, что стабильная отрицательная температура фиксировалась только в период 2013–2014 гг., в течение всего периода наблюдений температура грунтов на отметке 3.6 м ежегодно переходила через изотерму 0 °С, это указывает на увеличение глубины протаивания с 2.5–3.0 м до отметки 3.6 м минимум. В первую очередь, это связано с современными изменениями климата. Как уже говорилось выше, среднегодовая температура воздуха как в пределах площадки Olh, так и в пределах юга Восточной Сибири, в последние годы имеет положительно направленный тренд (см. гл. 4.3.), что безусловно будет негативно сказываться на состоянии мерзлых грунтов.

С изменением температуры на поверхности, происходит и изменение температуры в грунтовой толще. В период наблюдений с 2012 по 2016 г. отмечается смещение максимальных и минимальных годовых значений температуры в массиве грунтов в сторону положительных значений (Рис. 27). Можно отметить, что на глубине ниже 1.0 м, смещение более явное. Так, в годовом цикле 2012–2013 гг. минимальная отрицательная температура достигала –7.1 °С, а уже в 2015–2016 гг. температура была –5.3 °С. Показатель максимальной положительной температуры, также имеет положительно направленный тренд. Так, в 2012–2013 гг., максимальная температура на глубине 1.0 м составляла 6.7 °С, а в годовом цикле за 2015–2016 гг. температура достигла 9.4 °С. Смещение максимальных значений температуры с 2012 по 2016 гг. на глубине 1.0 м составило от 1.8 до 2.7 °С, дальнейший рост температуры в массиве грунтовой толщи приведет к полной деградации мерзлых грунтов на данном участке.

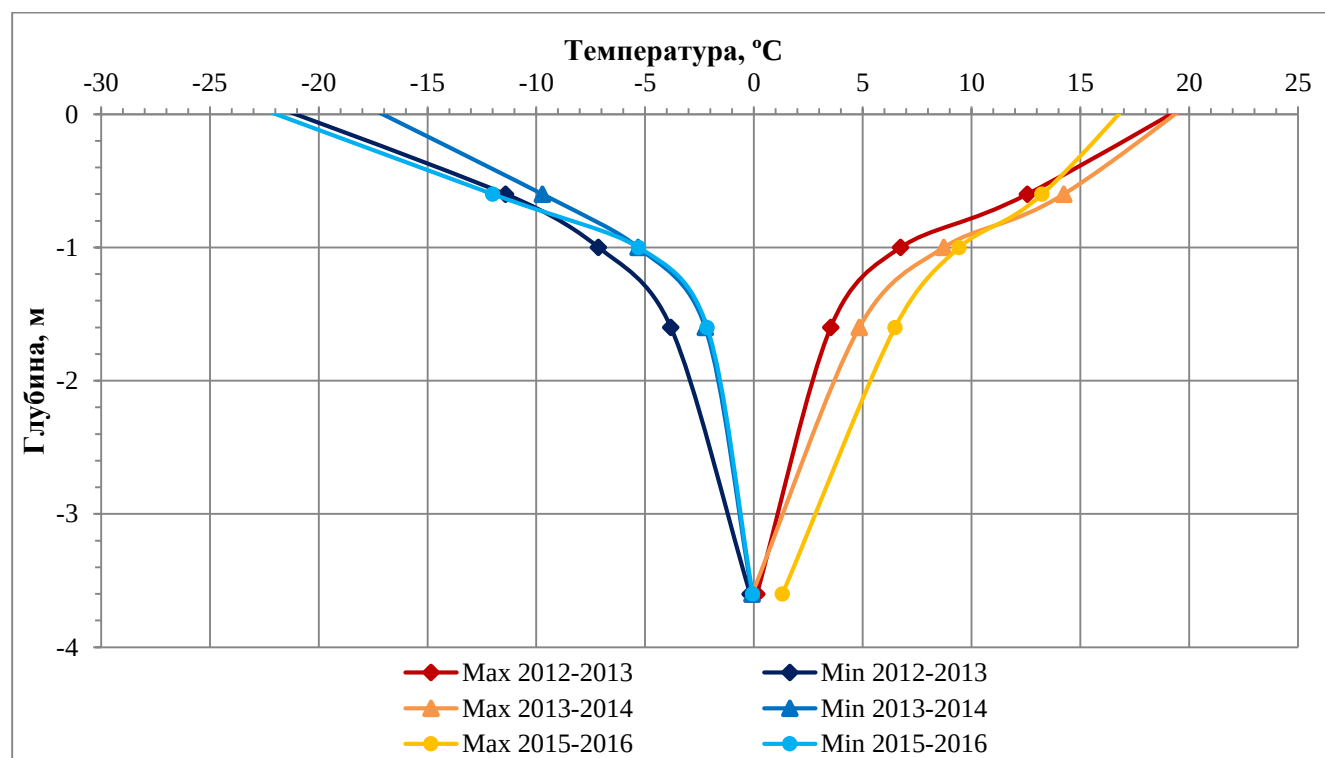


Рис. 27. Распределение максимальных и минимальных значений температуры (Olh-12-1).

Анализ полученного материала.

Многолетнемерзлые грунты в пределах исследуемого участка были отмечены различными исследователями в 60-х и 70-х годах XX столетия. Мерзлые грунты развиты в пониженных формах рельефа, на заболоченных участках и склонах северной экспозиции (Лещиков, 1978). Как указывал Ф.Н. Лещиков в 1968 г., многолетнемерзлые грунты встречаются главным образом в рыхлых отложениях, мощность мерзлых грунтов на о. Ольхон не превышает 30 м, а температура грунтов колеблется в пределах от -0.1 до -0.5 °C. Также он отмечает, что многолетнемерзлые грунты в северно-западной части о. Ольхон при изменении климатических условий склонны к деградации (Пальшин, 1968). По данным Т.Г. Рященко, наличие мерзлоты в пределах Харалдайского участка является спорным, замеры в 90-ые годы не зафиксировали отрицательную температуру, однако, зоны глинистой толщи с комковато-сланцевой структурой, макропоры, бороздки и каверны, указывают на криогенное преобразование отложений (Рященко, 1992).

Температура мерзлых грунтов на площади исследований в пределах Харалдайского участка за период с 2012 по 2014 гг. отличается незначительными отрицательными показателями, составила всего лишь -0.1 °C на глубине 3.6 м. Характерно, что в данный период температура остается стабильно отрицательной, но в 2015 г. отмечался кратковременный переход от отрицательных значений в сторону положительных, на что указывало значительное увеличение протаивания грунтов на данном участке. Это изменение, в первую очередь, связано с повышением температуры воздуха, так, в 2012 г. среднегодовая температура воздуха составила -0.4 °C, а уже к 2014 г. температура составляла 2.2 °C, что и привело к значительному протаиванию грунтов. Однако однозначно утверждать об отсутствии или присутствии многолетнемерзлых грунтов в пределах о. Ольхон и, в частности, Харалдайского участка рано, необходимы длительные ряды непрерывных наблюдений. Геокриологические процессы, связанные с деградацией многолетнемерзлых грунтов, имеют место в данном района, т.к. мерзлые грунты весьма чувствительны к внешним воздействиям.

Можно заключить, что многолетнемерзлые грунты на границе южной геокриологической зоны испытывают сильное преобразование под воздействием изменяющегося климата. Незначительная температура мерзлых грунтов в области распространения редких линз многолетнемерзлых грунтов и постоянное возрастание температуры воздуха на некоторых участках приводит к увеличению глубины протаивания до 3.5 м.

5.3. Сезонноталый слой в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов

Температурный режим в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов отличается от участков редких линз и островов, где влияние климатических изменений сильнее и может привести к полной деградации мерзлоты. На участках сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов климатические изменения приводят к нарушению баланса теплооборотов, но не всегда провоцируют деградацию многолетнемерзлых грунтов, т. к. даже с учетом положительно направленного тренда температуры воздуха, среднегодовая температура все еще имеет отрицательный градиент. Поэтому для участков сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов значительное влияние в нарушении температурного баланса оказывают вторичные тепляющие факторы.

На юге Восточной Сибири многолетнемерзлые грунты в области сплошного распространения в основном приурочены к высокогорным и гольцовым зонам (см. гл. 2.3.). Толща мерзлых грунтов начинается с отметок 1–3 м и достигает 250 м на водоразделах. По долинам мощность достигает 80 м, но в редких случаях до 180–200 м. Температура многолетнемерзлых грунтов изменяется от -3.0 до -8.5 °C. Стоит отметить, что редкие небольшие талики среди сплошного поля многолетнемерзлых грунтов в районах сплошного распространения могут концентрироваться около русел рек, под крупными озерами, в зонах тектонических разломов и выходов подземных вод или их инфильтрации, а иногда на склонах южной экспозиции (Гидрогеология СССР..., 1970; Лещиков, 1978). Мерзлые грунты в области сплошного распространения весьма устойчивы к изменению внешних факторов, однако, в пределах данной области нарушение термодинамического режима в сезонноталом слое может быть триггером запуска масштабных процессов деградации.

Основная часть мониторинговых участков располагается в областях без мерзлоты, с редкими линзами мерзлых грунтов и островного распространения многолетнемерзлых грунтов, т. е. на границе южной геокриологической зоны, где изменение термодинамического режима приведет к смещению границы (см. гл. 3.3.). Не стоит забывать о том, что климатические изменения оказывают влияние не только на приграничные области, где неустойчивое состояние мерзлых грунтов является прекрасным индикатором изменения термодинамического режима, но и на области сплошного распространения, где повышение температуры может быть не значительным, но оказывает не меньшее влияние на температурный режим грунтов. С целью оценки современного состояния многолетнемерзлых грунтов в области сплошного распространения и определения влияния современного изменения климата организован мониторинговый участок Se.

Мониторинговый участок Se, скважины Se-14-1, Se-15-1 и Se-16-1.

Мониторинговый участок отличается развитой мониторинговой сетью, на участке пройдено 3 скважины с максимальной глубиной бурения до 20.4 м, все скважины входят в многолетнемерзлые грунты. Участок расположен в пределах восточной части Восточного Саяна на Окинском плоскогорье в долине р. Сенца. В геокриологическом аспекте относится к области сплошного распространения мерзлоты, мощность многолетнемерзлых грунтов варьируется от 140–200 м, а среднегодовая температура мерзлых грунтов изменяется в от -3.0 до -8.5 °С (Гидрогеология СССР..., 1970). Площадь участка работ составляет 131250 м^2 , высотные отметки по долине изменяются от 1381.0 до 1390.4 м где превышение составляет 9.4 м (Рис. 28). Климат резко континентальный: в течение года температура воздуха изменяется от -46.2 до 35.2 °С, а среднегодовая температура воздуха изменяется от -2.7 до -6.41 °С. В пределах Окинского плоскогорья прослеживается положительный тренд температуры атмосферного воздуха. Так, за последние 50 лет приrost температуры воздуха составил 0.02 °С/год, что, безусловно, может оказать влияние на термодинамическое состояние мерзлых грунтов в области их сплошного распространения.

Скважины Se-14-1 и Se-15-1 имеют схожие геоморфологические и геологические условия: они установлены на вершинах бугров пучения; растительность преимущественно травянистая степная (см. гл. 3.4.); первые метры сложены супесчаным и суглинистым материалом, ниже разрез представлен ледогрунтом с прослоями супеси (Приложения 5-6).

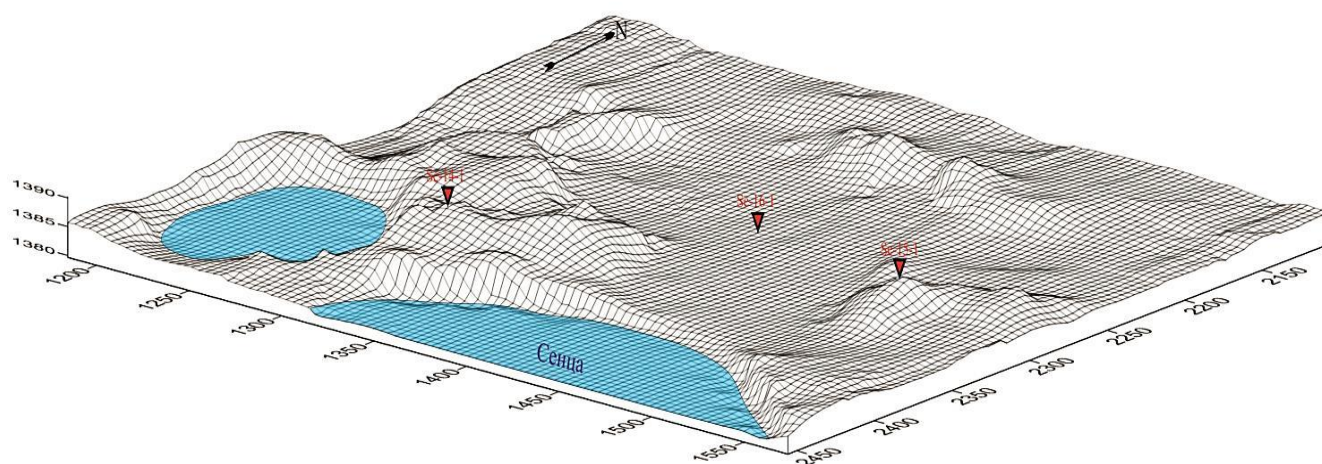


Рис. 28. Долина р. Сенца, мониторинговый участок Se, 3D-модель местности.

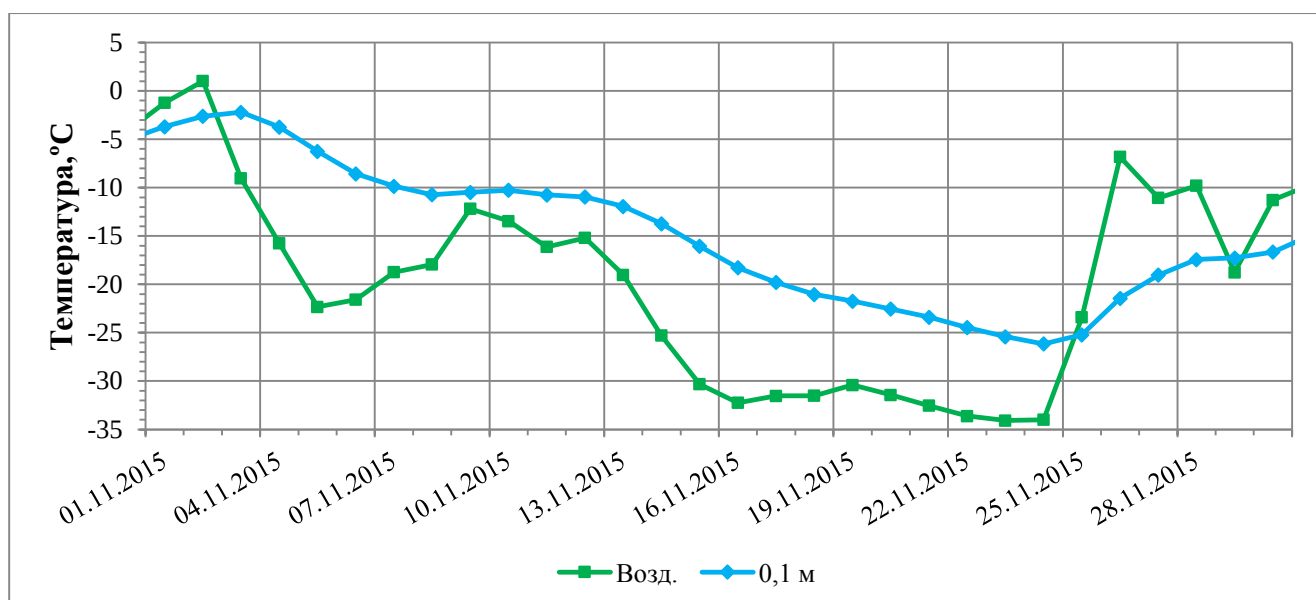


Рис. 29. Изменение среднесуточной температуры воздуха и грунтов (Se-15-1).

Участок открыт для проникновения солнечных лучей, а слабовыраженная растительность указывает на то, что проникновение температурного потока должно осуществляться незамедлительно. Однако резко континентальный климат не позволяет грунтам прогреваться, перепады температуры воздуха за сутки могут достигать 20 °C и более, а в совокупности со спецификой грунтовых отложений, проникновение температуры в массив грунтов затруднено, даже на этапе промерзания. Среднесуточная температура грунтов на глубине 0.1 м отличается от температуры воздуха на 5–7 °C (Рис. 29).

Переход к отрицательным значениям температуры воздуха происходит еще в конце сентября, но устойчивая отрицательная температура устанавливается только в середине октября – за сутки она опускается до –5–(–7) °C. Грунты у поверхности медленно реагируют на такое изменение температуры воздуха, поэтому температура грунтов изменяется не так интенсивно и устойчивые отрицательные значения фиксируются только в начале ноября. В ноябре происходит резкое понижение температуры воздуха – за 14 дней она опустилась с 1.0 до –34.1 °C. Температура грунтов на глубине 0.1 м также за месяц опустилась с –2.2 до –26.2 °C, при этом ее суточные колебания не превышали 1.0–2.0 °C, (Рис. 29). Такое изменение температуры грунтов у поверхности связано с особенностями резко континентального климата данной территории, а также отсутствием снежного покрова, формирование которого начинается только в второй половине ноября.

Резкое изменение температуры воздуха привело к тому, что оттаявшие в летний период грунты за краткий промежуток времени полностью промерзли уже в ноябре, сделав влияние снежного покрова минимальным. Отрицательная температура приповерхностного слоя фиксируется с октября по апрель. Минимальные отрицательные значения в естественных

условиях на глубине 0.1 м достигают от -20 до -25 °С, пик минимальной отрицательной температуры приходится на январь, что также указывает на незначительное влияние снежного покрова. Во второй половине апреля происходит переход через изотерму 0 °С и начинается протаивание грунтов (Рис. 30).

В летний период скважины Se-14-1 и Se-15-1 практически не защищены от прямого попадания солнечных лучей, что указывает на максимальное потребление солнечной энергии. Растительный покров слабый и не может препятствовать проникновению температур в массив грунтовой толщи. Максимальные положительные значения температуры на глубине 0.1 м приходятся на конец июня – начало июля и колеблются в пределах от 15 до 20 °С. Среднегодовая температура грунтов приповерхностного слоя в 2016 г. имела отрицательный градиент и составила -2.5 °С, а среднегодовая температура воздуха составила -3.0 °С, что указывает на прямую взаимосвязь в системе «воздух – грунт». Незначительное расхождение среднегодовых значений температуры воздуха и грунтов связано с малой и непостоянной мощностью снежного покрова, максимальное влияние которого можно оценить лишь в январе, уже после полного промерзания грунтов (Рис. 30). Значительный отрицательный градиент температуры воздуха указывает на благоприятные условия для сохранения многолетнемерзлых грунтов на данной территории.

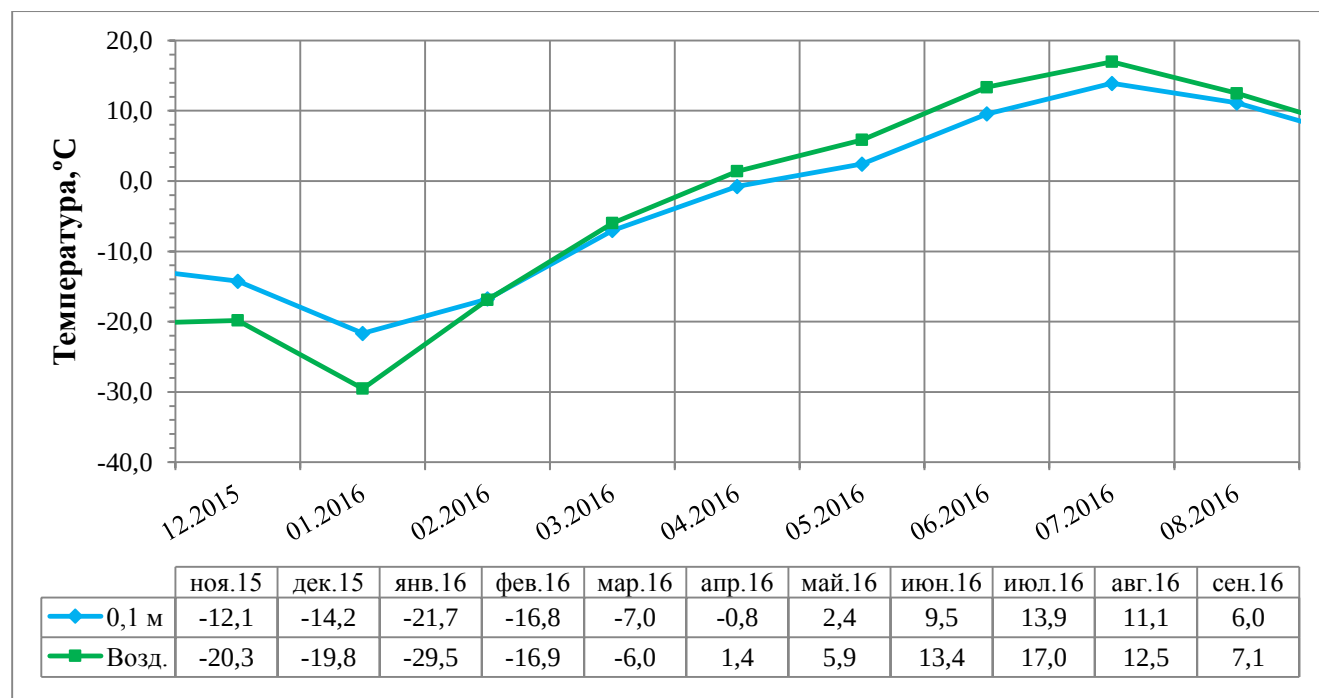


Рис. 30. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Se-15-1).

**Изменение среднемесячных температур
за период 2015–2016 гг. в скважинах Se-14-1 и Se-15-1**

	Se-14-1				Se-15-1				Температура Воздуха
Месяц	0.1 м	1.0 м	2.0 м	4.4 м	0.1 м	1.0 м	5.0 м	10.0 м	
Август	15.9	2.8	–0.6	–1.3	–	–	–	–	–
Сентябрь	6.5	1.8	–0.4	–1.1	–	–	–	–	–
Октябрь	–0.1	0.3	–0.3	–1.0	–	–	–	–	–
Ноябрь	–15.1	–0.3	–0.6	–0.9	–12.1	–0.3	–1.8	–2.2	–20.3
Декабрь	–17.6	–1.8	–0.2	–0.9	–14.2	–0.5	–1.6	–2.2	–19.8
Январь	–25.4	–3.7	–0.4	–0.8	–21.7	–4.6	–1.6	–2.2	–29.5
Февраль	–19.4	–5.4	–1.5	–0.9	–16.8	–8.0	–1.9	–2.1	–16.9
Март	–6.6	–4.2	–2.3	–1.1	–7.0	–7.0	–2.7	–2.0	–6.0
Апрель	1.2	–2.6	–2.3	–1.5	–0.8	–4.5	–3.3	–2.0	1.4
Май	6.8	–1.5	–1.9	–1.6	2.4	–2.9	–3.2	–2.0	5.9
Июнь	14.3	0.4	–1.4	–1.6	9.5	–2.0	–3.1	–2.2	13.4
Июль	9.5	–	–	–	13.9	–1.2	–2.8	–2.2	17.0
Август	–	–	–	–	11.1	–0.6	–2.5	–2.3	12.5
Сентябрь	–	–	–	–	7.8	–0.3	–2.2	–2.3	9.3
Ср. год.	–2.5	–1.3	–1.0	–1.2	–2.5	–2.9	–2.4	–2.1	3.0

С учетом идентичных геоморфологических и геологических условий распределение температуры в скважинах Se-14-1 и Se-15-1 имеет ряд различий, которые указывают на изменения термодинамического режима в областях сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов под влиянием локальных факторов. В первую очередь, различается глубина протаивания многолетнемерзлых грунтов. Так, в Se-14-1 протаивание преодолевает отметку в 1.0 м, при этом максимальное повышение температуры до 2.8 °С приходится на август, но на глубине 2.0 м признаков протаивания не отмечается – в течение всего годового периода температура грунтов имеет отрицательный градиент и достигает максимального значения –0.2 °С в декабре. В скважине Se-15-1 протаивание не достигает отметки в 1.0 м, температура на данной глубине поднимается в ноябре максимум до –0.3 °С и перехода через изотерму 0 °С не отмечается (Таблица 5).

Диапазон годовых колебаний также обращает на себя внимание. На глубине 0.1 м для скважины Se-14-1 характерен значительный диапазон колебаний от 21.7 до –30.3 °С, для скважины Se-15-1 диапазон меньше и изменяется от 15.7 до –26.5 °С, однако, значение среднегодовой температуры идентичны и равны –2.5 и –2.5 °С, что указывает на равномерное проникновение температурного потока в массив грунтовой толщи. Ситуация меняется уже на глубине 1.0 м, где отмечается смещение диапазона и среднегодовых значений температуры.

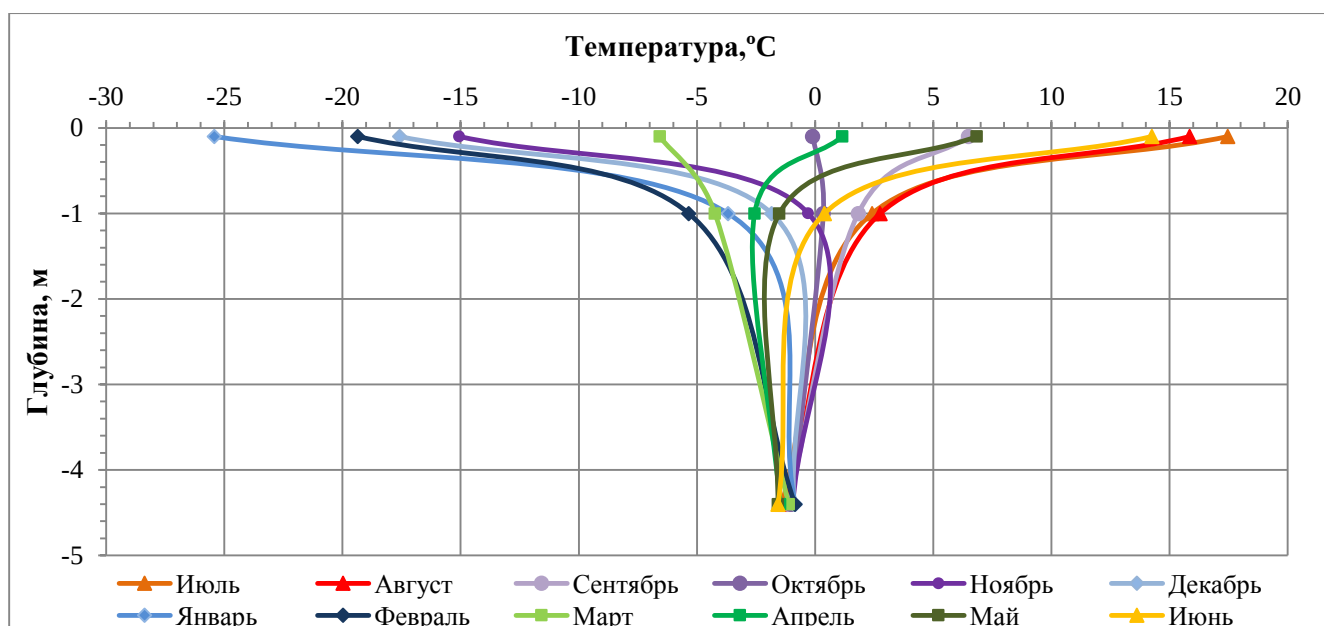


Рис. 31. Годовые амплитуды температуры грунта в сезонноталом слое (Se-14-1).

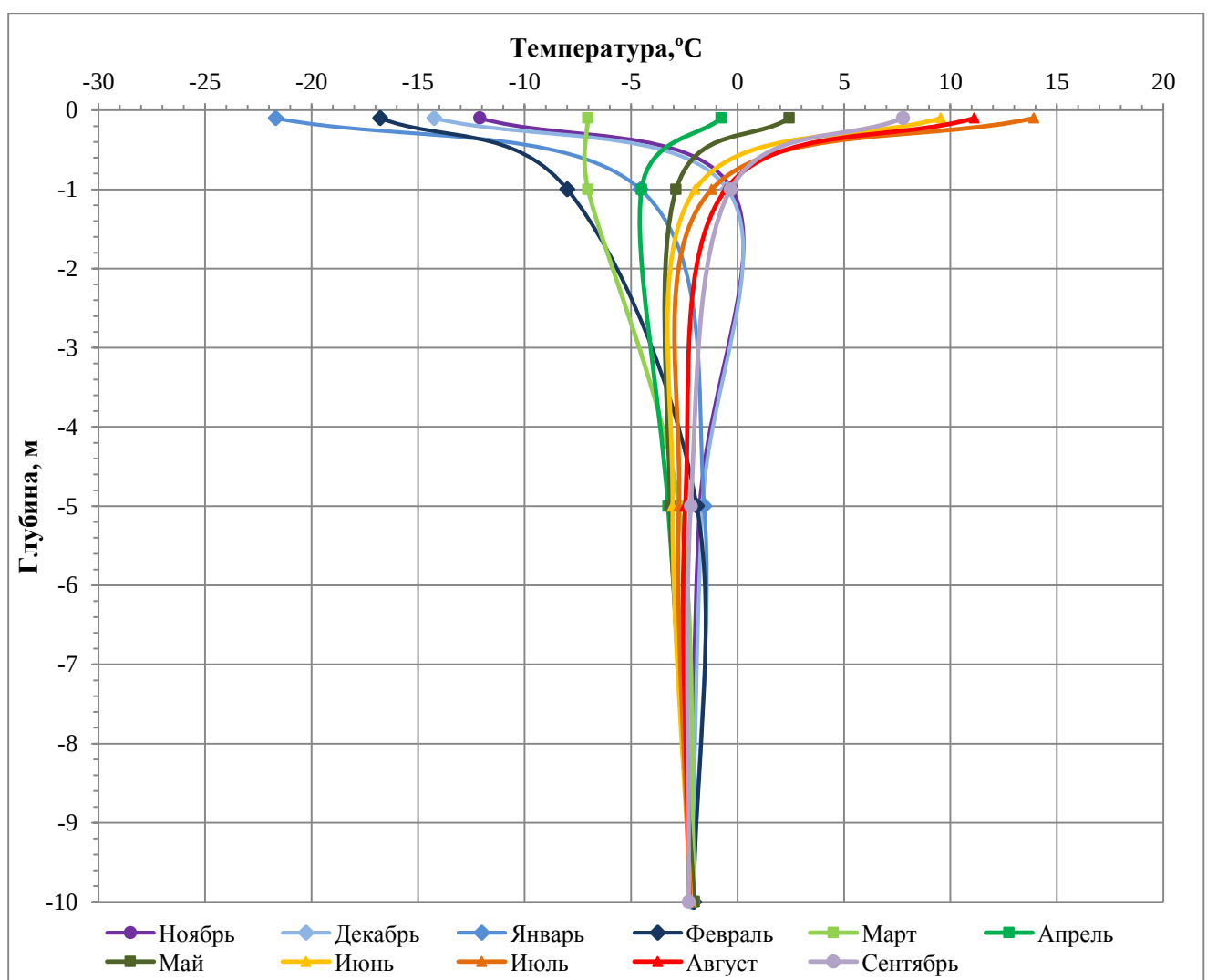


Рис. 32. Годовые амплитуды температуры грунта в сезонноталом слое (Se-15-1).

Так для Se-14-1 диапазон годовых колебаний температуры составил от 2.9 до -5.5°C (Рис. 31), а в скважине Se-15-1 – от -0.3 до -8.3°C (Рис. 32), как видно температурный диапазон скважины Se-15-1 смещен в сторону отрицательных значений. Среднегодовая температура грунтов на глубине 1.0 м составила -1.3 и -2.5°C , соответственно.

Среднегодовые значения температуры в скважинах ниже глубины протаивания также имеют характерное смещение. Диапазон колебаний температуры для Se-14-1 на глубине 4.4 м варьируется в пределах от -0.8 до -1.6°C , среднегодовая температура составляет -1.2°C . Наблюдения в Se-15-1 показали, что на глубине 5.0 м диапазон колебаний изменился от -1.6 до -3.3°C , среднегодовая температура равна -2.4°C . Это соответствует смещению, идентичному глубине 1.0 м в сторону отрицательных значений и указывает на температурное воздействие подстилающих многолетнемерзлых грунтов, которые влияют на интенсивность протаивания.

Смещение диапазона колебаний температуры грунтов в скважине Se-15-1 в сторону отрицательных значений обусловлено значительным отрицательным градиентом ниже границы нулевых теплооборотов, которая находится на глубине 10.0 м, а среднегодовая температура достигает -2.1°C , диапазон колебаний в течение года не превышает 0.3°C (Рис. 33). Температура многолетнемерзлых грунтов ниже сезонного слоя в скважине Se-14-1 оставалась дискусионной, т. к. ее глубина не превышала 4.4 м, а диапазон колебаний на данной отметке был весьма широкий. Но в 2016 г. скважина Se-14-1 была углублена до отметки 20.4 м, что позволило установить логгеры в пределах границы нулевых теплооборотов, которые в течение августа–сентября на глубине 10.0 м фиксировали стабильную отрицательную температуру, составляющую -1.1°C , а на глубине 20.4 м – температуру -1.0°C (Светлаков, 2017). Такая разность температур на границе нулевых теплооборотов в значительной степени определяет способность многолетнемерзлых грунтов сопротивляться протаиванию в летний период – чем ниже температура грунтов на границе нулевых теплооборотов, тем больше затрачивается тепла для плавления льда и меньше глубина протаивания грунтов.

В пределах рабочего участка пробурена скважина Se-16-1, отличающаяся от скважин Se-14-1 и Se-15-1. Скважина Se-16-1 расположена в понижении между буграми пучения; растительность травянистая, насыщенная; грунты в основном сложены суглинистым материалом с единичными включениями щебня, грунты обводнены (см. гл. 3.4.). Но самым главным отличием является глубина протаивания, которая в июле составляла 3.6 м. Суточная температура многолетнемерзлых грунтов на отметке 5.5 м составила 0°C (Рис. 34). Такие значительные показатели связаны с периодическим затоплением данного участка поверхностными водами, которые оказывают значительное тепляющее воздействие на многолетнемерзлые грунты.

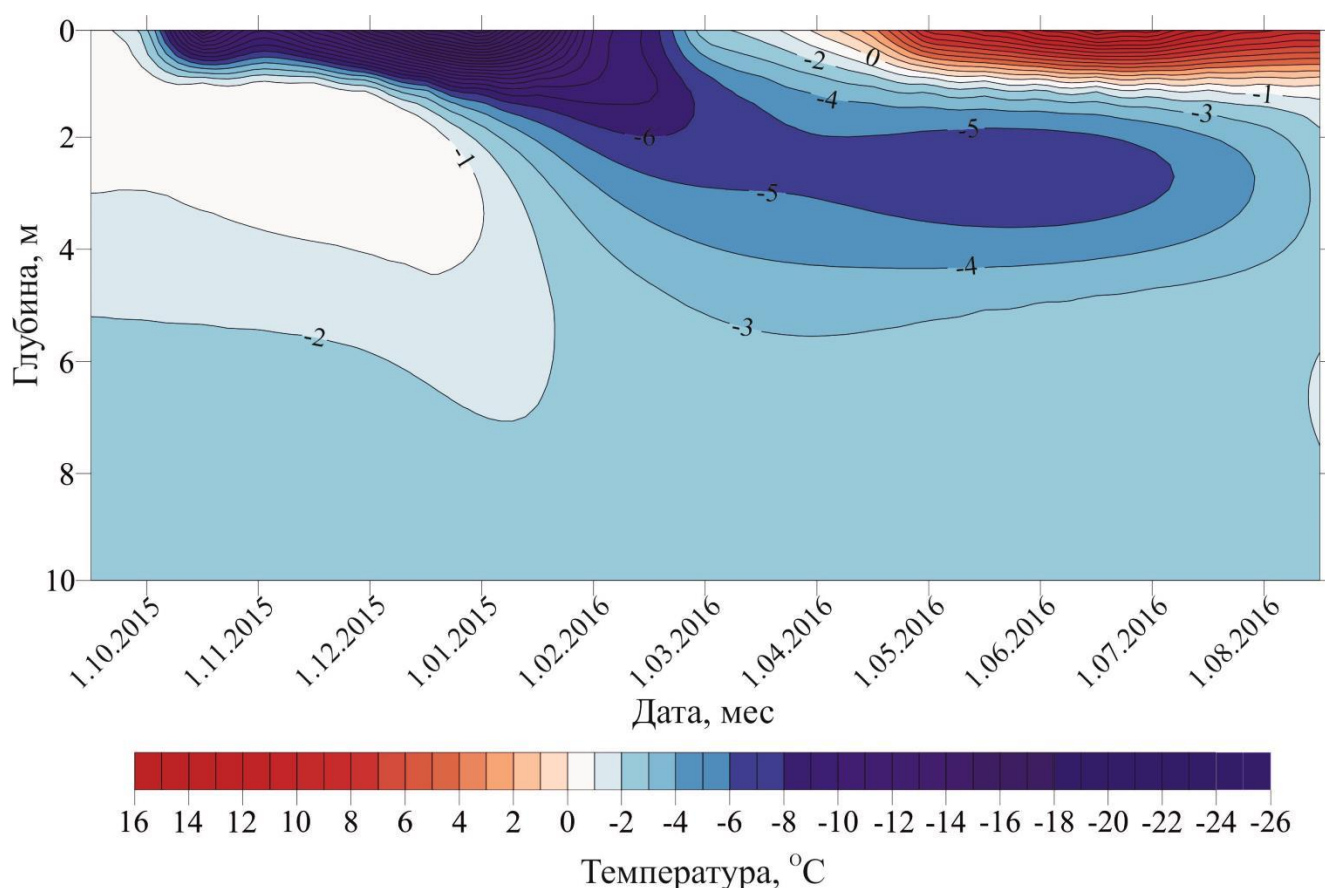


Рис. 33. Термоизоплеты грунта в период с октября 2015 г. по август 2016 г., на площадке в естественных условиях (Se-15-1).

Масштаб вер.: 1:1000

Масштаб гор.: 1:2000

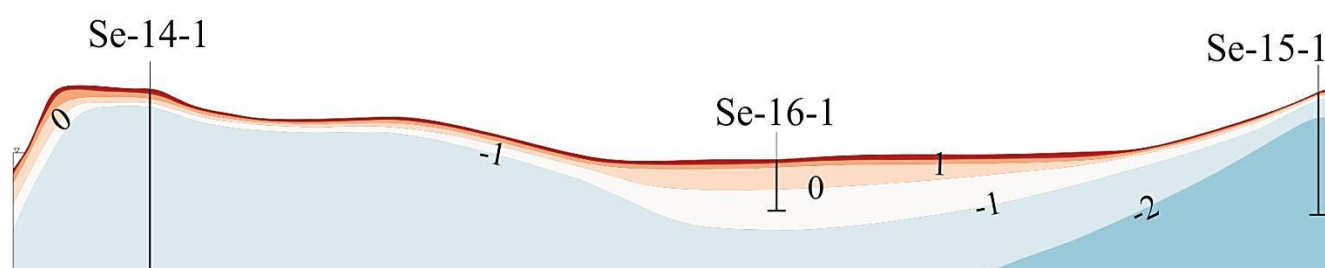


Рис. 34. Распределение температуры грунтов в июле (Se-14-1, Se-15-1 и Se-16-1).

Локальное увеличение глубины протаивания является свидетельством тепляющего воздействия поверхностных водотоков. Например, в бугре, примыкающем к термокарстовому озеру, на котором располагается скважина Se-14-1, температура грунтов по массиву на глубине 10.0 м составляет $-1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, в то время как в массиве отдельно стоящего бугра пучения, где пробурена скважина Se-15-1, температура грунтов на идентичной отметке равна $-2.1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Разница температур составляет $1.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, указывая на тепляющее воздействие открытого водоема. Изменение климатических условий на данной территории не оказывает значительного влияния

на термодинамический режим многолетнемерзлых грунтов; основное тепляющее влияние оказывают поверхностные водоемы и водотоки.

Выводы к главе:

1. Температура мерзлых грунтов на участке распространения редких линз многолетнемерзлых грунтов в пределах Харалдайского района в период с 2012 по 2014 г. на глубине 3.6 м в летний цикл наблюдений составила -0.1°C . В 2015 г. отмечался кратковременный переход от отрицательных значений в сторону положительных, что указывает на значительное увеличение протаивания грунтов на данном участке. Эти изменения, в первую очередь, связаны с повышением температуры воздуха к 2015 г. В 2012 г. среднегодовая температура воздуха составляла -0.4°C , а в 2014 г. температура достигла 2.2°C , что и привело к значительному протаиванию грунтов. Однако делать однозначный вывод об отсутствии многолетнемерзлых грунтов в пределах о. Ольхон и, в частности, Харалдайского участка или деградации многолетнемерзлых грунтов этого района рано. Необходимо продолжить накопление представительных рядов данных.

2. Многолетнемерзлые грунты на границе южной геокриологической зоны испытывают температурные преобразования под воздействием изменяющегося климата. Незначительная температура мерзлых грунтов в области распространения редких мерзлотных линз и постоянное возрастание температуры воздуха на некоторых участках приводит к увеличению глубины протаивания до 3.5 м, что, в свою очередь, является триггером для развития различных геокриологических процессов.

3. Мощность сезонноталого слоя в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов напрямую зависит от температуры подстилающих мерзлых грунтов, так при температуре не ниже -1.1°C , мощность сезонноталого слоя варьируется в пределах от 1.0 до 1.5 м, а при температуре -2.2°C , глубина протаивания не достигает отметки 1.0 м.

4. Глобальные изменения климата на территории сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов пока не оказывает существенного влияния на их термодинамический режим. На затопляемых участках глубина протаивания достигает 3.6 м, что указывает на значительное тепляющее воздействие локальных факторов, таких как водотоки и водоемы, являющиеся основными локальными факторами тепления на данной территории, и приносящими значительный вклад в процесс деградации многолетнемерзлых грунтов.

6. Влияние температурного режима грунтов на развитие и активизацию экзогенных геологических процессов

6.1. Криогенные процессы и явления исследуемого района

Изменение термодинамического режима, вследствие изменения температуры воздуха для территории юга Восточной Сибири, приведет к изменению физических и механических свойств грунтов. Это, в свою очередь, может спровоцировать развитие экзогенных геологических процессов, связанных с деградацией многолетнемерзлых грунтов или формированием мерзлых перелетков и активизацией смежных с ними процессов.

На участках с глубоким сезонным промерзанием и протаиванием мерзлотные процессы и явления могут быть факторами рельефообразования или оказывать сильное влияние на состав, строение и свойства грунтов. Развитие мерзлотных процессов главным образом зависит от климатических изменений, литологического состава, геоморфологических условий. Одним из важнейших критериев активизации мерзлотных процессов является температура, которая влияет на основную составляющую литодинамики, а именно, фазовые превращения воды в грунтовой толще. По этой причине, основные мерзлотные процессы развиваются в области сезонного протаивания и сезонного промерзания.

Многие экзогенные геологические процессы определяют формирование рельефа. Процессы, связанные с мерзлыми грунтами, как правило, носят зональные и региональные черты, обусловленные климатическими факторами. Разнообразие литологического состава отложений определяет азональный характер распространения мерзлотных процессов. В горноскладчатых районах роль мерзлотных процессов в рельефообразовании особенно велика. Осложняется это процессами денудации, усиливающимися благодаря резко пересеченному рельефу. В результате морфогенетического воздействия мерзлотных процессов образуются различные формы микро- и мезорельефа, называемые мерзлотными образованиями, своеобразный мерзлотно-эрозионный и мерзлотно-суффозионный рельеф, пучение и бугры пучения, полигональный микрорельеф, бугристо-западинный рельеф, солифлюкционные формы, термокарст, криогенные смятия слоев, наледи, криогенные сползания грунта, курумы и пр. По времени проявления мерзлотные формы на территории южной геокриологической зоны в пределах юга Восточной Сибири подразделяют на современные и реликтовые. К современным мерзлотным проявлениям относятся бугры пучения, термокарст, морозобойные трещины и наледи, к реликтовым – полигональный и

бугристо-западинный рельеф, грунтовые жилы, морозное смятие слоев грунта, солифлюкционные террасы (Лещиков, 1978).

На территории юга Восточной Сибири и сопредельных территориях широко развиты многие современные мерзлотные процессы и явления. Они имеют неодинаковый характер развития и связаны с температурными изменениями в течение годового цикла. В зимний период на этапе промерзания грунтов происходит их пучение, наледообразование, морозное выветривание – к концу холодного периода они достигают максимальной активности. Летом на участках с многолетнемерзлыми грунтами активно действуют солифлюкция, термокарст, просадки, проявляется криогенное смятие слоев при протаивании грунтов.

Температурное и морозное выветривание пород.

Температурное и морозное выветривание в горных районах Восточной Сибири являются сильноразвитыми мерзлотными процессами, усугубляющиеся сильной расчлененностью рельефа и суровыми климатическими условиями. Роль выветривания заключается в подготовке обломочного материала. В течение 170–200 суток в году кристаллические породы, слагающие горные хребты юга Восточной Сибири, подвергаются морозному выветриванию. Максимальное влияние морозное выветривание оказывает в осенний и весенний периоды, когда верхние слои испытывают многократное замерзание и оттаивание. При этом температура на поверхности изменяется в значительных пределах от –20 до 15 °С. А весной в течение 120–130 суток сильнотрещиноватые горные породы подвергаются одновременному увлажнению и частым переходам через 0 °С. Попеременное замерзание и оттаивание воды в трещинах приводят к интенсивному дроблению поверхностных слоев горных пород. В результате выветривания образуются типичные формы мерзлотного микрорельефа для горноскладчатых участков – каменные россыпи, курумы, пятна-медальоны (Тржцинский, 2007).

Попеременное замерзание и оттаивание воды в щебенисто-глыбовых и щебенистых отложениях вызывает мерзлотный крип – движение материала под действием пучения, гравитационное движение льдонасыщенного грунта и его последующую осадку при оттаивании. Максимальная величина криогенного движения каменного материала составляет 1.0–1.5 м в год. Сильное влагонасыщение суглинистых грунтов, которые, как правило, залегают в основании курума, может спровоцировать движение последних и нести катастрофический характер (Будз, 1971).

Морозное растрескивание грунтов.

Полигональножильные формы рельефа весьма распространены в областях многолетнемерзлых грунтов и районах глубокого сезонного промерзания. Развиты они как в современных плейстоценовых отложениях, так и перигляциальных зонах плейстоценовых

оледенений – районах, где мерзлые толщи существовали только в геологическом прошлом (Кудрявцев, 1978).

В момент промерзания в грунтах влажных глинистых отложений возникают напряжения, приводящие к растрескиванию поверхности. На территории юга Восточной Сибири данные формы рельефа характерны для степных и лесостепных районов и часто встречаются на пологих склонах и во впадинах. Тещины, появившиеся однажды в определенных условиях влаго- и теплообмена, будут развиваться дальше. Процесс трещинообразования в Восточной Сибири протекал и в прошлые более холодные эпохи; об этом свидетельствуют грунтовые жилы, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, бугристо-западинный рельеф, образованные в ледниковое и послеледниковое время (Лещиков, 1978; Лещиков, Шац, 1983).

Морозобойные трещины на юге Восточной Сибири являются наиболее распространенным фактором мерзлотного рельефообразования. На поверхности они выражены в виде полигонального микрорельефа. Форма полигонов зависит от литологического состава грунтов, характера растительности и т. д. На участках рельефа выделяют два основных элемента – блок и межблочную ложбину. Блоки представлены ненарушенными массивами грунта, межблочные ложбины – это зона разрывов сплошных горизонтов и внедрения клиновидных грунтовых жил (Кудрявцев, 1978). Крупные блоки имеют площади до 6–10 м² и, чаще всего, четырехугольную форму. Они распространены, как правило, на выровненных участках, приуроченных к степным районам, в частности, в Баяндаевском (Рис. 35).

Мелкие блоки имеют площадь порядка 0.8–1.0 м², и, как правило, многоугольную форму, также приурочены к рельефу и хорошо выражены на степных участках. Примером современных полигональных форм служат блоки о. Ольхон (Рис. 36). В результате морозобойного растрескивания в грунтах образуются трещины шириной более 5–10 см и глубиной порядка 1.5–2.0 м, постепенно трещины заполняются суглинистым, песчаным или торфяным материалом.

Грунтовые жилы являются следствием растрескивания грунтов в слое промерзания – оттаивания, и поэтому в их теле могут возникнуть сезонные ледяные жилки, которые в теплый период тают и замещаются грунтом. Это говорит о том, что при образовании грунтовых жил наличие многолетнемерзлых грунтов не обязательно (Лещиков, 1978).

На участках с многолетнемерзлыми грунтами ниже подошвы сезонноталого слоя иногда встречаются вертикальные жилы льда. На заболоченных участках жилы льда начинаются под торфяной подушкой и прослеживаются до глубины 2 м, ширина ледяных жил варьируется от 5 до 50 см. В последнем случае они представлены в виде ледяных прожилков толщиной 2–15 см (Паньшин, 1971).



Рис. 35. Полигональные формы рельефа в районе п. Баяндай.



Рис. 36 Полигональные формы рельефа на о. Ольхон.



Рис. 37. Сползание грунтов в районе Приольхонья.

Криогенное сползание грунтов.

На территории юга Восточной Сибири криогенное сползание относится к самому распространенному виду склоновой денудации и представляет собой разновидность пучения грунтов. Сущность этого процесса заключается в том, что вследствие промерзания глинистых грунтов последние выпучиваются перпендикулярно поверхности склона, а при оттаивании сползают вниз по склону. На склонах крутизной 5–7° суглинки с влажностью 40–50 % смещаются в среднем на 4 см в год (Войлошникова, 1967). Наиболее часто данные проявления встречаются на участках, относящихся к степным районам, типичными примерами являются Приольхонье и пределы Братского водохранилища (Рис. 37).

Криогенное сползание происходит без заметного нарушения поверхности и приводит только к деформации слоев. На некоторых участках такое сползание грунта при благоприятных условиях может перейти в солифлюкцию (Лещиков, 1978).

Солифлюкция.

Данному процессу принадлежит значительное место в смещении оттаивающих переувлажненных грунтов по склону. Солифлюкционные смещения распространены преимущественно на пологих склонах разной экспозиции, сложенных разнообразными по литологии грунтами. В среде склоновых процессов горных районов Восточной Сибири солифлюкция является одним из распространенных.

На территории Восточной Сибири встречаются, как реликтовые, так и современные формы рельефа. К реликтовым относятся натечно-структурные формы. Визуально они напоминают террасовидные площадки, достигающие нескольких сотен метров в длину, иногда – до 1–2 км. Площадь отдельных террас от 20 до 200 м², а в некоторых случаях до 400 м² (Лещиков, 1978). В Северном Прибайкалье солифлюкционные образования широко

распространены у подножия ледниковых отложений среднего плейстоцена и более поздних ледниковых комплексов, а также в пределах гольцового и предгольцового поясов, где грунты с поверхности представлены рыхлообломочным материалом с дисперсным заполнителем (Думитрашко, 1952; Ершов, 1989).

Натечно-структурные формы рельефа образуются не только в результате простого скольжения грунта по склону, но и потому, что в толще грунтовой массы под действием процессов пучения и просадок происходит перегруппировка частиц и прослоев. Их поверхность неровная, взбугренная, встречаются понижения, заполненные водой. В тыловой части террас часто наблюдаются трещины отрыва. Иногда поверхность солифлюкционных террас осложняется морозобойными трещинами. Наиболее часто натечно-структурные формы рельефа встречаются в горных районах Восточной Сибири. Кроме того, отдельными участками они развиты и на о. Ольхон в поле развития глинистых отложений неогена.

Солифлюкционные оползни и сплывы проявляются в виде оползневых цирков, солифлюкционных потоков, валов, гряд, бугров, западин, рытвин (Рис. 38). В результате длительного развития солифлюкционного процесса склон отступает и выполаживается. При этом кровля многолетнемерзлых грунтов обычно следует за рельефом поверхности склона, повторяя в общих чертах его контуры.



Рис. 38. Солифлюкционные формы рельефа на о. Ольхон.

В горных районах Восточной Сибири солифлюкционные сплывы и оползни иногда перерастают в небольшие склоновые сели. Сели такого типа образуются на склонах без растительного покрова крутизной более 20° со сравнительно большой мощностью рыхлых отложений. Движение грунта начинается при глубине протаивания 0.2–0.4 м. Минимальная влажность, при которой оттаявший слой может прийти в движение, зависит от состава грунтов и крутизны склона. Так, на склонах крутизной 30–32° оттаявший слой тяжелой супеси мощностью 0.20–0.25 м был устойчив при весовой влажности до 26–27 %. В талом слое отмечались только небольшие поперечные трещины и частичные смещения оттаявшей массы вниз по склону. При влажности грунта более 27–28 % оттаявший слой начинал течь. На склонах крутизной 20–22° аналогичные по составу грунты приходили в движение при весовой влажности более 70–80 % (Будз, 1968; Тржцинский, 1969).

В результате проявления солифлюкции и криогенного сползания грунтов на водораздельных склонах и у их подножий в уступах террас формируется делювиально-солифлюкционный тип отложений. Это интенсивно перемятые слои разного литологического состава и цвета со следами пластических деформаций. При грубом механическом составе солифлюкционных отложений формы пластического характера несколько затусованы. В этом случае резче проявляются сдвиговые и разрывные формы нарушений. Они обычно встречаются в сезоннопротаявшем слое, сложенном супесчаными грунтами с включением крупнозернистого песка, мелкой гальки, щебенки и дресвы (Лешиков, 1978; Лешиков, Шац, 1983).

Пучение грунтов.

Пучение грунтов проявляется на участках распространения глинистых или илистых грунтов. Величина пучения зависит от влажности грунтов и при прочих равных условиях возрастает с увеличением влажности. Активизация процессов пучения происходит в осенний период с промерзанием сезонномерзлого слоя и формированием линз льда. Рост бугров пучения продолжается в течение всего зимнего периода. Значительное льдонакопление связано с образованием сегрегационного льда, вследствие миграции влаги и передвижения воды из-за гидростатического давления, развивающегося в закрытых системах в период промерзания. В последнем случае пучение обусловлено внедрением инъекционного льда (Кудрявцев, 1978).

На границе южной геокриологической зоны распространены как миграционные, так и инъекционные бугры пучения. Первые развиваются в долинах небольших рек, у подножий склонов, на заболоченных участках, в обсыхающих озерных котловинах с неглубоким залеганием грунтовых вод. Наиболее интенсивное пучение наблюдается в долинах рек, падях, распадках, на данных участках существуют оптимальные условия для развития процессов данного типа. На болотных массивах сезонные бугры пучения достигают 30–40 см в высоту и 1–4 м в диаметре, таким образом, формируя бугристо-западинный микрорельеф.



Рис. 39. Деградирующий гидролакколит вблизи п. Черноруд (фото Е.А. Козыревой).

Бугры пучения в плане имеют овальную форму. Размеры по основанию колеблются в широких пределах: длина составляет от 10 до 50 м, ширина – от 10 до 20 м, высота – от 1 до 8 м. Внутри бугров, как правило, залегает подземный лед либо в виде мощных линз, либо в переслаивании с грунтом. В последнем случае влажность льдонасыщенного грунта достигает 70–75 %. Лед не только цементирует грунты, но и образует мелкие, вытянутые горизонтально линзы и прослойки толщиной от 1.0 мм до 2.5 см (Пальшин, 1968). Деградация многолетнемерзлых грунтов приводит к интенсивному разрушению бугров пучения (Рис. 39).

Многолетнемерзлые бугры пучения инъекционного типа встречаются только в местах развития многолетнемерзлых грунтов. Они приурочены в основном к межгорным впадинам днищам широких погребенных долин, сложенных глинистыми грунтами. Мощная толща дисперсных отложений является одним из главных условий в образовании и развитии бугров пучения. Расположение бугров пучения в основном хаотичное, иногда наблюдается серия бугров, вытянутых в одном направлении. Нередко участки между буграми заболочены. В южной зоне многолетнемерзлых грунтов характерно совместное нахождение бугров и термокарстовых озер, последние даже ускоряют разрушение бугров пучения (Васильчук и др., 2015; Лещиков, 1978).

Примером могут послужить бугры пучения, развивающихся в районе южной криолитозоны, являются бугры, встречающиеся на Окинском плоскогорье. Бугры пучения имеют различные размеры и хаотичное расположение в долине р. Сенца (Рис. 40). В основном они приурочены к области распространения суглинистых озерных отложений в зоне подпора с неоднократным внедрением вод подруслового и пойменного водоносных горизонтов, которые гидравлически связаны с речными водами. Линзы чистого льда мощностью 40 см на различных глубинах образовались в результате наиболее мощных напорных инъекций воды, что привело к дополнительному росту бугров пучения – это подтвердилось минерализацией расплавов льда (Алексеев и др., 2016; Васильчук и др., 2015).



Рис. 40. Бугор пучения в долине р. Сенца.

В последние десятилетия с ростом среднегодовой температуры воздуха в долине р. Сенца происходит активное разрушение бугров пучения, сопровождающееся формированием небольших и крупных термокарстовых озер и значительным ежегодным отступанием бровки надпойменной террасы в результате термоэрозии (Алексеев и др., 2016).

Термокарст.

Развитие термокарста на территории юга Восточной Сибири связано с изменением условий теплообмена в сезонноталом слое, а также в верхних горизонтах многолетнемерзлых грунтов. Немаловажную роль в образовании термокарстовых озер сыграла хозяйственная деятельность человека: вырубка леса, распашка земель, мелиоративные работы, пожары и т. д., что послужило триггером для активизации процессов термокарстообразования.

На юге Восточной Сибири термокарст занимает одно из ведущих мест среди мерзлотных процессов. В наибольшей степени термокарстом охвачены участки в Приольхонье и Тункинской котловине. Многолетнемерзлые грунты распространены в долинах рек, падях, распадках, впадинах, у подножий северных склонов и на заболоченных участках. Их неустойчивое термическое состояние способствует проявлению термокарстовых образований, преимущественно в озерных, аллювиальных и болотных сильно льдистых супесчан-суглинистых отложениях со слоистой сетчатой криогенной текстурой (Ершов, 1960; Лещиков, 1978). Довольно широко этот процесс развит в верхних отрезках отрогов и в пределах каров (Думитрашко, 1952).



Рис. 41. Термокарстовое озеро в долине р. Сенца.

Термокарстовые озера в плане обычно круглые либо овальные, порой формируют более сложные структуры, по краям обрамленные буграми пучения. Их ширина колеблется от 10–20 до 150–200 м и более, а глубина – от 0.5 до 3.0 м (Пальшин, 1968). Ярким примером проявления термокарста могут служить термокарстовые озера, расположенные в пределах Окинского плоскогорья в долине р. Сенца (Рис. 41).

Степень развития термокарста и формы рельефа зависит от состава грунтов, их льдистости и т. д. В развитии термокарста на территории юга Восточной Сибири наблюдается определенная стадийность. На первой стадии формируются небольшие понижения в виде воронок, западин, ложбин и пр. На второй – отмечается массовое развитие термокарстовых форм как по площади, так и по глубине. Размеры их форм от 1.5 до 50.0 м в ширину и 1.5–2.5 м в глубину. Это связано с деградацией многолетнемерзлых грунтов и увеличением глубины протаивания. На третьей стадии расширение озер происходит интенсивнее: разрушается берег, обращенный на юг, происходит термообразия берега, образуются крутые обрывы в результате обрушения и проседания отдельных блоков. Четвертая стадия характеризуется затуханием процессов термокарстообразования: озера высыхают, на их месте появляется кочкарник, заболоченные участки и понижения, мочажины, а иногда формируются бугры пучения. Для территории Восточной Сибири характерно высыхание и зарастание существующих термокарстовых озер, связанное с изменением климата (Лещиков, 1978; Лещиков, Шац, 1983).

Наледеобразование.

Наледами называют плоско-выпуклые ледяные тела, формирующиеся в результате многократного изливания подземных, речных или озерных вод на поверхность и их послойного замерзания (Кудрявцев и др., 1978). Формирование наледей обусловлено этапами промерзания и

оттаивания грунтов. В районах с глубоким промерзанием грунтов водоупорным основанием служат водонепроницаемые или многолетнемерзлые грунты, которые в период замерзания сезонноталого слоя, становятся водоупором. Это создает благоприятные условия для развития наледей за счет речных и подземных вод. Все надели на рассматриваемой территории, имеют сезонный характер распространения. Наледи генетически подразделяются на речные, грунтовые и ключевые (Пальшин, 1968).

Наиболее распространены речные наледы, которые составляют 40–50 % от всех встречающихся. Вторыми по распространенности являются ключевые наледы, достигающие 30 % от общего числа, а все остальные, в том числе и грунтовые, имеют подчиненное положение. До 86 % наледей появляется регулярно в течение зимнего периода с различной интенсивностью. Объемы и площади распространения наледей в разные годы не одинаковы и изменяются от нескольких десятков до сотни тысяч квадратных километров. Наибольшие размеры имеют ключевые и речные наледы, максимальный размер этих наледей достигает 2–7 тыс. м², но формируются они в период особо суровых зим; грунтовые наледы характеризуются малыми и средними размерами. Мощность ключевых и речных наледей варьируется в пределах 4–5 м, грунтовых – до 1.0–1.5 м (Ершов, 1989; Лещиков, 1978).

В горных районах юга Восточной Сибири температура воздуха и снежный покров являются ведущими факторами наледеобразования (Беркин, 1964). Например, на южном побережье Байкала речные наледы развиты слабее и их число меньше, так как мощность снега в долинах рек достигает 1.8–2.0 м. На северо-западном побережье, где мощность снега составляет всего 0.5–0.6 м, речные наледы распространены широко, а толщина льда может достигать 4–5 м. На южном побережье Байкала распространены грунтовые и ключевые наледы. В горных районах Восточной Сибири наледы являются важным фактором денудации. В ходе наледной абразии происходит расширение долин, меняется морфология их склонов и продольного профиля, изменяя ландшафт долины (Лещиков, 1978; Лещиков, Шац, 1983).

Многие экзогенные геологические процессы, связанные с многолетнемерзлыми грунтами, протекают в пределах деятельного слоя, активно взаимодействующего с внешними факторами. Значительное влияние на активизацию этих процессов оказывает изменение климата. Температура занимает ключевое место в термодинамическом режиме грунтов, а изменчивость температуры может послужить триггером к развитию различных мерзлотных экзогенных геологических процессов на территории юга Восточной Сибири. Воздействие температуры воздуха на сезонноталый и сезонномерзлый слой играет важнейшую роль в развитии этих процессов и их проявлении на поверхности.

6.2. Развитие экзогенных геологических процессов под влиянием сезонных изменений температуры грунтов (на примере о. Ольхон)

Как отмечалось выше, температурные колебания в пределах сезонномерзлого и сезонноталого слоя являются важным критерием развития экзогенных геологических процессов. В основном это касается экзогенных процессов, развивающихся на участках высокотемпературных многолетнемерзлых грунтов, – они напрямую зависят от колебания температуры, и глубины протаивания, а также остро реагируют на изменение внешних условий. Особенно восприимчивы к температурным колебаниям высокотемпературные многолетнемерзлые грунты, которые имеют незначительную отрицательную температуру в пределах от -0.1 до -0.5 °C, поэтому являются наиболее уязвимыми. Как уже описывалось ранее, данный тип многолетнемерзлых грунтов имеет широкое распространение на территории юга Восточной Сибири.

Сезонное промерзание грунтов также влияет на развитие различных экзогенных геологических процессов. Такие процессы, как выветривание, эрозия, абразия, суффозия, оползни и пр. во многом зависят от глубины промерзания. Особенно это ярко выражено на участках глубокого сезонного промерзания. Здесь промерзание может способствовать как активизации, так и ограничению развития экзогенных геологических процессов. Процесс промерзания можно наблюдать в холодный период, особенно во влагонасыщенных грунтах. В период промерзания частицы грунта цементируются льдом, что обеспечивает затухание различных геодинамических процессов, однако, такое ограничение является временным. В целом влияние глубокого сезонного промерзания грунтов скорее способствует активному развитию экзогенных геологических процессов и придает им специфические черты.

В сравнении с глубоким сезонным промерзанием в зимний период, значительное влияние оказывают современные изменения температуры воздуха в летний период, особенно на участках многолетнемерзлых грунтов. Восточная Сибирь, как уже отмечалось, относится к южной области распространения многолетнемерзлых грунтов, а это значит, что оттепляющее воздействие на границе многолетнемерзлых грунтов в течение теплого периода столь же велико, как и охлаждение грунтов в зимний период. Согласно данным В.А. Кудрявцева, в областях с нулевым градиентом среднегодовой температуры глубина сезонного промерзания сопоставима с глубиной протаивания (Кудрявцев и др., 1978). На участках с многолетнемерзлыми грунтами глубина протаивания столь же велика, как и глубина промерзания на участках без мерзлоты.



Рис. 42. Оползневые участки на западном побережье о. Ольхон.

Исследования проводились на западном побережье о. Ольхон, на участке, расположенном северо-восточнее п. Харанцы между мысами Харанцы и Харалдай. Объектом исследования являлись оползневые участки разной степени активности (Рис. 42). На начало исследования все оползневые участки проявляли активность: в их пределах отмечались новые разрывы грунтовой толщи, из-под оползневого тела сочилась вода и формировались новые натечно-структурные формы рельефа. Наивысшая активность оползневых процессов на данной территории отмечалась в начале 60-х г. Развитие оползней напрямую было связано с оттаиванием многолетнемерзлых грунтов, но скорость развития не была большой, поэтому данные оползни отнесли к типу медленных пластических течений сезонноталого слоя (Пальшин, 1968).

Различные исследователи отмечали развитие оползней и сплывов в заливах северо-западного побережья о. Ольхон, которые проявлялись в виде оползневых цирков, широко распространенных вдоль побережья оз. Байкал (Логачев и др., 1964; Пальшин, 1968; Лещиков и др., 1984, Козырева и др., 2014). Несмотря на то, что триггером для активизации оползневых процессов была подрезка берегового уступа, также не стоит пренебрегать влиянием других внешних факторов, которые оказывали значительное воздействие на динамику оползней и продолжительность их активности. Динамичность процесса связана с периодами промерзания – протаивания многолетнемерзлых грунтов в области годовых теплооборотов, которые напрямую зависят от изменения климатических условий и внешних локальных факторов.

В геокриологическом отношении о. Ольхон можно разделить на две части: северо-западная относится к области редкоостровного распространения многолетнемерзлых грунтов, а юго-восточная имеет островное распространение многолетнемерзлых грунтов. Для первой области характерен степной ландшафт с небольшими лесными массивами, представленными в основном хвойной растительностью. Мерзлыми грунтами представлены рыхлые отложения, они распространены в основном по долинам рек и на заболоченных участках. Температура грунтов находится в интервале от -0.1 до -0.2 °C. Мощность грунтов достигает 30 м. Территория второй области покрыта крупными хвойными лесными массивами, главным образом преобладающими на северном склоне горного хребта, что служит охлаждающим фактором для формирования многолетнемерзлых грунтов. Как правило, на данной территории мерзлыми являются коренные породы верхней части выветрелой зоны. Температура мерзлых грунтов колеблется в пределах от -0.2 до -0.5 °C (Лещиков, 1978; Хименков, 2015). В соответствии с опубликованными данными, верхняя граница многолетнемерзлых грунтов начинается на глубине 3.0 м, залегая на заторфованных участках мощностью 0.5–1.0 м (Кудрявцев и др., 1978; Пальшин, 1968).

Многолетнемерзлые грунты на о. Ольхон отличаются незначительной отрицательной температурой, что делает их уязвимыми к изменениям внешней среды и позволяет в полной мере оценить влияние современных климатических изменений в пределах южной геокриологической зоны. Для участков многолетнемерзлых грунтов, где температура воздуха возрастает, а глубина протаивания увеличивается, при определенных условиях характерна активизация мерзлотных процессов, связанных с деградацией многолетнемерзлых грунтов. Так, еще 1984 г. Ф.Н. Лещиков отмечал, что формирование солифлюкционных сплывов и пластичного течения грунтов во многом связаны с повышением температуры воздуха (Лещиков, 1978; Лещиков, Шац, 1983; Пальшин, 1959).

Протаивание грунтов на территории о. Ольхон начинается в первой половине апреля, иногда в конце марта, вслед за уходом снежного покрова и перехода значения температуры атмосферного воздуха через отметку 0 °C. Положительная температура устанавливается на период 3–4 месяца. В июле – августе отмечается максимальная скорость протаивания, когда грунт достаточно прогрет. Замерзание происходит в конце октября – начале ноября в момент перехода значения температуры атмосферного воздуха через отметку 0 °C. Наибольшей величины промерзание достигает в конце марта – начале апреля. Весь процесс продолжается около 7–8 месяцев.

С целью определения влияния современных климатических изменений на развитие оползневых процессов на о. Ольхон, были пробурены скважины и организована ключевая мониторинговая площадка (Рис. 43).

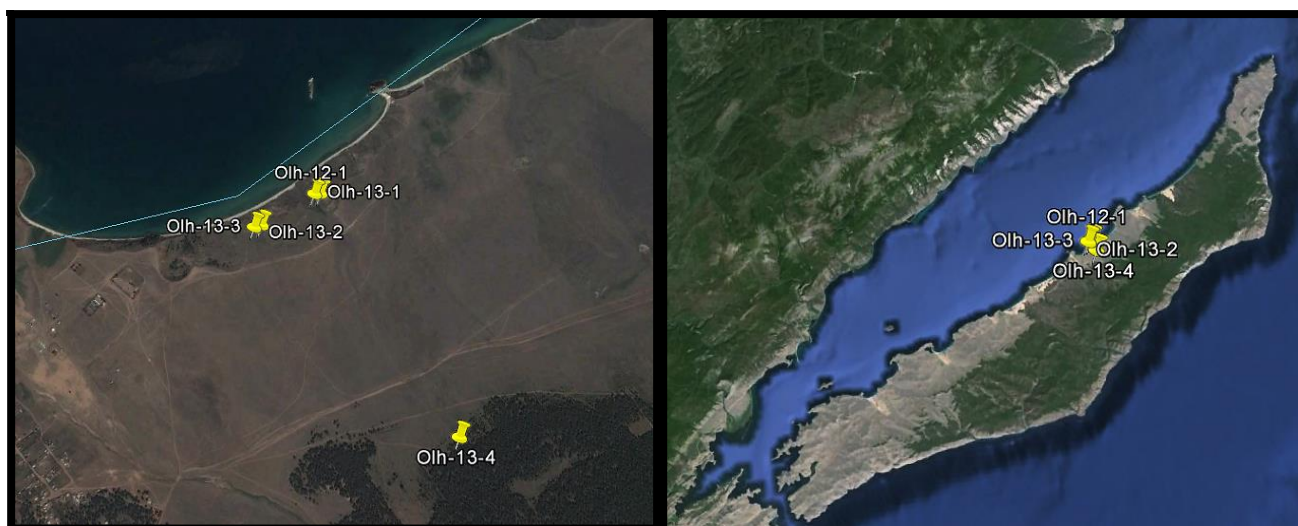


Рис. 43. Расположение скважин вблизи п. Харанцы на о. Ольхон.

Таблица 6

Описание мониторинговых участков развития солифлюкционных оползней

№	Наименование	Метод измерения	Глубина, м	Геология	Топография	Растительность
1	Olh-12-1	НОВО U12	3.6	Суглинок	Сев.-восточный склон	Травянистая, степь
2	Olh-13-1	НОВО Pro V2	8.0	Суглинок, глина	Сев.-восточный склон, выровнен	Травянистая, кочкарник, заболоченность
3	Olh-13-2	НОВО U12	9.0	Суглинок, глина	Сев.-восточный склон, котловина оползня	Травянистая, степь
4	Olh-13-3	НОВО U12	15.0	Суглинок, супесь, глина	Сев.-восточный склон	Травянистая, степь
5	Olh-13-4	НОВО Pro V2	3.5	Супесь, песок	Выровненный участок	Хвойный лес

Бурение скважин осуществлялось в 2012–2013 гг., организована одна горная выработка (Olh-12-1) и пробурено четыре скважины (Olh-13-1, Olh-13-2, Olh-13-3, Olh-13-4) с разной глубиной заложения, которые подготовлены для последующей установки температурных датчиков (Таблица 6). Также в пределах территории исследования осуществлялись мониторинговые наблюдения за температурой атмосферного воздуха.

Оползневой участок–I.

На начало исследования являлся одним из активных участков. К моменту организации мониторингового участка деформация поверхности наблюдалась только в период снеготаяния, когда влажность грунтов увеличивалась и создавались благоприятные условия для вязко-пластичного течения грунта. В пределах оползневой участка–I, были пробурены две скважины: Olh-13-2 на выровненной поверхности в котловине оползня; Olh-13-3 на северо-восточном склоне в бортовой части оползня, которая не деформирована (Рис. 44).

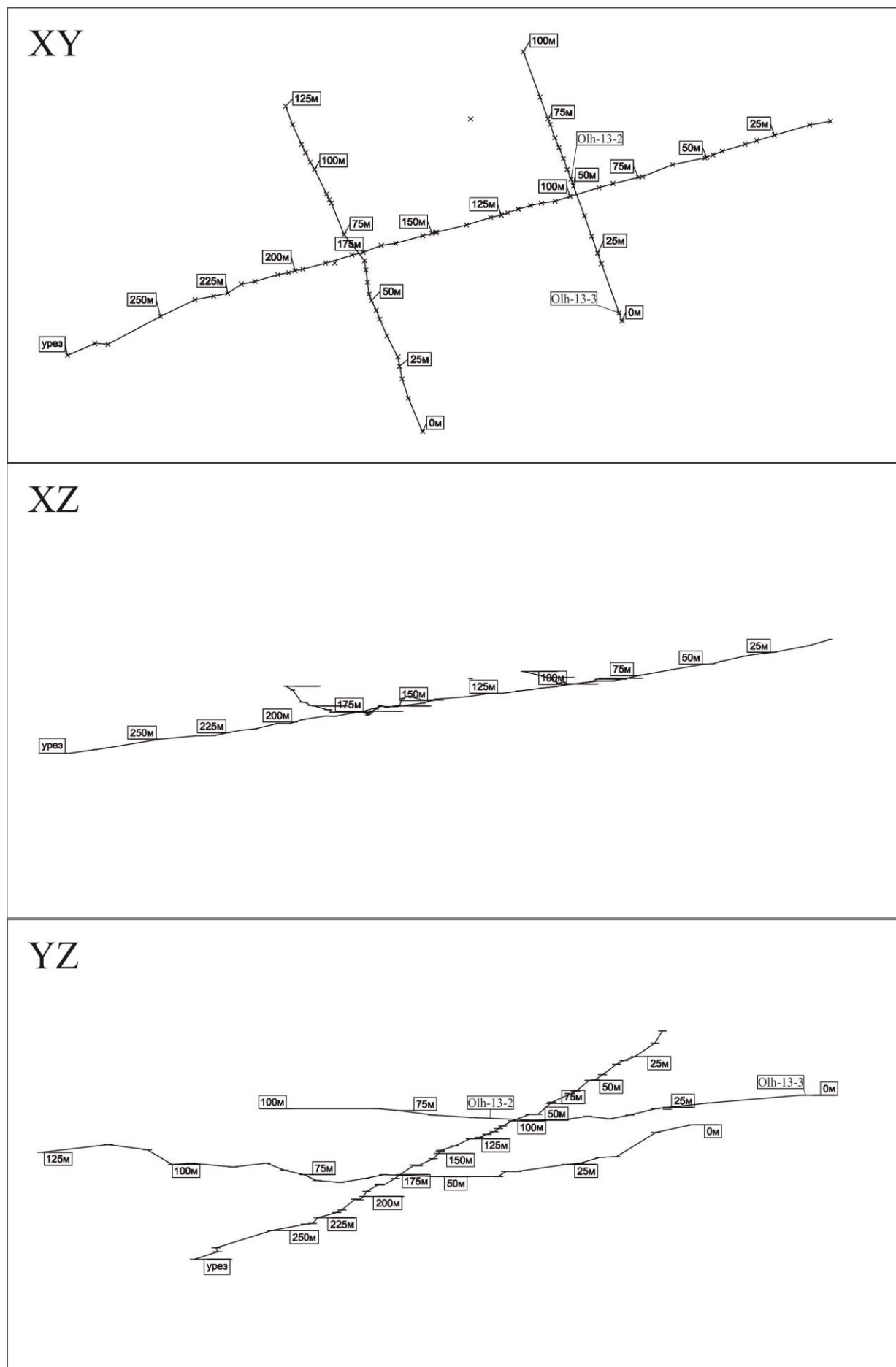


Рис. 44. Оползневой участок–I.

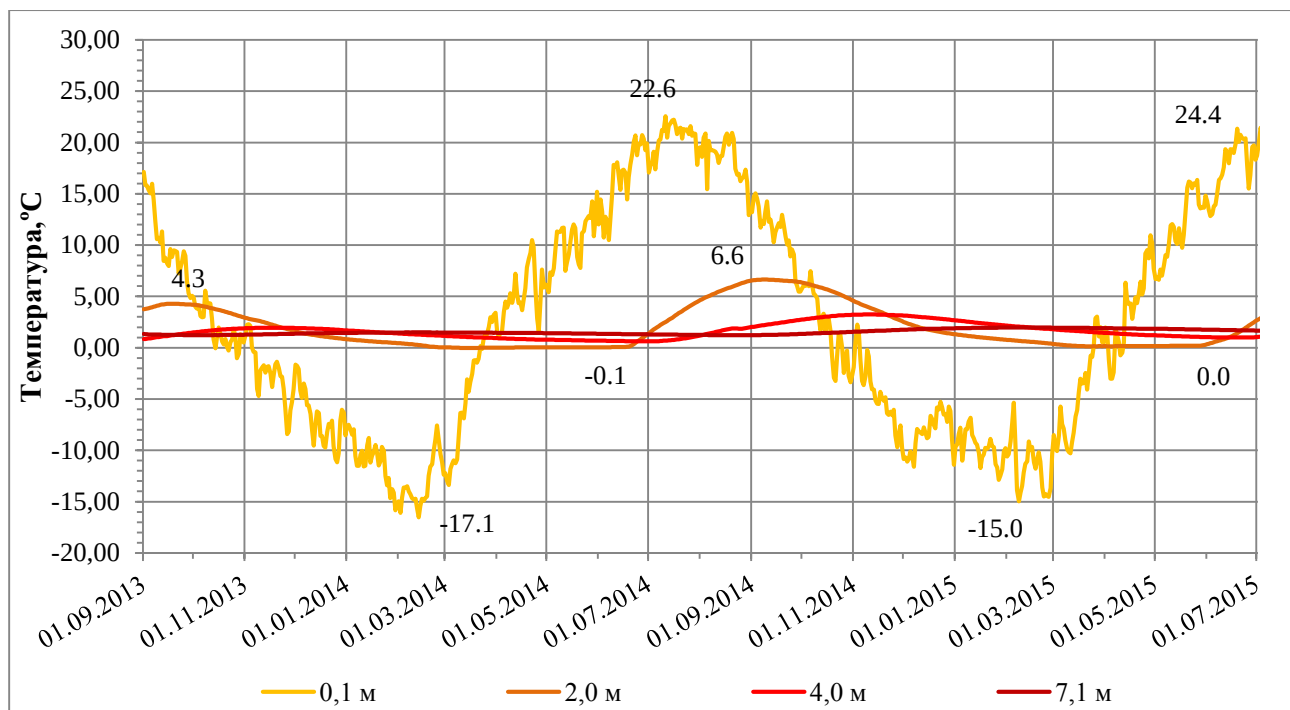


Рис. 45. Изменение температуры в грунтовой толще на оползневом участке –I (Olh-13-2).

В период исследования с 2012 по 2016 г. в пределах оползневого участка–I отмечалось снижение оползневой активности и затухание процесса. Было зафиксировано отсутствие образования новых форм вязко-пластичного течения и разрывов поверхности, а также обводненные участки подверглись осушению. Затухание процесса напрямую связано с изменением температурного режима, и произошедшей деградацией мерзлых грунтов в массиве.

Смещение оползневых масс не фиксировалось в 2013 г., даже в период снеготаяния, когда влажность грунтов повышалась и создавались приемлемые условия для развития оползневых процессов. Это связано с отсутствием обильных осадков, малой влагонасыщенностью грунтов, а также с незначительной глубиной промерзания грунтов на этом участке, которая не превышает 2.0 м (см. гл. 4.3.). При этом среднегодовая температура на глубине 0.1 м составляет 2.3 °C, что не способствует развитию многолетнемерзлых грунтов в пределах данного участка.

Температура грунтов ниже глубины сезонного промерзания в пределах оползневого участка–I имеет положительный градиент (Рис. 45). Так, в 2013 г. на глубине 4.0 м среднегодовая температура грунтов составила 1.14 °C, а годовое колебание температуры изменялось от 0.6 до 2.0 °C. На глубине 7.1 м среднегодовая температура также остается положительной – 1.4 °C, а диапазон колебаний не превышает 0.3 °C. В обеих скважинах, оползневого участка–I, температура грунтов ниже глубины сезонного промерзания имеет положительный градиент, а это указывает на отсутствие многолетнемерзлых грунтов в пределах оползневого участка–I уже в 2013 г. Поэтому в данном случае затухание оползневых процессов является закономерным.

Оползневой участок–II.

Является активным оползневым участком на исследуемой территории. Деформация поверхности отмечалась как в период снеготаяния, когда влажность грунтов увеличивалась и создавались благоприятные условия для вязко-пластичного течения грунта, так и в осенний период, когда происходило максимальное протаивание грунтов. В пределах оползневого участка–II были организованы пункты наблюдения за температурой грунтов (Рис. 46). Olh-12-1 располагается на выровненной поверхности северо-восточного склона в бортовой части оползня, Olh-13-1 – на выровненной поверхности заболоченного участка в пределах оползневой котловины.

В период исследования оползневой участок–II проявлял периодичную активность, что, в первую очередь, связано с температурным режимом грунтов на данном участке. Оползневой участок–II расположен на склоне, сложенном кайнозойскими переслаивающимися суглинисто-супесчаными рыхлыми отложениями с включениями песка и щебня (Приложения 1–4). Склон поражен оползневыми процессами, приводящими к смятию, перемешиванию и деформациям грунтовых толщ. По литологическому разрезу грунты неоднородны и обладают различными в основном невысокими прочностными показателями. Гидрогеологическая ситуация на участке сложная: отмечаются локальные выходы грунтовых вод в виде мочажин и заболоченностей.

С августа 2012 г. по декабрь 2014 г. получены данные температурного режима и построены графики, отображающие состояние грунтов этого периода (Рис. 47). В цикле годовых теплооборотов выделяют два полных полупериода нагревания и два полных полупериода охлаждения грунтов. Температура грунтов имеет значительные амплитуды колебаний – на глубине 0.6 м она изменяется от 14.9 до –11.8 °С, на глубине 1.0 м – от 8.8 до –7.1 °С, на отметке 1.6 м температура варьируется от 5.0 до –3.8 °С.

В момент нагревания грунты получают больше тепла, чем теряют при охлаждении, что отмечено на глубине 0.6 м. Среднегодовое значение температуры в 2013–2014 гг. в пределах оползневого участка–II составило 1.9 °С. Положительная температура превалирует над отрицательной на всем протяжении деятельного слоя. Ситуация меняется лишь на глубине 3.6 м, где в период наблюдений отмечена постоянная отрицательная температура была –0.1 °С. Температурный датчик на оползневом участке наблюдения был установлен ниже границы протаивания. По данным Ф.Н. Лещикова, опубликованным в 1984 г., глубина сезонного протаивания на Ольхоне варьируется в диапазоне 2.5–3.0 м (Лещиков и др., 1984). Хотя температура на данной отметке отличалась стабильностью, в период наблюдений отмечались и кратковременные переходы от отрицательных значений к положительным. Такое распределение температуры указывает на значительную глубину протаивания, которая при высоких значениях температуры в летний период достигает 3.6 м (Рис. 47).

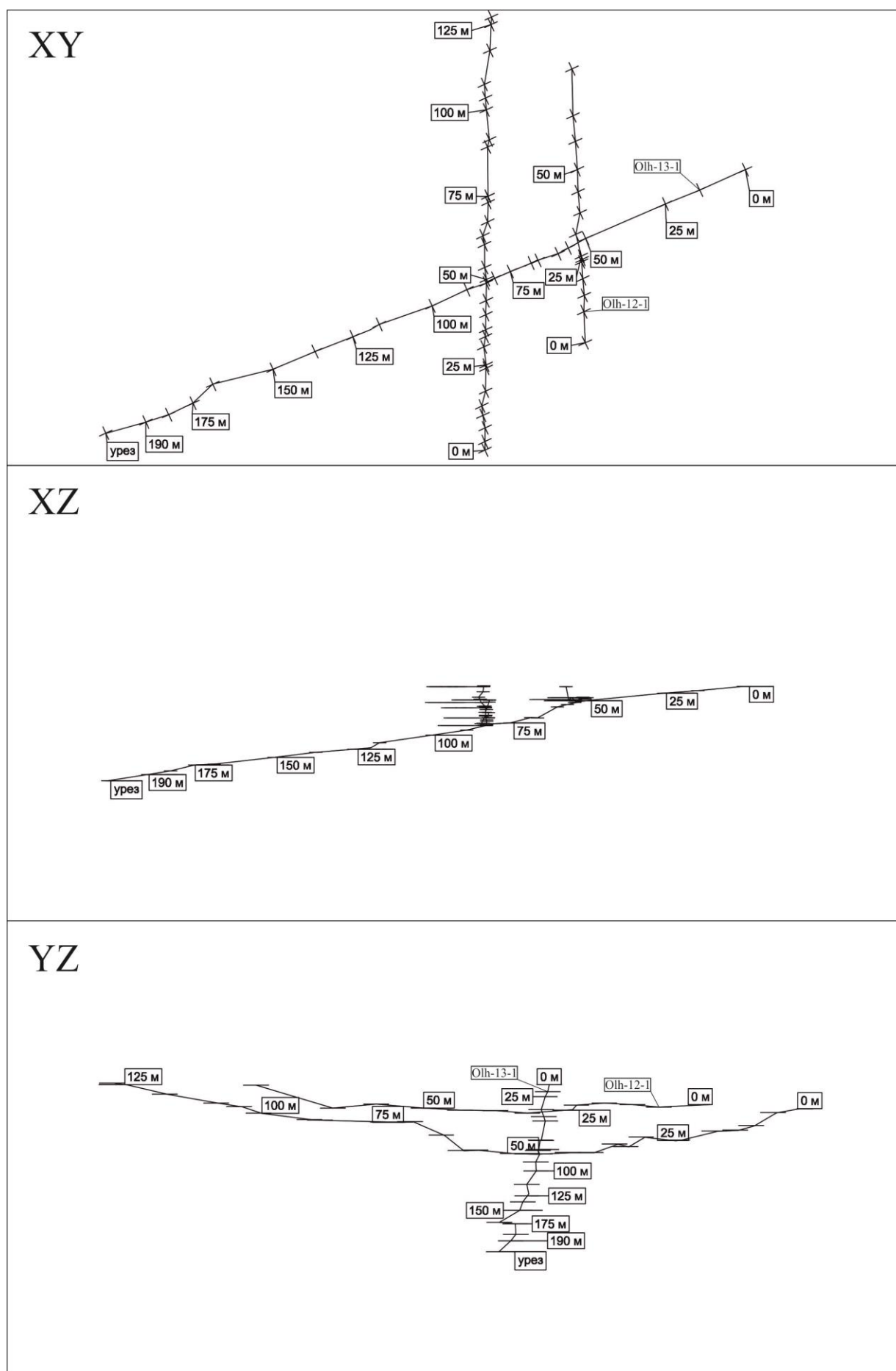


Рис. 46. Оползневой участок—II.

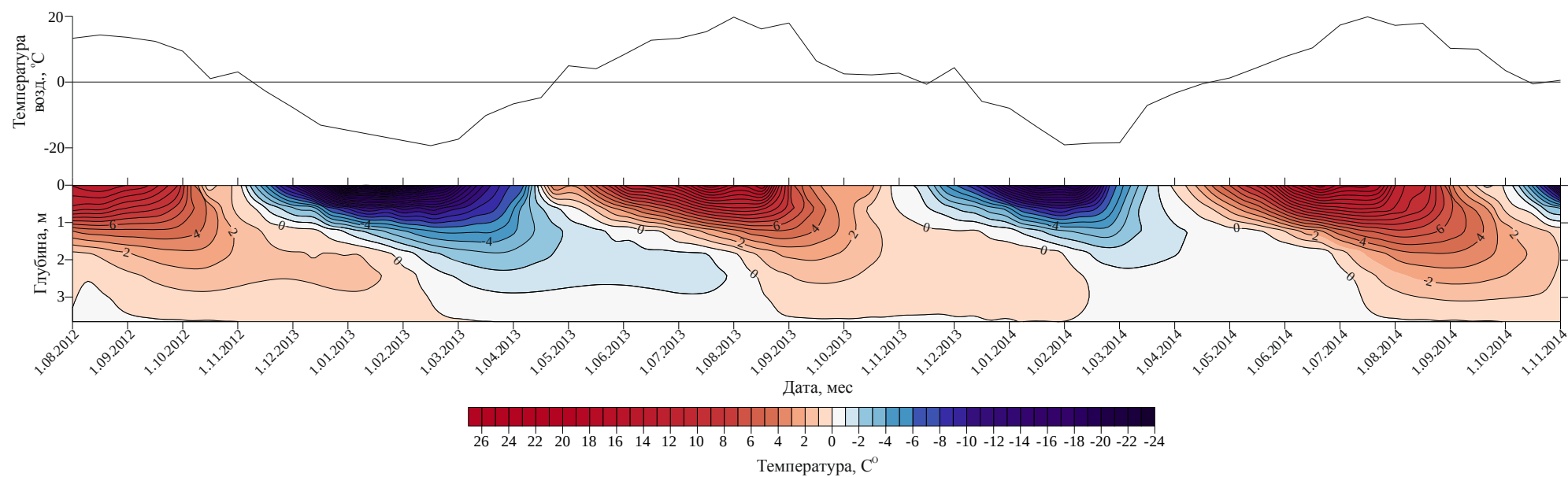


Рис. 47. Термоизоплеты грунта за период с сентября 2012 г. по август 2015 г., по данным температурных датчиков, установленных на площадке распространения многолетнемерзлых грунтов в естественных условиях (о. Ольхон).

При изучении мерзлотных условий оползневого участка–II важной характеристикой является сдвиг фазы годового хода (запаздывание) температуры. По материалам А.Б. Шерстюкова, значения запаздывания в Восточной Сибири в интервале от 0.8 до 1.6 м изменяются в диапазоне от 19–25 суток и более, а для интервала от 0.8 до 3.2 м запаздывание составляет 60–80 суток. Также автор отмечает, что наибольшее запаздывание температурного потока на глубину наблюдается на территории, занятой преимущественно многолетнемерзлыми грунтами (Шерстюков, 2010). В пределах оползневого участка–II данное условие соблюдается, что указывает на присутствие подстилающих многолетнемерзлых грунтов. Многолетнемерзлые грунты в значительной мере определяют специфику температурного режима грунтов сезонноталого слоя. Годовые амплитуды температуры грунта характеризуются небольшими значениями. На участках с многолетнемерзлыми грунтами происходит резкое падение температуры грунта с глубиной (Лещиков, 1978). Также в пределах оползневого участка–II, отмечается значительное понижение температуры с глубиной.

Запаздывание отмечается на границе перехода через нулевое значение от положительной температуры к отрицательной. На графике (Рис. 48) переход через 0 °С на глубине 0.6 м происходит в начале октября, на глубине 1.0 м данная температура устанавливается в начале ноября, а на глубине 1.6 м температура изменила свой знак с положительного на отрицательный только во второй половине января. Очевидно, что с увеличением глубины увеличивается и время проникновения температурного потока. Так, для преодоления температурным потоком интервала глубин от 0.6 до 1.0 м в среднем затрачивается 30–40 суток, от 1.0 до 1.6 м – составил 50–60 суток и на глубине от 1.6 до 3.6 м переход от положительной температуры к отрицательной происходит через 60–70 суток. Такое значительное запаздывание указывает на постепенное протаивание грунтов на данном участке, что и определяет активизацию оползневых процессов на оползневом участке–II.

Как отмечалось выше, протаивание грунтов в пределах мониторингового участка происходит во второй половине апреля, к концу мая грунты протаивают до отметки 0.6 м, вследствие чего происходит смещение оттаявших блоков по мерзлым грунтам. Это связано, в первую очередь, с тем, что в весенний период влажность грунтов в верхней части литологического разреза повышается за счет снеготаяния. В летний период происходит затухание процесса, т.к. с повышением температуры воздуха происходит быстрое испарение влаги с поверхности. Активизация оползневых процессов возобновляется в осенний период, когда температура воздуха снижается, а глубина протаивания достигает своей максимальной отметки.

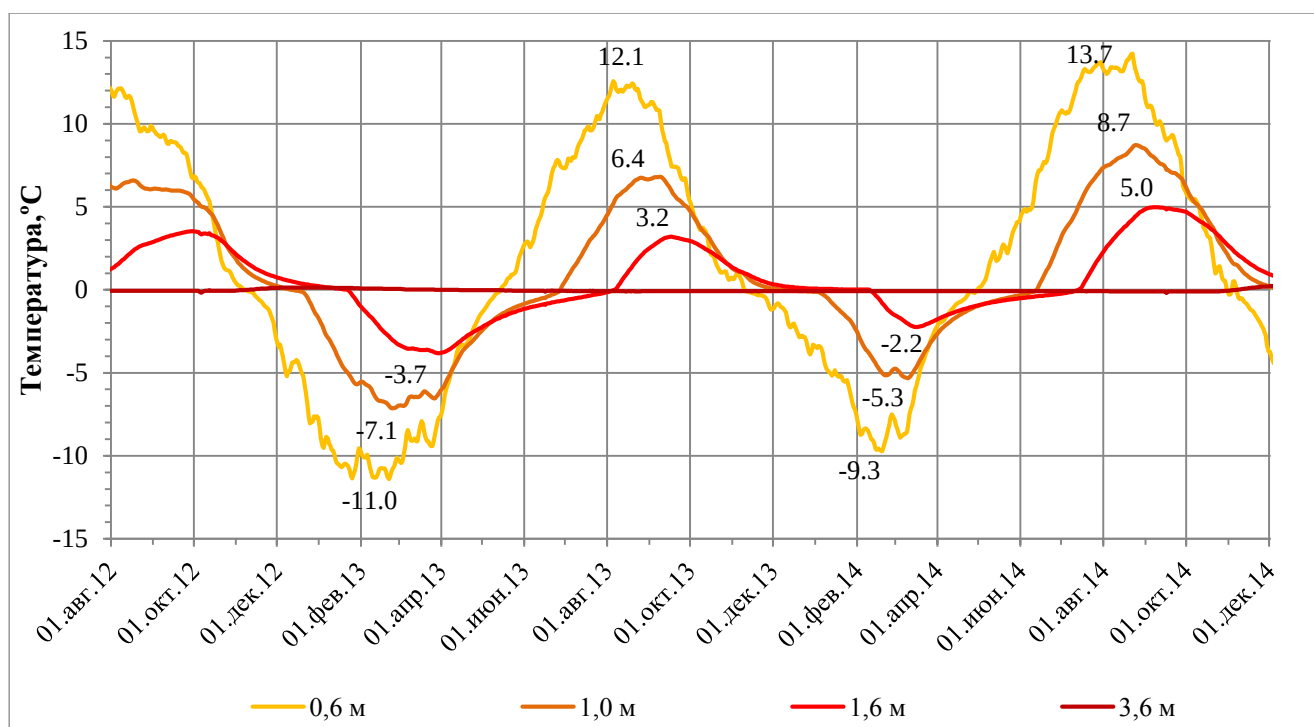


Рис. 48. Изменение температуры в грунтовой толще на оползневом участке.

Это соответствует данным 80-х г., которые указывают на то, что в весенний период грунты сезонноталого слоя переувлажнены за счет вытаивания ледяных включений и просачивания талых вод с поверхности. Мощность протаявших грунтов составляет от 0.3 до 0.5 м. В летний период, когда атмосферные осадки в степных районах незначительны, влажность грунтов не превышает пределов раскатывания, смещения грунта в этот период прекращаются. К началу осени количество атмосферных осадков увеличивается, что создает условия для активизации вязко-пластичных течений, но уже на глубинах 1.0–1.5 м (Лещиков и др., 1984).

Процесс сезонного протаивания крупнодисперсных почв в теплофизическом отношении во многом идентичен их сезонному промерзанию. Специфика сезонного протаивания мелкодисперсных толщ заключается в том, что температура подстилающей мерзлой толщи с глубиной понижается, поэтому влага из сезоннопротаивающего слоя может мигрировать вниз в зону протаивания и мерзлую толщу (Павлов, 1979), что приводит к увеличению влажности на границе сезонноталого слоя и мерзлых грунтов.

На мониторинговых участках отобраны грунты для определения их природной влажности. Практически во всех скважинах отмечается значительное увеличение влажности глубиной. К примеру, влажность грунтов в скважинах Olh-13-2 и Olh-13-3 на глубине 1.0 м составляет всего 4.5 и 6.3 %, но уже на отметке 4.0 и 5.0 м влажность возрастает до 29.2 и 27.0 %, соответственно (Таблица 7).

Влажность грунтов на мониторинговых участках развития солифлюкционных оползней

№ образца	Глубина, м	W, %	№ образца	Глубина, м	W, %
Olh-13-1			Olh-13-3		
№ 1	0.3	37.0	№ 12	1.0	6.3
№ 2	1.5	27.4	№ 13	2.0	24.8
№ 3	2.5	30.9	№ 14	5.0	27.0
№ 4	5.0	23.4	№ 15	7.0	28.9
№ 5	7.0	41.7	№ 16	9.0	26.7
№ 6	8.0	37.4	№ 17	11.0	48.2
Olh-13-2			№ 18	15.0	37.0
			Olh-13-4		
№ 7	1.0	4.5	№ 19	0.8	1.2
№ 8	2.0	6.6	№ 20	1.5	3.3
№ 9	4.0	29.2	№ 21	2.5	3.7
№ 10	7.0	37.9	№ 22	3.0	4.1
№ 11	9.0	38.7	№ 23	3.5	4.7

Исключение составила лишь скважина Olh-13-1, которая была установлена в условиях высокой влажности на кочкарнике в пределах активного оползневого участка–II. Влажность грунтов в скважине Olh-13-1 на протяжении всего изученного разреза оставалась примерно одинаковой и изменялась в пределах от 23.4 до 41.7 % (Таблица 7). Стоит отметить, что скважина Olh-13-1 пробурена на участке распространения многолетнемерзлых грунтов (см. гл. 5.2.) и, за счет миграции влаги, влажность в Olh-13-1 выше, чем в остальных скважинах. Миграция влаги создает дополнительные условия для развития оползневых процессов, а перенасыщение ведет к активизации процесса.

Положительный тренд температуры воздуха в совокупности с глубоким протаиванием многолетнемерзлых грунтов, миграцией влаги и невысокими прочностными характеристиками грунтов в пределах оползневого участка–II, приводят к активизации солифлюкционных оползневых процессов на о. Ольхон. Температура определяет физическое состояние грунтов, что, в свою очередь, предопределяет фазы и циклы оползневой активности. Переувлажненные грунты до глубины 0.6 м в период с мая по июнь способны к движению и проявляют оползневую активность по еще не протаявшему сезонноталому слою. В этот временной период формируются поверхностные оползни, соразмерные зоне протаивания грунтов. Более глубокие деформации, мощности смещения которых более 1.5–2.0 м, возникают в осенний период в сентябре–октябре. В этом случае запускаются более сложные механизмы смещений. Распределение температурного режима грунтов в годовом цикле и анализ температурных кривых позволяют определить и спрогнозировать временные периоды и наиболее вероятные виды деформаций при активизации склоновых процессов.

Выводы к главе:

1. Развитие солифлюкционных оползневых процессов на о. Ольхон напрямую связано с деградацией многолетнемерзлых грунтов. В пределах исследуемого района активным является оползневой участок–II, на котором подстилающие грунты имеют отрицательные значения температуры. Во время исследования на оползневом участке–I происходит затухание оползневых процессов и температура грунтов ниже уровня сезонного промерзания в течение 2013–2016 гг. остается положительной.

2. Активизация оползневых процессов в пределах оползневого участка–II зависит от термодинамического режима грунтов и глубины протаивания. В зимний период грунты находятся в стабильном мерзлом состоянии, но в момент протаивания происходит переувлажнение верхней части грунтового массива и с мая по июнь происходит сползание слоев мощностью до 0.5 м. В летний период смещение оползневых масс приостанавливается и возобновляется уже в сентябре–октябре в момент максимального протаивания, когда запускаются процессы более глубоких смещений.

Заключение

Положительно направленный тренд температуры атмосферного воздуха повлечет за собой изменение и температурного режима грунтов. Для юга Восточной Сибири характерно повышение температуры до 1.5–2.5 °С. При этом такое повышение температуры происходит в холодный период. В настоящее время с начала XX столетия отмечается переход среднегодового градиента температуры воздуха с отрицательного на положительный.

Повышение температуры атмосферного воздуха приводит к изменению температурного режима грунтов. В талых грунтах во всех скважинах отмечается рост положительного градиента температуры и сокращение периода промерзания, вследствие чего уменьшается мощность сезонномерзлого слоя. Устойчивое уменьшение холодного периода и увеличение теплого изменяют темпы промерзания – оттаивания и ведут к дополнительному поступлению тепла в глубину массива грунтов.

Повышение температуры атмосферного воздуха в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов не оказывает большого влияния на их термодинамический режим, основной отепляющий эффект оказывают локальные факторы. Многолетнемерзлые грунты на границе южной геокриологической зоны испытывают температурные преобразования под воздействием изменяющегося климата. Незначительная температура грунтов в области распространения редких линз многолетнемерзлых грунтов и постоянное возрастание температуры воздуха на некоторых участках приводит к увеличению глубины протаивания, что, в свою очередь, приводит к деградации многолетнемерзлых грунтов.

С деградацией многолетнемерзлых грунтов связано развитие многих экзогенных геологических процессов. Активизация оползневых процессов на о. Ольхон напрямую зависит от деградации линз многолетнемерзлых грунтов. В пределах южной границы криолитозоны развитие солифлюкционных оползневых процессов связано с температурным режимом грунтов и глубиной сезонного протаивания.

Результаты исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Мониторинговые участки, расположенные в различных геологических, геоморфологических, ландшафтных и пр. условиях демонстрируют идентичный отклик грунтов на изменение климата и температуры атмосферного воздуха. Температурный режим талых грунтов во всех скважинах демонстрирует рост положительного градиента температуры, сокращение периода промерзания и уменьшение мощности сезонномерзлого слоя. Так, для степных участков период промерзания талых грунтов составил 4 месяца при глубине промерзания 2.1 м, а на участке лесного массива – 5 месяцев при глубине 1.0 м.

2. Смещение температуры воздуха в годовом цикле ведет к изменению температурного режима грунтов. Уменьшение холодного периода и увеличение теплого изменят темпы промерзания – протаивания и приведут к дополнительному поступлению тепла, что может спровоцировать запуск процесса деградации многолетнемерзлых грунтов, которые особенно уязвимы в пределах южной границы криолитозоны.

3. Многолетнемерзлые грунты на границе южной геокриологической зоны испытывают температурные преобразования под воздействием изменяющегося климата. Незначительная температура мерзлых грунтов в области распространения редких мерзлотных линз и постоянное возрастание температуры воздуха на некоторых участках приводит к увеличению глубины протаивания до 3.5 м, что, в свою очередь, является триггером для развития различных геокриологических процессов.

4. Мощность сезонноталого слоя в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов напрямую зависит от температуры подстилающих мерзлых грунтов. Так, при температуре не ниже -1.1°C мощность сезонноталого слоя варьируется в пределах от 1.0 м до 1.5 м, а при температуре -2.2°C глубина протаивания не достигает отметки 1.0 м.

5. Активизация оползневых процессов в пределах оползневого участка зависит от температурного режима грунтов и глубины протаивания. В зимний период грунты находятся в стабильном мерзлом состоянии, но в момент протаивания происходит переувлажнение в верхней части грунтового массива, и с мая по июнь происходит сползание слоев мощностью до 0.5 м. В летний период смещение оползневых масс приостанавливается и возобновляется уже в сентябре–октябре в момент максимального протаивания, когда запускаются процессы более глубоких смещений.

Современные изменения геологической среды требует тщательного изучения как температурного режима грунтов сезонноталого и сезонномерзлого слоя, так и наблюдения за состоянием многолетнемерзлых грунтов всего региона Восточной Сибири.

Список литературы

1. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К., Козырева Е.А., Светлаков А.А., Рыбченко А.А. Бугры пучения в долине реки Сенца, Окинское плоскогорье, Восточный Саян // Успехи современного естествознания. – 2016. – № 3. – С. 121–126.
2. Ан В.В. и др. Геокриологические условия Байкало-Становой части зоны БАМ. – Изд-во Наука, Сибирское отделение, 1984.
3. Балобаев В.Т. Особенности геотермических процессов в районах с многолетнемерзлыми породами // Геокриологические исследования. Якутск: Якутское книжное изд-во. – 1971. – С. 9–17.
4. Баранов И.Я. Некоторые замечания к характеристике подземных вод района устойчивой мерзлоты спорадического типа (с. Братск, Вост-Сиб. края) // Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству, сб. 1934 – Т. 4. – С. 181–198.
5. Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР // М.: Изд-во АН СССР. – 1960. – 48 с.
6. Белов А.В. Карта растительности юга Восточной Сибири. Принципы и методы составления // Геоботаническое картографирование. Л. – 1973. – С. 16–30.
7. Белый Л.Д. Теоретические основы инженерно-геологического картографирования. – Наука, 1964.
8. Беркин Н.С. О наледях в горной области Прибайкалья // Тр. центр ин-т прогнозов. – 1964. – № 129. – С. 51–60.
9. Будз М.Д. Условия селеобразования в Прибайкалье // Селевые потоки и горные русловые процессы. – 1968. – С. 291–296.
10. Будз М.Д., Рыбак О.Л. Условия селеобразования в Восточном Саяне. – В сб.: Гидродинамические процессы в бассейне Байкала и Ангары и методы их исследования. – М., «Наука», 1971. – С. 16–25.
11. Будико М.И. Климат и жизнь. – Гидрометеиздат, 1971.
12. Бузыкин А.И. Леса Бурятской АССР // Леса СССР. – М.: Наука. – 1969. – С. 388–437.
13. Букс И.И., Огуреева Г.Н. О высотной поясности растительности восточного макросклона Баргузинского хребта // Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока. – 1959. – № 28. – С. 21–30.
14. Буфал В.В. О влиянии озера Байкал на климат окружающих территорий // Изучение и преобразование природы Сибири и Дальнего Востока в связи с ее перспективным освоением. – Иркутск, 1969. – С. 110–143.

15. Буфал В.В., Панова Г.П., Стрелочных Л.Г. Радиационный режим и тепловой баланс // Структура и ресурсы климата Байкала и сопредельных пространств. Новосибирск: Наука. – 1977. – С. 21–50.
16. Буфал В.В., Визенко О.С. Особенности температурных условий северного Прибайкалья // Климат и климатические условия Байкала и Прибайкалья. М.: Наука. – 1970. – С. 7–25.
17. Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли. – 2008. – Т. 12. – № 2. – С. 10–18.
18. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Аржанникова А.В., Васильчук А.К., Козырева Е.А., Рыбченко А.А. и Светлаков А.А. Изотопный состав ледогрунтового ядра минеральных бугров пучения в долине реки Сенца, Восточный Саян // Криосфера Земли. – 2015. – №. 2. – С. 52–66.
19. Вика С. и др. Эоловые фации восточного побережья Байкала // ИГ СО РАН, ИЗК СО РАН, Иркутск. – 2002.
20. Воейков А.И. Кругооборот тепла в оболочке земного шара. СПб, 1904. Переизд. В кн.: Избранные сочинения. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952. – С. 186–214.
21. Войлошников В.А. Криогенное сползание грунтов в Приангарье // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. – 1967. – Т. 14. – С. 79–84.
22. Вологодский Г.П. Карст // Инженерная геология Прибайкалья. – 1968.
23. Вологодский Г.П. Карст Иркутского амфитеатра // М: Наука. – 1975.
24. Гагарин П.К. Степная растительность Приольхонья // Природа Байкала. Л. – 1974. – С. 97–111.
25. Галазий Г.И. Байкал: Атлас // М.: ГУГК России. – 1993. – С. 33.
26. Гидрогеология СССР. Том XXII. Бурятская АССР. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
27. Гринь Н.Н., Рященко Т.Г. Принципы составления схематической карты распространения лессовых грунтов для урбанизированных территории (на примере города Иркутска) // Сергеевские чтения. Вып. 10. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 404–408.
28. Галахов Н.Н. Климат // Средняя Сибирь. – 1964.
29. Демьянович Н.И., Тржцинский Ю.Б. Прогноз оползней на ангарских водохранилищах. – Наука, 1976. – 86 с.
30. Джурик В.И., Лещиков Ф.Н. Экспериментальные исследования сейсмических свойств мерзлых грунтов // Доклады и сообщения. – 1973. – № 6. – С. 64–68.
31. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. – М., «Колос», 1972 – 360 с.
32. Домрачев Г.И. Лессовые породы Ангаро-Ленского междуречья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Пермь, 1967. – 25 с.

33. Дубровин В.А. Прогноз изменений мерзлотных условий в связи с промышленным и гражданским строительством в районе Среднего Приангарья // Вестн. МГУ. Сер. Геология. – 1974. – № 3. – С. 113–117.
34. Думитрашко Н.В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области // М.: Изд-во АН СССР. – 1952. – Т. 2. – 191 с.
35. Думитрашко Н.В. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Байкальской горной области // Труды Ин-та геогр. АН СССР. – 1948. – Т. 42. С. 15–18.
36. Епова Н.А. Опыт дробного геоботанического районирования Хамар-Дабана (южная часть Средней Сибири) // Проблемы ботаники. – 1960. – Т. 5. – С. 47–61.
37. Ершов Э.Д., Логинов В.Ф., Сычев К.И. Геокриология СССР: Горные страны юга СССР. – Недра, 1989. – 359 с.
38. Ершов Э.Д., Логинов В.Ф., Сычев К.И. Геокриология СССР: Средняя Сибирь. – Недра, 1989. – 414 с.
39. Замана Л.В. Глубокозалегающие многолетнемерзлые породы во впадинах Северного Прибайкалья // Геокриологические условия зоны Байкало-Амурской магистрали. – Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР. – 1980. – С. 31–38.
40. Иванов И.П., Тржцинский Ю.Б. Инженерная геодинамика. – СПб.: наука, 2001. – 416 с.
41. Иметхенов А.Б., Долхонова Э.З., Елбаскин П.Н. Ольхон – край родной. – Улан-Удэ: Изд-во «Бурятского государственного университета». 1997. – 352 с.
42. Инженерная геология СССР. Т. 3. Восточная Сибирь / Под ред. Г.А. Голодковской. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 659 с.
43. Климанова В.М., Логачев Н.А., Ломоносова Т.К. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М., 1964. – 193 с.
44. Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А. Температурный режим грунтов как фактор формирования береговых склонов (на примере мониторинговых участков) // Материалы XXV Международной береговой конференции «Береговая зона – взгляд в будущее». – Москва, 2014. – Т. 1. – С. 69–71.
45. Кондратьева К.А. Сезонное промерзание и протаивание грунтов района Братской ГЭС // Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск. – 1959. – № 3. – С. 161–169.
46. Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение: Учебное пособие. – Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 464 с.
47. Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954 – 183 с.

48. Кудрявцев В.А. Классификация типов сезонного промерзания и оттаивания грунтов. – В кн.: Вопросы физической географии полярных стран. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1959. – С. 44–57.
49. Ларионов А.К. Методы исследования структуры грунтов. – М.: Недра, 1971. – 199 с.
50. Леви К.Г., Воронин В.И., Задонина Н.В., Язев С.А. Малый ледниковый период. Часть 2. Гелиофизические и природно-климатические аспекты // Известия ИГУ. – 2014. – Т. 9. – С. 2–33.
51. Лещиков Ф.Н. Сезонная мерзлота Приангарья. – В кн.: Инженерно-геологические особенности Приангарского промышленного района и их значение для строительства. М., «Наука», 1965, с. 107–146.
52. Лещиков Ф.Н. Многолетнемерзлые породы. – В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XIX. Иркутская область. М., «Недра», 1968, с. 80–82.
53. Лещиков Ф.Н. Сезонное промерзание грунтов в районе Иркутска. – «Изв. Вост.-Сиб. отдела Географ. о-ва СССР», 1971. – Т. 68. – С. 26–32.
54. Лещиков Ф.Н., Рященко Т.Г. Изменение состава и свойств глинистых грунтов при промерзании // II междунар. конф. по мерзлотоведению: Доклады и сообщения. – Якутск: Кн. изд-во. – 1973. – № 3. – С. 76–79.
55. Лещиков Ф.Н. Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. – Наука. Сиб отд-ние, 1978. – 145 с.
56. Лещиков Ф.Н., Шац М.М. Мерзлые породы юга Средней Сибири. – Н.: Изд-во «Наука», 1983 – 168 с.
57. Лещиков Ф.Н., Спесивцев В.И., Мирошниченко А.П. Оползневые деформации на берегах острова Ольхон // Береговые процессы в криолитозоне. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. – 1984.
58. Лещиков Ф.Н. Криолитозона юга Восточной Сибири и ее инженерно-геологические особенности: дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук 04.00.07 / Лещиков Федор Николаевич; ИЗК СО РАН. – Иркутск, 1991. – 429 с.
59. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климонова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – Наука, 1964. – 193 с.
60. Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. – Вост.-Сиб. кн. изд-во., 1977. – 220 с.
61. Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. – Л.: Недра, 1990. – 327 с.
62. Луговой П.Н. Особенности геокриологических условий горных стран. – Наука, 1970. – 136 с.
63. Лут Б.Ф. Геоморфология дна Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука. – 1964. – С. 5–123.

64. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. – Наука, 1988. – 199 с.
65. Максимова Л.Н. О сезонном промерзании грунтов в районе строительства Братской ГЭС // Мерзлотные исследования. Вып. II. Изд-во МГУ. – 1961. – С. 33–34.
66. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15. – № 4. – С. 33–36.
67. Мац В.Ф., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. Фил. «Гео», 2001. – 252 с.
68. Медведков А.А. Геоэкологический отклик среднетаежных ландшафтов Приенисейской Сибири на потепление климата конца XX – начала XXI века // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2014. – Т. 6. – С. 541–552.
69. Мизандровцева К.Н. Климат озера Байкал в погодах. – Н.: Изд-во «Наука», 1985. – 160 с.
70. Михеев В.С., Воробьев В.В. Человек у Байкала: экологический анализ среды обитания. – ВО «Наука», 1993.
71. Молодых И.И. Лессовые породы южной части Ангара-Окинского междуречья. – Иркутск, 1958. – 56 с.
72. Моложников В.Н. Растительные сообщества Прибайкалья. – 1986. – 270 с.
73. Мяч Л.Т., Болтнева Л.И., Шерстюков Б.Г. Изменение климатических условий и температуры грунтов в районе озера Байкал во второй половине XX и в начале XXI века // Криосфера земли. – 2011. – Т. 15. – №1. – С. 80–90.
74. Некрасов И.А., Заболотник С.И. Температурный режим и мощность многолетнемерзлых пород северных предгорий хребта Удокан. – В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., «Наука», 1967. – С. 124–135.
75. Некрасов И.А., Ли Г.Е. Многолетнемерзлые грунты Тункинской впадины. – В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., «Наука», 1967. – С. 78–90.
76. Некрасов И.А., Соловьева Л.Н. Новая карта морфологии криолитозоны Забайкалья // Геокриологические исследования. Якутск. – 1971. – С. 96–99.
77. Некрасов И.А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития. – Якутское книжное изд-во. 1976. – 284 с.
78. Некрасов И.А., Климовский И.В. Вечная мерзлота зоны БАМ. – Наука. Сиб. отд-ние, 1978. – 118 с.
79. Обручев В.А. Геологические исследования в юго-западной части Забайкальской области в 1897 г // Предварит. отчет. Геол. исслед. и разведывательные работы вдоль Сиб. ж. д. – 1899. – № 18. – С. 1–41.
80. Общее мерзлотоведение / Толстихин Н.И., Толстихин Н.О., Балобаев В.Т. – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1974. – 290 с.

81. Олюнин В.Н. Горы Южной Сибири // Равнины и горы Сибири. – 1975. – С. 245–302.
82. Павлов А.В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М., Изд-во АН СССР, 1965. – 254 с.
83. Павлов А.В., Мельников П. И. Теплофизика ландшафтов. – Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 286 с.
84. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны / А.В. Павлов; Рос. Акад. Наук, Сиб. Отд-ние, Ин-т криосферы Земли. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 229 с.
85. Павлов А.В. Тренды современных изменений температуры почвы на севере России // Криосфера Земли. – 2008. – Т. 12. – № 3. – С. 22–27.
86. Пальшин Г.Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала // М.: Изд-во АН СССР. – 1955. – Т. 4. – 198 с.
87. Пальшин Г.Б. К вопросу о распространении террас на оз. Байкал // Тр. ВСФ АН СССР, Сер. геол. – 1959. – № 10. – С. 3–21.
88. Пальшин Г.Б. (ред.). Инженерная геология Прибайкалья. – Наука, 1968. – 194 с.
89. Панарин И.И. Леса Прибайкалья: Типы леса, микроклимат, характеристика лесообразующих пород. – Наука, 1979. – 43 с.
90. Панышин В.И. Геокриологические условия северной части Лена-Киренского междуречья // Записки Забайкальского филиала Георгаф. о-ва СССР. – 1971. – Т. 56. – С. 151–154.
91. Паффенгольц К.Н. (ред.). Геологический словарь. – Недра, 1973. – Т. 1. – 488 с.
92. Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна: закономерности размещения, состав, динамика, формирование и использование. – Наука, 1966. – 332 с.
93. Пиннекер Е.В. и др. Гидрогеология Прибайкалья. – Наука, 1968 – 170 с.
94. Писарский Б.И. Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал. – Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – 155 с.
95. Попов И.В. и др. Методика составления инженерно-геологических карт // М., Госгеолиздат. – 1950. – 44 с.
96. Попов И.В. Принципы инженерно-геологического картографирования и районирования территорий (на обзорных картах). // Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка. – 1961. – № 8. С. 91-99.
97. Преображенский В.С., Мурзаев Е.М. Типы местности и природное районирование Бурятской АССР. – АН СССР, 1959. – 219 с.
98. Плюснин В.М., Сороковой А. А. Геоинформационный анализ ландшафтной структуры Байкальской природной территории //Новосибирск: Акад. изд-во «Гео». – 2013 – 187 с.
99. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. – Наука, 1972. – 336 с.

100. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы // М.: Изд-во МГУ. – 1993. – 336 с.
101. Рященко Т.Г. Вещественный состав и физико-механические свойства лессовых пород юго-западной части Иркутского амфитеатра: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 1967. – 21 с.
102. Рященко Т.Г. Литогенез и инженерно-геологическая оценка четвертичных отложений (Восточная Сибирь). – Новосибирск: Наука, 1984. – 164 с.
103. Рященко Т.Г. и др. Инженерно-геологическая оценка мезо-кайнозойских отложений (Восточная Сибирь и Монголия) // Новосибирск: Наука. – 1992. – 120 с.
104. Рященко Т.Г. Инженерно-геологическое, геоэкологическое и эколого-геодинамическое картографирование в Монголо-Сибирском регионе // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Кн. 1. – Иркутск, 2001а. – С. 60–66.
105. Рященко Т.Г. Анализ инженерно-геологических условий при сейсмическом микрорайонировании (на примере площадки Билибинской АЭС и межгорных впадин Монголии) // Геоэкология. – 2001б. – № 1. – С. 56–65.
106. Рященко Т.Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. – 287 с.
107. Рященко Т.Г., Акулова В.В. Грунты юга Восточной Сибири и Монголии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. – 156 с.
108. Рященко Т.Г., Гринь Н.Н. Город Иркутск лессовая проблема: эволюция взглядов и методических подходов // Город и геологические опасности: Материалы межд. конф. Ч. 1. – СПб, 2006. – С. 184–192.
109. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. – Недра, 1964. – Т. 1. – 516 с.
110. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. – Недра, 1967. – Т. 2. – 699 с.
111. Светлаков А.А. Анализ современного термодинамического состояния верхних слоев литосферы Прибайкальского региона по опубликованным и фондовым материалам // Материалы XXV Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск, 2013. – С. 133–134.
112. Светлаков А.А., Козырева Е.А. Предварительный анализ термодинамического состояния грунтов на острове Ольхон (по материалам мониторинга) // Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск, 2015. – С. 160–162.
113. Светлаков А.А., Козырева Е.А. Температурное состояние мерзлых грунтов Прибайкалья (на примере о. Ольхон) // Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск, 2017. – С. 207–208.

114. Светлаков А.А., Козырева Е.А., Алексеев С.В. Температурный режим многолетнемерзлых грунтов в долине реки Сенца // Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск, 2017. – С. 209–210.
115. Светлаков А.А., Козырева Е.А. Изменение термодинамического состояния грунтов степных участков острова Ольхон // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск, 2015. – С. 158-160
116. Светлаков А.А., Козырева Е.А., Рыбченко А.А. Предварительная оценка температурного состояния грунтов на острове Ольхон (По материалам мониторинговых наблюдений) // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических: Материалы Всерос. науч.-техн. конф. с междунар. участием «Геонауки-2014: актуальные проблемы изучения недр». – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2014. – Т. 14. – С. 46–48.
117. Светлаков А.А., Козырева Е.А., Рыбченко А.А. Предварительный анализ температурного состояния грунтов острова Ольхон (По данным мониторинга) // Вестник ИрГТУ – 2014. – № 4 – С. 81–85.
118. Сергеев Д.О. и др. Температурный режим многолетнемерзлых толщ и сезонноталого слоя в горах Северного Забайкалья (возобновление стационарных наблюдений) // Криосфера Земли. – 2007. – Т. 11. – № 2. – С. 19–26.
119. Сергеев Е.М. Инженерная геология. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – 248 с.
120. Соловьева Л.Н., Мельников П.И. (ред.). Морфология криолитозоны Саяно-Байкальской области (на примере Бурятской АССР). – Наука. Сиб. отд-ние, 1976. – 126 с.
121. Солоненко В.П., Хромовских В.С., Голенецкий С.И. и др. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья. -Новосибирск: Наука, 1981.– 168 с.
122. Солоненко В.П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. – Иркутское книжное изд-во, 1960. – 88 с.
123. Сочава В.Б., Ряшин В.А., Белов А.В. Главнейшие природные рубежи в южной части Восточной Сибири // Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока. – 1963. – № 4. – С. 19–24.
124. Сочава В.Б., Тимофеев Д.А. Физико-географические области Северной Азии // Доклады института географии Сибири и Дальнего Востока. – 1968. – № 19. – С. 13–19.
125. Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. – Изд-во Академии наук СССР, 1937. – 380 с.
126. Толстихин Н.И. Принципы структурно-гидрогеологического районирования территории Сибири // Материалы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. – 1962. – С. 18–21.
127. Тумель В.Ф. О сезонном протаивании на Иркутско-Байкальском водоразделе в полосе селений Быстрая – Култук // Тр. Комиссии по изуч. вечн. мерзл. АН. – 1935. – Т. 4. С 225–251.

128. Тржцинский Ю.Б., Будз М.Д., Зарубин Н.Е. Оползни, сели, термокарст в Восточной Сибири и их инженерно-геологическое значение. – Наука, 1969. – 169 с.
129. Тржцинский Ю.Б., Козырева Е.А., Мазаева О.А., Хак В.А. Современная экзогеодинамика юга Сибирского региона. – Институт земной коры СО РАН, 2007. – 155 с.
130. Тюлина Л.Н. О типах поясности растительности на западном и восточном побережьях Северного Байкала // Геоботанические исследования на Байкале. М. – 1967. – С. 3–44.
131. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации-ОСР-97 // Масштаб. – 1999. – Т. 1. – № 8. – 57 с.
132. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. – Наука. Сиб. отделение, 1991. – 169 с.
133. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. – Наука, 1992. – 216 с.
134. Флоренсов Н.А. Основные этапы геологического изучения Байкала и окрестной суши // Путь познания Байкала. – Новосибирск, 1987. – С. 13–34.
135. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья // М.: Л. – 2015. – 177 с.
136. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. – М, 1973. – 272 с.
137. Хименков А.Н., Сергеев Д.О., Власов А.Н., Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А. Островная мерзлота, аридный климат, криогенный фактор, склоновые процессы // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – № 4. – С. 54–63.
138. Хренов П.М. и др. Южное обрамление Сибирской платформы // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. – М.: Наука. – 1977. – С. 30–42.
139. Хромовских В.С. Следы катастрофических землетрясений в Южном Прибайкалье // Геология и геофизика. – 1963. – № 3. – С. 40–54.
140. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 287. – № 4. – С. 943–947.
141. Шерстюков А.Б. Запаздывание годового хода температуры почвогрунтов на глубинах до 320 см по данным метеостанций России // Анализ изменений климата и их последствий. – 2010. – С. 92–96.
142. Betts R.A. et al. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations // Nature. – 1997. – Т. 387. – С. 796–799.
143. Chapin F.S. et al. Role of land-surface changes in Arctic summer warming // Science. – 2005. – Т. 310. – № 5748. – С. 657–660.
144. Cox P.M. et al. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity // Climate Dynamics. – 1999. – Т. 15. – № 3. – С. 183–203.

145. Cox P.M. et al. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model // *Nature*. – 2000. – T. 408. – № 6809. – C. 184–187.
146. Giorgi F. et al. Regional climate information-evaluation and projections // *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T. et al. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, US. – 2001. – 585 c.
147. Grosse, Guido, et al. Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2011. – T. 92. – №9. – C. 73–74.
148. Hansen James, et al. Global temperature change // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2006. – T. 103. – № 39. – C. 14288–14293.
149. Hinzman L.D. et al. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions // *Climatic Change*. – 2005. – T. 72. – № 3. – C. 251–298.
150. Houghton J.T., Callander B.A. *Climate change 1992: the supplementary report to the IPCC scientific assessment*. – Cambridge University Press, 1992. – 24 c.
151. Houghton J.T. *Climate change 1995: The science of climate change: contribution of working group I to the second assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. – Cambridge University Press, 1996. – T. 2. – 552 c.
152. Kane D.L., Hinzman L.D., Zarling J.P. Thermal response of the active layer to climatic warming in a permafrost environment // *Cold Regions Science and Technology*. – 1991. – T. 19. – № 2. – C. 111–122.
153. Kozyreva E.A., Khak V.A. Diversity of sandy complexes in southern part of Eastern Siberia // *Ekosystemy piaszczyste i czlowiek*. – 2009. – C. 43–50.
154. Osterkamp T.E. et al. Observations of thermokarst and its impact on boreal forests in Alaska, USA // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2000. – C. 303–315.
155. Osterkamp T.E. The recent warming of permafrost in Alaska // *Global and Planetary Change*. – 2005. – T. 49. – № 3. – C. 187–202.
156. Palmer J.R., Totterdell I.J. Production and export in a global ocean ecosystem model // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2001. – T. 48. – № 5. – C. 1169–1198.
157. Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. Thawing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic // *Permafrost and Periglacial processes*. – 1997. – T. 8. – № 1. – C. 1–22.
158. Romanovsky, V.E. et al. Thermal state and fate of permafrost in Russia: first results of IPY // *Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks*. – 2008. – T. 29. – C. 1511–1518.
159. Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Makarov S.A. Estimation scale for clay and sandy soil Stability in geo-ecological risk assessment // *Proc. of 4th Intern. Symposium of Environmental*

Geotechnogy and Global Sustainable development. V. 1. – University of Massachusetts, USA. 2000. – P. 754–761.

160. Walker D.A. et al. Vegetation-soil-thaw-depth relationships along a low-arctic bioclimate gradient, Alaska: Synthesis of information from the ATLAS studies // Permafrost and Periglacial Processes. – 2003. – T. 14. – № 2. – C. 103–123.

161. Wilson M.F., Henderson-Sellers A. A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models // J. CLIMATOL. – 1985. – T. 5. – № 2. – C. 119–143.

Список иллюстративного материала

- Рис. 1. Административная карта юга Восточной Сибири.
- Рис. 2. Схема геологического строения юга Восточной Сибири (составлена по материалам Мельникова, Замараева, 1993).
- Рис. 3. Фрагмент карты ОСР-В для юга Восточной Сибири (Уломов, Шумилина, 1999).
- Рис. 4. Схема районирования юга Восточной Сибири по степени сложности инженерно-геологических условий для строительства (по материалам Пальшина, Зарубина, 1968)
- Рис. 5. Схематическая карта мерзлотного районирования юга Восточной Сибири по материалам Ф.Н. Лещикова, (1984).
- Рис. 6. Логгеры НОВО UA (а), НОВО Pro V2 (б), НОВО U12 (в) и Термокоса (г)
- Рис. 7. Расположение мониторинговых площадок на карте мерзлотного районирования юга Восточной Сибири по материалам Ф.Н. Лещикова (1984).
- Рис. 8. Среднегодовая температура воздуха на юге Восточной Сибири и прилегающей территории в период с 1900 по 2015 гг.
- Рис. 9. Временной ход изменений средних температурных значений для теплого периода (А) и для холодного периода (Б) в южной части Восточной Сибири в течение 1900–2015 гг.
- Рис. 10. Изменение среднесуточной температуры воздуха и грунтов (Olh-13-2).
- Рис. 11. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Olh-13-2).
- Рис. 12. Термоизоплеты грунта в период с сентября 2013 г. по август 2015 г., на площадке в естественных условиях в степном районе (Olh-13-2).
- Рис. 13. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Olh-13-4).
- Рис. 14. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Oh-10-1).
- Рис. 15. Годовые амплитуды температуры грунта в сезонномерзлом слое (Oh-10-1)
- Рис. 16. Термоизоплеты грунта в период с января 2011 г. по декабрь 2013 г., на площадке в естественных условиях в лесном районе (Oh-10-1).
- Рис. 17. Изменение среднесуточной температуры воздуха и грунтов (скважина Kl-13-2).
- Рис. 18. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (скважина Kl-13-2).
- Рис. 19. Среднегодовая температура воздуха на мониторинговых площадках в периоды наблюдений.
- Рис. 20. Темпы промерзания – оттаивания мониторинговых зон на степном участке Olh и в пределах лесного массива Oh:
- Рис. 21. Схема районирования Лено-Ангарского региона активизации криогенных процессов к техногенным воздействиям по материалам Ф.Н. Лещикова (1991).

Рис. 22. Схема районирования Лено-Ангарского региона по устойчивости мерзлотных условий к техногенным воздействиям по материалам Ф.Н. Лешикова (1991)

Рис. 23. Лед из скважины Olh-13-1.

Рис. 24. Изменение среднемесячных температур грунтов на глубине 0.1 м (Olh-13-1, Olh-13-3).

Рис. 25. Изменение среднемесячных температур грунтов на глубине 2.0 м (Olh-13-1, Olh-13-3).

Рис. 26. Изменение суточной температуры по массиву грунтовой толщи (Olh-12-1).

Рис. 27. Распределение максимальных и минимальных значений температуры (Olh-12-1).

Рис. 28. Долина р. Сенца, мониторинговый участок Se, 3D-модель местности.

Рис. 29. Изменение среднесуточной температуры воздуха и грунтов (Se-15-1).

Рис. 30. Изменение среднемесячных температур воздуха и грунтов (Se-15-1).

Рис. 31. Годовые амплитуды температуры грунта в сезонноталом слое (Se-14-1).

Рис. 32. Годовые амплитуды температуры грунта в сезонноталом слое (Se-15-1).

Рис. 33. Термоизоплеты грунта в период с октября 2015 г. по август 2016 г., на площадке в естественных условиях (Se-15-1).

Рис. 34. Распределение температуры грунтов в июле (Se-14-1, Se-15-1 и Se-16-1).

Рис. 36. Полигональные формы рельефа на о. Ольхон.

Рис. 35. Полигональные формы рельефа в районе п. Баяндай.

Рис. 37. Сползание грунтов в районе Приольхонья.

Рис. 38. Солифлюкционные формы рельефа на о. Ольхон.

Рис. 39. Деградирующий гидролакколит вблизи п. Черноруд (фото Е.А. Козыревой).

Рис. 40. Бугор пучения в долине р. Сенца.

Рис. 41. Термокарстовое озеро в долине р. Сенца.

Рис. 42. Оползневые участки на западном побережье о. Ольхон.

Рис. 43. Расположение скважин вблизи п. Харанцы на о. Ольхон.

Рис. 44. Оползневой участок–I.

Рис. 45. Изменение температуры в грунтовой толще на оползневом участке –I (Olh-13-2).

Рис. 46. Оползневой участок–II.

Рис. 47. Термоизоплеты грунта за период с сентября 2012 г. по август 2015 г., по данным температурных датчиков, установленных на площадке распространения многолетнемерзлых грунтов в естественных условиях (о. Ольхон)

Рис. 48. Изменение температуры в грунтовой толще на оползневом участке

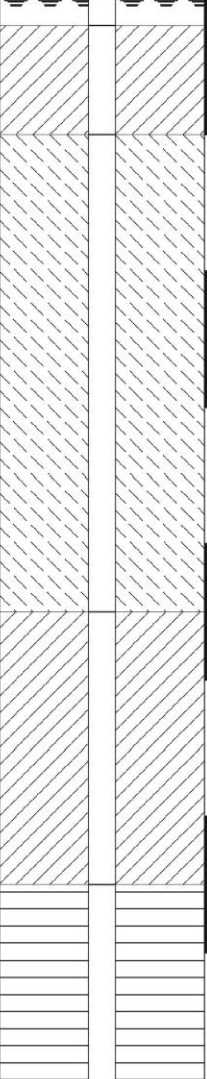
Приложения

Приложение 1.
Масштаб 1 : 50

Наименование: Olh-13-1

Начата: 27.08.2013 г.
Окончена: 27.08.2013 г.

Абс. отм. устья:
Общая глубина: 8,0 м

№ слоя п/п	Геологический индекс	Глубина залегания слоя, м		Мощность, м	Абс. отметка подошвы слоя	Литологич. разрез	Глубина отбора образцов	Наименование грунта	Сведения о воде	
		От	До						Появление	Уст. уровень
1		0	0,05	0,05				Почвенно-растительный слой		
2		0,05	1,0	0,95			▲	Суглинок тугопластичный, серый		
3		1,0	4,5	3,5			2▲	Супесь от пластичной до текучей, светло-коричневая, с глубины 1,5 вскрыт водоносный горизонт в интервале от 1,7 и до 1,9 м с включениями льда		
							4▲			
4		4,5	6,5	2,0			6▲	Суглинок мягкопластичный, серо-голубой, агрегированный		
5		6,5	8,0	1,5			8▲	Глина тугопластичная, серо-голубая, плотная, мерзлая		

Наименование: Olh-13-2

Начата: 28.08.2013 г.
Окончена: 28.08.2013 г.

Абс. отм. устья:
Общая глубина: 9,0 м

№ слоя п/п	Геологический индекс	Глубина залегания слоя, м		Мощность, м	Абс. отметка подошвы слоя	Литологич. разрез	Глубина отбора образцов	Наименование грунта	Сведения о воде	
		От	До						Появление	Уст. уровень
1		0	0,2	0,2			▲	Почвенно-растительный слой		
2		0,2	1,0	0,8			▲	Песчанно-гумусовый слой		
3		1,0	3,0	2,0			2	Гравелистый грунт с супесчаным заполнителем, dl-pl отложения.		
4		3,0	4,0	1,0			4▲	Суглинок тугопластичный, коричневый.		
5		4,0	5,5	1,5				Супесь от пластичной до текучей, светло-коричневая, с глубины 4,5 м вскрыт водоносный горизонт.		
6		5,5	9,0	3,5			6 8 ▲	Суглинок тугопластичный, темно-коричневый, плотный.		

Наименование: Olh-13-3

Начата: 29.08.2013 г.
Окончена: 29.08.2013 г.

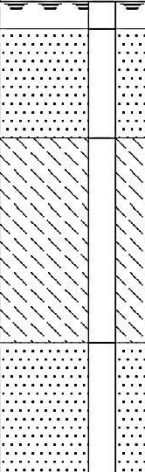
Абс. отм. устья:
Общая глубина: 15,0 м

№ слоя п/п	Геологический индекс	Глубина залегания слоя, м		Мощность, м	Абс. отметка подошвы слоя	Литологич. разрез	Глубина отбора образцов	Наименование грунта	Сведения о воде	
		От	До						Появление	Уст. уровень
1		0	0,5	0,5				Почвенно-растительный слой		
2		0,5	1,8	1,3			2 ▲	Супесь твердая, светло-коричневая, пылеватая, облессованная.		
3		1,8	3,8	2,0			4 ▲	Суглинок тугопластичный, коричневый.		
4		3,8	6,7	2,9			6 ▲	Глина тугопластичная, серо-коричневая, плотная, макропористая.		
5		6,7	10,5	4,8			8 ▲ 10 ▲	Глина тугопластичная, светло-серая до голубого, ожелезненная, макропористая.		▲
6		10,5	15,0	4,5			12 ▲ 14 ▲	Глина тугопластичная, голубая, макропористая, с прослоями песка водонасыщенного до 1-2 см.		

Наименование: Olh-13-4

Начата: 31.08.2013 г.
Окончена: 31.08.2013 г.

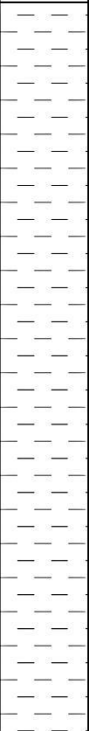
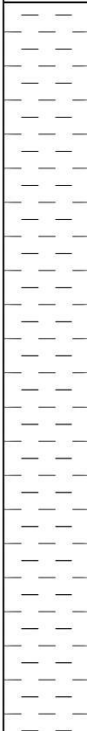
Абс. отм. устья:
Общая глубина: 3,5 м

№ слоя п/п	Геологический индекс	Глубина залегания слоя, м		Мощность, м	Абс. отметка подошвы слоя	Литологич. разрез	Глубина отбора образцов	Наименование грунта	Сведения о воде	
		От	До						Появление	Уст. уровень
1		0	0,1	0,1				Почвенно-растительный слой		
2		0,2	1,0	0,9			▲	Песок мелкий, слабоувлажненный, желтый, с включением щебня до 5%		
3		1,0	2,5	1,5			▲ 2 ▲	Супесь твердая, серая, пылеватая с глубины 3,5 м с включением дресвы до 5%.		
4		3,0	4,0	1,0			▲ ▲	Песок мелкий, слабоувлажненный, желтый с красными прослоями.		

Наименование: Se-14-1

Начата: 25.06.2014 г.
Окончена: 30.06.2014 г.

Абс. отм. устья:
Общая глубина: 4,8 м

№ слоя п/п	Геологический индекс	Глубина залегания слоя, м		Мощность, м	Абс. отметка подошвы слоя	Литологич. разрез		Глубина отбора образцов	Наименование грунта	Сведения о воде	
		От	До							Появление	Уст. уровень
1		0	1,5	1,5				▲ 1▲	Суглинок тяжелый пылеватый, светло-коричневый, слабокарбонатный		
2		1,5	1,9	0,4				▲	Суглинок средний пылеватый, мерзлый, темно-коричневый, льдистый, со шлирами льда до 5 - 7мм		
3		1,9	2,1	0,2				2▲	Глина пылеватая, сильно льдистая, темно-коричневая, со шлирами льда до 2-3см, лед сегригационный до40%		
4		2,1	4,8	2,7				3 4▲ ▲ ▲ ▲	Ледогрунт с прослоями суглинка среднего пылеватого и глины пылеватой, мерзлого, темно-коричневого до 20%, лед прозрачный с включением пузырьков воздуха округлой формы, с глубины 2,9 суглинок с включением гумусированных остатков		

Наименование: Se-15-1

Начата: 12.07.2015 г.
Окончена: 16.07.2015 г.

Абс. отм. устья:
Общая глубина: 13,4 м

№ слоя п/п	Геологический индекс	Глубина залегания слоя, м		Мощность, м	Абс. отметка подошвы слоя	Литологич. разрез		Глубина отбора образцов	Наименование грунта	Сведения о воде	
		От	До							Появление	Уст. уровень
1		0	1,0	1,0				▲	Супесь пылеватая, светло-коричневая, слабокарбонатный		
2		1,0	1,9	0,9				▲	Супесь пылеватая, мерзлый, темно-коричневый, льдистый, со шлирами льда до 0,5 - 0,7 см		
3		1,9	3,0	1,1				▲	Ледогрунт с прослоями мерзлого супеси пылеватой, темно-коричневой, с вертикальными шлирами льда до 8 мм и горизонтальными до 0,3 см		
4		3,0	3,7	0,7				▲	Ледогрунт с прослоями мерзлого супеси, заторфованной, коричневой		
5		3,7	6,3	2,6				▲	Ледогрунт с прослоями мерзлого супеси пылеватой, темно-коричневой, лед сегригационный, с пузырьками воздуха округлой формы		
6		6,3	6,9	0,6				▲	Песок мерзлый, мелкозернистый, голубой, с прослойками льда до 0,5 - 1,0 см		
								▲	Ледогрунт с прослоями мерзлого супеси, пылеватой, голубовато-серой, лед сегригационный, с пузырьками воздуха округлой формы, с вертикальными шлирами льда до 0,2 - 1 см, с глубины 11,3 м с прослоями супеси до 8 - 10 см		
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			
								▲			

Начата: 12.07.2015 г.
Окончена: 16.07.2015 г.

Абс. отм. устья:
Общая глубина: 13,4 м

153