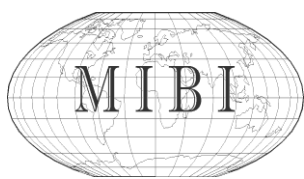


ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ



ИНСТИТУТ УПРАВЛЕНИЯ,
ИНФОРМАЦИИ
И БИЗНЕСА

А.Д. Маслов, Г.Г. Осадчая, Н.В. Тумель, Н.А. Шполянская

ОСНОВЫ ГЕОКРИОЛОГИИ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Допущено Учебно-методическим объединением по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по экологическим и географическим специальностям

Ухта 2005

Научное издание

Маслов Александр Данилович
Осадчая Галина Григорьевна
Тумель Нелли Вацлавовна
Шполянская Нелла Александровна

ОСНОВЫ ГЕОКРИОЛОГИИ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

ББК 26.3
УДК 551.79
М 31

Маслов А.Д. Основы геокриологии: учебное пособие [Текст] / А.Д. Маслов, Г.Г. Осадчая, Н.В. Тумель, Н.А. Шполянская. – Ухта: Институт управления, информации и бизнеса, 2005. – 176 с.: ил.

ISBN 5-9641-0011-2

Учебное пособие предназначено для студентов очного и заочного видов обучения специальности 013400 «Природопользование». Оно может быть использовано для преподавания основ геокриологии студентам физико-географических и экологических направлений подготовки. В данном пособии кратко изложено содержание основных разделов геокриологии, приводится список базовой литературы, предложены контрольные вопросы для подготовки.

Учебное пособие рассмотрено и одобрено на заседании кафедры экологии и природопользования Института управления, информации и бизнеса, протокол № 1 от 23.09.04 и предложено для издания.

Рецензенты: д. т. н., профессор Хрусталева Л.Н. (МГУ, Геологический факультет, г. Москва); к. г.-м. н., доцент Николаева Г.В. (УГТУ, г. Ухта).

Редактор: Шполянская Н.А.

План 2005 г. позиция 129. Подписано в печать 22.11.2005.
Компьютерный набор. Гарнитура Times New Roman Суг.
Формат 60 × 84 1/16. Бумага офсетная. Печать трафаретная.
Усл. печ. л. 10,3. Уч.-изд.л. 9,9. Тираж 200 экз. Заказ № 128.

© А.Д. Маслов, Г.Г. Осадчая, Н.В. Тумель, Н.А. Шполянская, 2005

© Институт управления, информации и бизнеса, 2005

ISBN 5-9641-0011-2

Институт управления, информации и бизнеса.
169300, Республика Коми, г. Ухта, ул. Сенюкова, 15.

СОДЕРЖАНИЕ

Глава 1. ПРЕДМЕТ ГЕОКРИОЛОГИИ. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ. НАУЧНЫЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ.....	6
1.1. Краткий очерк истории мерзотоведения.....	6
1.2. Возникновение областей устойчивого охлаждения Земли.....	8
1.3. Основные термины и понятия.....	12
1.4. Научные и практические задачи мерзотоведения.....	17
Литература к главе 1.....	18
Контрольные вопросы к главе 1.....	18
Глава 2. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД.....	19
2.1. Тепловой баланс поверхности почвы.....	19
2.2. Влияние физико-географических факторов на структуру теплового баланса поверхности.....	23
2.2.1. Влияние рельефа.....	23
2.2.2. Влияние снежного покрова.....	27
2.2.3. Влияние растительности.....	32
2.2.4. Влияние водных покровов.....	38
2.2.5. Влияние характера грунтов.....	41
Литература к главе 2.....	43
Контрольные вопросы к главе 2.....	43
Глава 3. ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....	44
3.1. Теплофизические свойства пород.....	47
3.2. Передача тепла от дневной поверхности в грунт.....	52
3.3. Формирование температуры горных пород.....	54
Литература к главе 3.....	59
Контрольные вопросы к главе 3.....	59

Глава 4. СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ПОРОД.....	60
4.1. Понятие о сезонном промерзании и протаивании грунтов.....	60
4.2. Теплофизическая сущность сезонного промерзания и протаивания.....	61
4.3. Условия формирования СТС-СМС и классификация их типов....	64
<i>4.3.1. Три направления в изучении СМС-СТС.....</i>	<i>64</i>
<i>4.3.2. Классификационные типы СТС-СМС.....</i>	<i>65</i>
<i>4.3.3. Влияние внешних факторов на формирование глубин СТС-СМС..</i>	<i>66</i>
Литература к главе 4.....	74
Контрольные вопросы к главе 4.....	74
Глава 5. ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ.....	75
5.1. Состав мерзлых горных пород.....	75
5.2. Миграция воды в дисперсных породах.....	78
5.3. Напряжения и деформации в промерзающих и мерзлых грунтах..	80
Литература к главе 5.....	85
Контрольные вопросы к главе 5.....	85
Глава 6. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ.....	86
6.1. Типы криолитогенеза.....	86
6.2. Лед в мерзлых породах. Криогенные текстуры и структуры мёрзлых дисперсных пород.....	90
6.3. Криогенный рельеф и процессы, его обуславливающие.....	96
<i>6.3.1 Процессы пучения – бугристый рельеф.....</i>	<i>96</i>
<i>6.3.2. Морозобойное трещинообразование.....</i>	<i>97</i>
<i>6.3.3. Криогенные микроформы рельефа, склоновые процессы и явления.....</i>	<i>98</i>
<i>6.3.4. Термокарст.....</i>	<i>101</i>
<i>6.3.5. Наледи.....</i>	<i>102</i>
Литература к главе 6.....	102

Контрольные вопросы к главе 6.....	103
Глава 7. ДИАГНОСТИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПОРОД.....	104
7.1. Методы диагностирования.....	104
7.1.1. Расчет температурного запаса устойчивости.....	104
7.1.2. Графические методы диагностирования.....	106
7.2. Концепция многослойного строения криолитозоны.....	114
7.3. Схема механизма формирования многослойной криолитозоны..	119
7.4. Вопросы метастабильности криолитозоны.....	120
Литература к главе 7.....	125
Контрольные вопросы к главе 7.....	126
Глава 8. ГЕОЭКОЛОГИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ.....	127
8.1. Оценка мерзлотно-экологических ситуаций в криолитозоне в условиях техногенеза.....	127
8.2. Особенности природы криолитозоны как основа геоэкологических оценок.....	139
8.2.1. Оценка площади, мощности и температурного режима многолетнемерзлых пород при геоэкологических исследованиях...	139
8.2.2. Криогенное строение многолетнемерзлых пород – основа геоэкологических оценок.....	143
8.2.3. Основные характеристики сезонного промерзания и протаивания при геоэкологических оценках.....	148
8.2.4. Криогенные процессы – индикаторы напряженности геоэкологических ситуаций.....	153
8.3. Активизация криогенных процессов при антропогенных воздействиях.....	156
Литература к главе 8.....	166
Контрольные вопросы к главе 8.....	167
Приложение 1.....	169
Приложение 2.....	175

Глава 1. ПРЕДМЕТ ГЕОКРИОЛОГИИ. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ. НАУЧНЫЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ

1.1. Краткий очерк истории мерзлотоведения

Геокриология (мерзлотоведение) – наука о мерзлых зонах литосферы (криолитозоны), то есть о зонах устойчивого охлаждения Земли.

Коренные жители криолитозоны, несомненно, всегда знали о существовании многолетнемерзлых пород (ММП). В литературе же первые сведения стали появляться с XVI столетия. Поток информации увеличился в эпоху Петра I, когда север и восток Сибири посещают как отдельные путешественники, так и целые экспедиции. В середине XVIII века М.В. Ломоносовым высказано теоретическое предположение, что существование мерзлоты является результатом двух взаимно противоположных процессов – летнего нагревания и зимнего охлаждения – и тем самым было положено начало учения о теплообмене между горными породами и окружающими пространствами как об основном факторе, определяющем тепловое состояние верхнего слоя литосферы.

Теоретические положения М.В. Ломоносова получили дальнейшее развитие только в конце XIX века – более чем через 100 лет, а до этого шло лишь накапливание сведений о мерзлоте.

Значительную роль в изучении мерзлых пород сыграла так называемая Шергинская шахта, которую в 1828 г. в Якутске начал проходить Федор Шергин в надежде вскрыть водоносные горизонты. Шахта имеет глубину 116,4 м и полностью располагается в мерзлоте. В ней проводились температурные и другие наблюдения, которые позволили впервые определить температурный градиент в мерзлых породах, судить о мощности мерзлоты, также была установлена зависимость глубины летнего протаивания от литологического состава и теплопроводности мерзлых пород.

В конце XIX века Л.А. Ячевским была опубликована схематическая карта распространения ММП, он также указал на

значение для развития мерзлоты температуры воздуха, мощности снежного покрова, геологического строения, состава и теплоемкости пород, их обводненности, экспозиции склонов.

Существовала комиссия по изучению мерзлых грунтов под председательством И.В. Мушкетова. В ней работали климатолог А.И. Воейков, геологи В.А. Обручев и К.И. Богданович, геофизик М.А. Рыкачев.

С 20-х годов XX века начался новый период развития геокриологии как самостоятельной науки. Развитие хозяйственной деятельности в области распространения ММП потребовало обобщения фактических данных. Эта задача была успешно выполнена М.И. Сумгиным в его капитальном труде «Вечная мерзлота и почвы в пределах СССР», выпущенным в 1927 г. С появлением этой работы связывается становление мерзловедения как самостоятельной отрасли знания.

В 1929 г. Была организована Комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством В.А. Обручева. КИВМ явилась центром, организующим всю работу в области мерзловедения. В это время начали работать научно-исследовательские станции в различных районах страны, стали появляться первые специализированные отделы мерзловедения при различных организациях.

Впоследствии КИВМ была преобразована в Комитет по вечной мерзлоте (1936 г.). Был создан институт мерзловедения. В 1940 г. Он опубликовал первый курс по общему мерзловедению «Общее мерзловедение» (М.И. Сумгин, С.П. Качурин, Н.И. Толстихин, В.Ф. Тумель), а в 1959 г. – сводную работу «Основы геокриологии», написанную коллективом авторов.

В 1945 г. на географическом факультете МГУ была организована кафедра географии полярных стран (впоследствии кафедра криолитологии и гляциологии, возглавляемая А.И. Поповым, впоследствии В.Н. Конищевым), а в 1953 г. – на геологическом факультете МГУ – кафедра мерзловедения (первая в мире,

возглавил В.А. Кудрявцев, впоследствии Э.Д. Ершов). Эти кафедры стали важными центрами подготовки специалистов, ведут большой объем научно-исследовательских работ. Позже кафедра мерзлотоведения была открыта в Якутском Государственном университете (Общее мерзлотоведение, 1974).

В стране создавались многочисленные мерзлотные подразделения, в том числе в институтах Госстроя СССР. В 1970 г. в Москве при АН СССР создается Научный совет по криологии Земли (председатель П.И. Мельников, в настоящее время В.П. Мельников), в 90-е годы – Институт криосферы Земли СО РАН. Активно стало развиваться сотрудничество в области мерзлотоведения с учеными США, Канады, Китая, Японии, ряда европейских стран.

1.2. Возникновение областей устойчивого охлаждения Земли

Общее мерзлотоведение (геокриология) изучает *мерзлую зону литосферы* (или *криолитозону*), которая представлена горными породами, имеющими отрицательную среднегодовую температуру. Такая зона формируется, как правило, в областях устойчивого охлаждения Земли, то есть в областях, постоянно недополучающих нужного количества тепла. Причинами существования таких областей являются три основных фактора.

1. Главный источник тепла на Земле – лучистая энергия Солнца, поглощаемая Землей. Из-за шарообразности Земли распределение лучистой энергии Солнца на ее поверхности неравномерно, так как количество поступающего к поверхности радиационного тепла зависит от угла падения лучей φ . Как схематически показано на рис. 1.1, угол падения солнечных лучей на разных широтах неодинаков. Экваториальные области, где солнечные лучи поступают к земной поверхности с минимальным углом φ (в близком к перпендикулярному направлении), получают наибольшее количество тепла, и горные породы здесь оказываются наиболее прогретыми. По мере продвижения от экватора к полюсам, к поверхности подходят все более наклонно ориентированные солнечные лучи (угол φ

постепенно увеличивается и достигает максимальных значений (вблизи полюсов), вследствие чего в этих направлениях уменьшается количество приходящего тепла, и горные породы оказываются все менее прогретыми. На некоторой широте (примерно на широте Полярного круга) поступление солнечной энергии к поверхности Земли настолько уменьшается, что его не хватает для поддержания положительной температуры горных пород. Здесь возникает область устойчивого охлаждения Земли, горные породы имеют постоянно отрицательную температуру, формируется **криолитозона**.

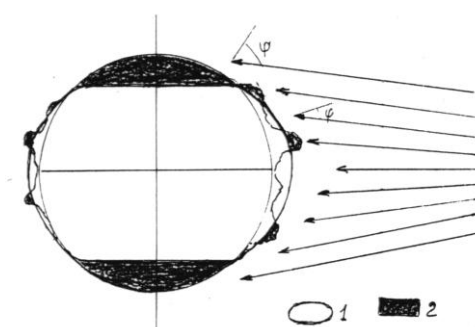


Рис. 1.1. Схема прихода солнечной энергии к поверхности Земли: 1 – нижняя граница зоны устойчивого охлаждения (криосферы); 2 – криолитозона)

2. Температура околоземной атмосферы формируется главным образом за счет тепла, излучаемого земной поверхностью. Количество этого тепла тем больше, чем больше нагреты горные породы. Поэтому в приэкваториальных областях атмосфера прогрета до достаточно большой высоты, по мере продвижения к полюсам мощность прогретого слоя атмосферы уменьшается, и примерно с широты Полярного круга атмосфера вообще не прогревается в достаточной мере. Таким образом, вокруг Земли формируется область отрицательных температур, которая называется КРИОСФЕРОЙ. Криосфера – это подвижная оболочка Земли, которая будучи единой, тем не менее делится на части: одна ее часть находится в атмосфере, другая – на поверхности Земли и в гидросфере, третья – в земной коре. Положение криосферы схематически показано на рис. 1.1. Видно, что на широте экватора

нижняя граница криосферы располагается на достаточно большой высоте в атмосфере, по мере продвижения к полюсам эта граница все больше приближается к поверхности Земли. Начиная с широты Полярного круга нижняя граница криосферы погружается непосредственно в горные породы, на глубину до сотен, а иногда и до тысячи метров.

Известно, что поверхность Земли неровная, на ней имеются приподнятые плато и высокие горы. Такие участки могут оказаться в криосфере, то есть в условиях устойчивого охлаждения, и за пределами Полярного круга (южнее Северного Полярного круга и севернее Южного Полярного круга). Это приводит к возникновению криолитозоны в горных районах умеренных широт и в высокогорных районах низких широт (схематически показано на рис. 1.1).

3. Распределение солнечной энергии на поверхности Земли в большой мере определяется местными физико-географическими условиями, которые могут существенно изменять изначально зональное поступление солнечной радиации. Так, обширность и удаленность от моря той или иной территории на континенте создают условия для развития континентального климата. Известно, что континентальный климат характеризуется большими амплитудами колебания температуры воздуха в течение года, длительной холодной зимой и коротким жарким летом. Такие районы становятся областью устойчивого охлаждения, где происходит сильное зимнее выхолаживание горных пород. В таких районах формируется криолитозона вне зависимости от широтного положения территории.

Таким образом, можно сказать, что в районах с морским климатом криолитозона возникает в соответствии с зональным распределением солнечной энергии, в районах с континентальным климатом — в соответствии с региональными особенностями распределения солнечного тепла. Общее распространение криолитозоны на Земле показано на рис. 1.2.

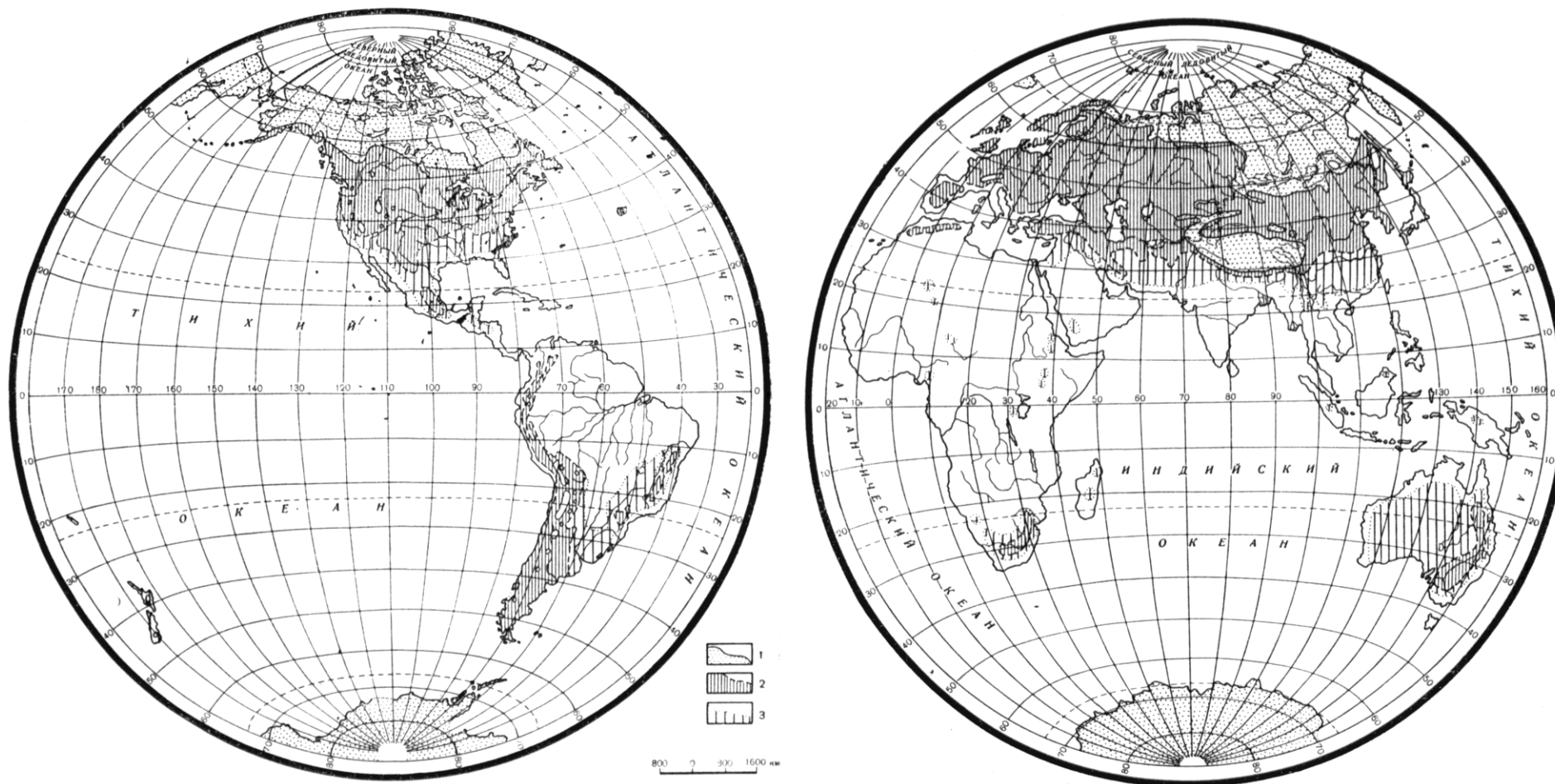


Рис. 1.2. Карта криогенных областей Земли (Баранов, 1959): 1 – область многолетнемерзлых горных пород и ледяных покровов; 2 – зона систематического сезонного промерзания почвы; 3 – зона кратковременного и несистематического промерзания почвы

1.3. Основные термины и понятия

Мерзлыми породами, грунтами, почвами называются породы, грунты, почвы, имеющие температуру ниже 0°C или равную 0°C . В таких породах¹ вода, как правило, находится в твердом состоянии. Поэтому главная особенность мерзлых пород – наличие в них льда. Лед в мерзлых породах может быть в разном виде: в виде отдельных кристаллов или их скоплений-гнезд; в виде закономерно залегающих горизонтальных, наклонных и вертикальных ледяных прослоев (**шириров**) и линз различной толщины, расположенных на разном расстоянии друг от друга и образующих так называемую **криогенную текстуру**; в виде крупных залежей, имеющих форму жил или пластов. Однако, нередко случаи, когда в грунтах содержится так мало воды, что и при отрицательных температурах в них нет льда. В ряде других случаев, грунты, насыщенные солеными водами или рассолами, не замерзают при отрицательных температурах. Поэтому в литературе часто разделяют породы с отрицательной температурой на мерзлые породы, содержащие лед, и морозные, не содержащие лед. Среди морозных различают сухоморозные (без льда и гравитационной воды) и мокроморозные (с солеными водами). Тем не менее обычно употребляется термин мерзлые породы, объединяющий все выше перечисленные варианты (Общее мерзлотоведение, 1978).

Горные породы могут находиться в мерзлом состоянии в течение разного по длительности времени. Выделяются три типа:

- **кратковременномерзлые породы**, существующие в течение часов или суток;
- **сезонномерзлые породы**, возникающие с наступлением зимы и исчезающие с наступлением лета;
- **многолетнемерзлые (вечномерзлые) породы**, существующие без перерыва многие годы, века, тысячелетия.

¹ Здесь и в дальнейшем под любым из этих понятий – грунт или порода – будет подразумеваться весь набор перечисленных понятий.

В пространственном чередовании перечисленных типов мерзлых пород проявляется зональность. Первый тип мерзлых пород распространен в умеренных широтах и возникает чаще всего при ночных заморозках. Второй тип наиболее характерен для умеренных и высоких широт, занимает там большие пространства, продолжительность существования увеличивается с увеличением широты. Третий тип мерзлых пород широко развит в высоких широтах Арктики, Субарктики и Антарктики, а также в аналогах этих широт – высокогорье, например в Тянь-Шане, на Памире, в Тибете и др.

Между сезонно- и многолетнемерзлыми породами существует переходный тип. Если в отдельные наиболее холодные годы сезонномерзлые породы не оттаивают полностью за лето и сохраняются в основании слоя до следующей зимы, то этот мерзлый слой называется *перелеток*. Он может существовать от 1 до 5 лет, после чего в случае сохранения переходит в разряд многолетней мерзлоты.

Упомянутые три типа мерзлых пород промерзают на разную глубину. Кратковременное промерзание распространяется вглубь пород не более чем на сантиметры. Сезонное промерзание проникает на десятки сантиметров и первые метры. Глубина многолетнего промерзания – это метры, десятки и сотни метров, а в отдельных случаях и тысячи метров.

По составу мерзлые толщи могут быть сложены рыхлыми осадками разного возраста (четвертичного и дочетвертичного) и разного генезиса (морскими, озерными, аллювиальными, склоновыми и т.д.), а также скальными метаморфизованными осадочными, эффузивными и интрузивными породами мезозойского, палеозойского и более древнего возраста.

Поверхность, с которой начинаются многолетнемерзлые породы, называется их *верхней границей* (или *кровлей*), поверхность в глубине литосферы, где отрицательные температуры пород

переходят в положительные и многолетнемерзлые породы переходят в талые, называется **нижней границей** (или **подошвой**) последних.

Расстояние по вертикали между верхней и нижней границами многолетнемерзлых пород называется **мощностью** мерзлых пород. Последняя обычно измеряется метрами.

Здесь следует пояснить, что принято различать мерзлую зону (или мерзлые породы), содержащую лед, и пояс многолетних отрицательных температур земной коры независимо от агрегатного состояния воды в породах. Мерзлая зона всегда находится в поясе отрицательных температур, а ее мощность либо совпадает с ней, если она подстилается пресными водоносными горизонтами, либо меньше ее, если под мерзлой зоной располагаются засоленные воды. В последнем случае мощность пояса отрицательных температур может превышать мощность мерзлой зоны на десятки и сотни метров.

Обычно верхний слой многолетнемерзлых пород у поверхности земли ежегодно летом оттаивает, а зимой снова промерзает. Этот слой называется **слоем сезонного оттаивания** или **сезонноталым слоем** (СТС). Если этот слой при зимнем промерзании соединяется с многолетней мерзлотой, то последняя называется **сливающейся**. Если же не соединяется и между нижней границей сезонно промерзшего слоя грунта и верхней границей многолетнемерзлых пород в течение зимы сохраняются талые породы, то мерзлая зона называется **несливающейся**. В этом случае верхний промерзший слой называется **слоем сезонного промерзания** или **сезонномерзлым слоем** (СМС). Слой сезонного оттаивания и промерзания называют еще и **деятельным слоем**. Под мощностью деятельного слоя понимается наибольшая за многолетний период мощность оттаивания и промерзания грунтов.

Главными характеристиками и многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород являются их температура (меняется обычно в пределах от 0°C до примерно -20°C), мощность (достигает от нескольких метров до тысячи метров) и характер содержащегося в них льда (количество, форма распределения).

Характер распространения мерзлых пород по площади имеет определенные особенности и в целом подчиняется природной зональности. В самых северных районах, при низких температурах воздуха, многолетнемерзлые породы имеют преимущественно **сплошное** (непрерывное) распространение. Однако под крупными водоемами или в местах усиленной циркуляции подземных вод, несущих в себе большой запас тепла, вечная мерзлота отсутствует, горные породы находятся в талом состоянии. Такие участки называются **таликами**. Различают **сквозные** талики, пронизывающие мерзлую толщу на всю мощность, и **несквозные** талики, распространяющиеся в мерзлой толще лишь до некоторой глубины. При развитии сквозных таликов по площади менее 10% распространения ММП считают сплошным. По мере продвижения на юг количество таликов увеличивается, распространение многолетнемерзлых пород становится **прерывистым** (сквозные талики занимают 5-50% площади), еще дальше к югу общая площадь таликов становится преобладающей, а распространение мерзлых пород приобретает **массивно-островной** (ММП 10-50%) и **островной** (ММП < 10%) характер. Схематически это показано на рис. 1.3. (Шполянская, 1981).

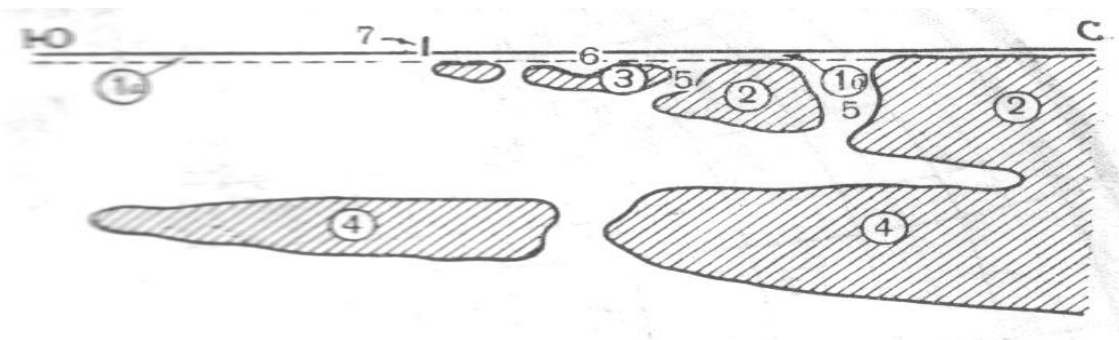


Рис. 1.3. Схема вертикального разреза мерзлых толщ при движении с юга на север: 1 – слой сезонного промерзания (а) и протаивания (б); 2 и 3 – современные мерзлые толщи; 4 – древние (реликтовые) мерзлые толщи; 5 – сквозные талики; 6 – несквозные талики; 7 – современная южная граница мерзлых пород

Распространение многолетнемерзлых пород по вертикали часто тоже имеет сложный характер. Как правило, в северных районах с

наиболее суровым климатом мерзлые породы имеют **сплошное** по вертикали распространение. По мере продвижения к югу, вместе с все более теплым климатом отепляющее влияние внешних и внутренних факторов возрастает, и мерзлые породы могут прерываться по вертикали, образуя при этом **слоистую** мерзлую толщу. Схематически это показано на рис. 1.3.

Таким образом, площадь распространения многолетнемерзлых пород уменьшается в направлении с севера на юг до полного их исчезновения. Линия, оконтуривающая с юга область распространения многолетнемерзлых толщ, называется **южной границей** многолетнемерзлых пород. Для горных районов используется термин **высотная граница** многолетнемерзлых пород.

Распространение многолетнемерзлых пород на территории России (с учетом всего выше сказанного о криолитозоне) показано на рис. 1.4.

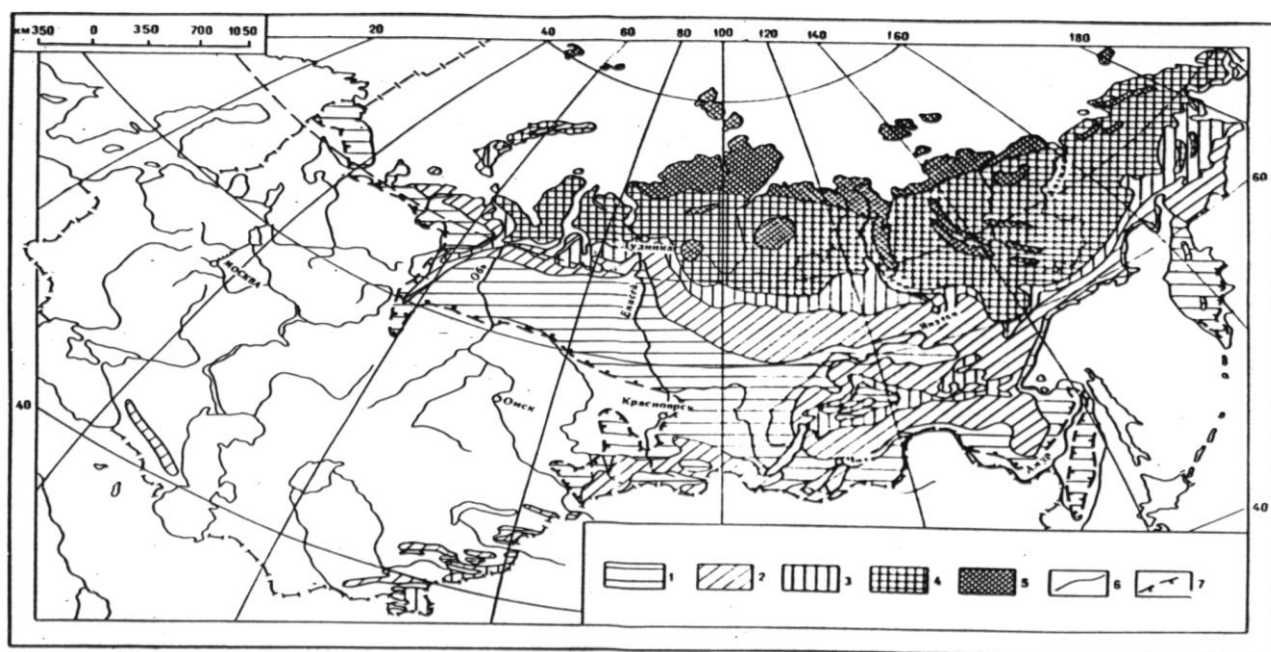


Рис. 1.4. Карта распространения многолетнемерзлых пород (ММП) в СССР: 1 – зона редкоостровного, островного и массивно-островного распространения ММП со среднегодовыми температурами (t_{cp}) от $+3$ до -1°C и мощностью (M) мерзлой толщи от 0 до 100 м; 2-5 – зона сплошного распространения ММП: 2 – t_{cp} от -1 до -3°C , M от 50 до 300 м; 3 – t_{cp} от -3 до -5°C , M от 100 до 500 м; 4 – t_{cp} от -5 до -9°C , M от 200 до 600 м; 5 – t_{cp} ниже -9°C , M от 400 до 900 м и более; 6 – граница зон ММП; 7 – южная граница криолитозоны

В качестве примера на рис. 1.5 (карта-врезка) схематически показаны геокриологические зоны в пределах Большеземельской тундры; для каждой геокриологической подзоны характерен свой набор показательных (репрезентативных) урочищ, общая характеристика которых приводится в Приложении 1 (Осадчая, 1999).

1.4. Научные и практические задачи мерзлотоведения

Мерзлотоведение ставит перед собой и способно решать как практические, так и фундаментальные научные задачи.

Как уже говорилось, главной особенностью мерзлых пород является наличие в них льда. Лед – это единственный минерал, точка плавления которого лежит среди температур, широко распространенных на Земле. Это делает лед крайне неустойчивым минералом. Он легко тает, переходит в воду, и тогда мерзлые породы полностью теряют свою прочность, становятся пластичными и текучими. Практически никакие виды хозяйственной деятельности в районах распространения вечной мерзлоты и глубокого сезонного промерзания, такие как строительство, сельское хозяйство, геолого-разведочные работы, добыча полезных ископаемых, охрана и рациональное использование природной среды, невозможны без учета мерзлого состояния горных пород.

В то же время лед обладает большой информационной способностью, и это позволяет решать важные фундаментальные задачи науки. Как говорилось выше, многолетнемерзлые породы сохраняют свое состояние в течение сотен, тысяч, десятков тысяч и даже сотен тысяч лет. Все это время лед в породах остается в том виде и в той форме, как он образовался во время первоначального промерзания пород. Поскольку характер льда в мерзлой породе определяется комплексом конкретных условий, в которых происходило промерзание, то лед на протяжении всего своего существования сохраняет в себе информацию об условиях этого первоначального этапа. Изучение характера льда в мерзлых породах (его формы, количества, физических и химических особенностей и

т.п.) и выявление зависимости этого характера от конкретных условий промерзания дает большой материал для палеогеографических реконструкций и позволяет решать многие вопросы, касающиеся истории Земли.

Литература к главе 1

1. Общее мерзлотоведение (геокриология), изд. 2. Учебник. / Под ред. В.А. Кудрявцева. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.
2. Общее мерзлотоведение / Под ред. П.И. Мельникова, Н.И. Толстихина. – Новосибирск: изд-во «Наука» Сибирское отделение, 1974. – 302 с.
3. Осадчая Г.Г. Региональные особенности пространственной изменчивости геокриологических условий в Тимано-Печерской провинции / Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII геологического съезда Республики Коми. Т.П, Сыктывкар, 1999. – С. 41-43.
4. Шполянская Н.А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. – М., Изд-во Моск. университета, 1981. – 163 с.

Контрольные вопросы к главе 1

1. История возникновения и развития мерзлотоведения. Его научные и практические задачи.
2. Условия возникновения устойчивого охлаждения Земли.
3. Географические типы распространения ММП. Геокриологические зоны региона (по выбору).
4. Основные термины и понятия геокриологии.

Глава 2. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Возникновение и существование мерзлых горных пород связано, как было сказано выше, с определенным тепловым состоянием Земли и отдельных ее районов, обуславливающим возникновение отрицательной температуры горных пород. Тепловое состояние Земли формируется за счет ее теплообмена с окружающим космическим пространством. Источники тепла на Земле можно разделить на внешние и внутренние. К внешним источникам относится энергия и излучение Солнца и звезд, среди которых подавляющую роль занимает лучистая энергия Солнца ($1,35 \cdot 10^{24}$ ккал/год). К внутренним источникам относится излучение из недр самой Земли, разогретых в результате происходящих там ядерных реакций до температуры 4000°C . Это излучение составляет $2 \cdot 10^{17}$ ккал/год. Таким образом, температура верхних слоев земной коры, где и возникает криолитозона, формируется под влиянием энергии этих двух типов излучения. Естественно, чем ближе к поверхности Земли, тем больше температура горных пород определяется внешними источниками тепла, чем дальше (глубже) от поверхности Земли, тем больше она определяется внутренними источниками. Есть данные, что влияние внешних источников тепла прослеживается примерно до глубины 3000 м. Из приведенных выше цифр видно как велика количественная разница между поступлением тепла от внешних и внутренних источников (7 порядков в пользу внешних). Поэтому можно считать, что основная роль в формировании температуры горных пород криолитозоны принадлежит солнечной энергии (солнечной радиации) и особенностям ее распределения по поверхности Земли.

2.1. Тепловой баланс поверхности почвы

Тепловое состояние верхних горизонтов горных пород формируется в результате их теплообмена с атмосферой. Основной

цикл теплообмена – год. Теплообмен обычно выражается через годовой тепловой баланс (Будыко, 1956). Главная характеристика теплового состояния – среднегодовая температура грунта. Годовой тепловой баланс поверхности почвы записывается уравнением

$$R + LE + LW + P + B = 0 \quad (2.1),$$

где **R** – радиационный баланс, выражающий приход солнечной радиации к поверхности за год; **LE** – затраты тепла на испарение (**L** – скрытая теплота испарения, **E** – величина испарения в мм); **LW** – затраты тепла на таяние снега (**W** – величина оттаявшего снега в мм); **P** – теплообмен поверхности почвы с атмосферой; **B** – теплообмен поверхности почвы с нижележащими слоями грунта.

Рассмотрение уравнения показывает, что одни члены уравнения (составляющие теплового баланса) указывают на приход тепла к поверхности, другие – на расход этого тепла. В результате, в сумме за год тепловой баланс равен нулю. Схематически это показано на рис. 2.1.

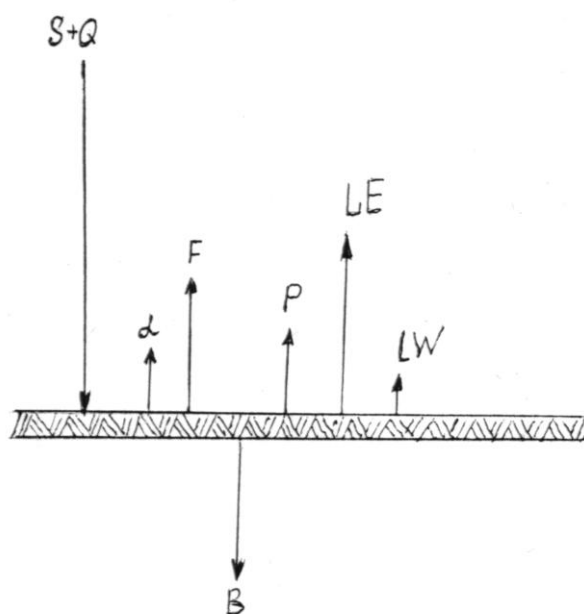


Рис. 2.1. Схема теплового баланса поверхности почвы. Приходные и расходные составляющие баланса

R является приходной статьей баланса. Он определяет то исходное количество тепла, которой поступает за год к поверхности почвы. В свою очередь, радиационный баланс складывается из

нескольких компонентов (также приходных и расходных), и обычно записывается в виде уравнения

$$R = (S + Q)(1 - \alpha) - F \quad (2.2),$$

где S – прямая солнечная радиация, поступающая к поверхности земли за год при безоблачном небе от прямых солнечных лучей, ккал/см²; Q – рассеянная солнечная радиация, поступающая к поверхности земли за год в условиях облачности, ккал/см²; $(S + Q)$ – суммарная коротковолновая радиация солнца; α – коэффициент отражения солнечной радиации от поверхности почвы (альбедо поверхности, определяемое как отношение отраженной от поверхности радиации ко всей пришедшей суммарной радиации в долях единицы или процентах: абсолютно черная поверхность поглощает приходящую радиацию полностью, величина поглощения равна 1 или 100%, по мере осветления поверхность отражает все большую часть приходящей радиации – абсолютно белая поверхность отражает практически всю приходящую радиацию, величина поглощенной радиации равна 0, а величина отраженной радиации равна 1); $(S + Q)(1 - \alpha)$ – поглощенная поверхностью почвы за год коротковолновая радиация, ккал/см², является приходной составляющей баланса; F – эффективное длинноволновое излучение нагретой поверхности почвы, ккал/см², – расходная статья баланса. В сумме за год R (радиационный баланс) всегда положительный и определяет собой исходное количество тепла, поступающего за год к поверхности почвы.

LE – расходная статья теплового баланса. Связана с тем, что имеющаяся на поверхности и в грунтах влага испаряется в теплое время года. На испарение (E) затрачивается определенное количество тепла (L), которое, тем самым, изымается из радиационного баланса.

P – турбулентный конвективный теплообмен поверхности почвы с атмосферой – тоже расходная составляющая теплового баланса. Этот теплообмен связан с разностью температур нагретой

земной поверхности и более холодной атмосферы. В силу этого турбулентный теплообмен может быть записан в виде уравнения

$$P = a(t_g - t_n) \quad (2.3),$$

где t_g – среднегодовая температура воздуха, t_n – среднегодовая температура почвы (грунта), a – коэффициент пропорциональности.

B – теплообмен с почвой – это остаточное в приходно-расходном процессе тепло, которое поступает в грунт и формирует его температуру. Именно эта составляющая теплового баланса создает возможность промерзания грунтов и обуславливает возникновение криолитозоны.

В конечном счете, уравнение годового теплового баланса следует записать в виде:

$$[(S + Q)(1 - \alpha) - F] + LE + a(t_g - t_n) + B = 0 \quad (2.4).$$

Температуру горных пород как результат теплового баланса можно выразить уравнением

$$t_n = \frac{1}{a}(R + LE + B) + t_g \quad (2.5).$$

Теплообмен между горными породами и атмосферой в большой мере зависит от региональных условий. Общий приход солнечной радиации в каждом конкретном регионе зависит от географической широты, приход же солнечной энергии непосредственно к поверхности почвы зависит от местных физико-географических условий – характера рельефа, снежного и растительного покровов, типа грунта и его влажностных свойств и т.п. Теплообмен протекает по-разному в разных ландшафтах, поскольку отдельные компоненты ландшафта по-разному влияют на приходные и расходные составляющие теплового баланса. Понять, как ландшафт влияет на теплообмен между горными породами и атмосферой позволяет анализ уравнения 2.5.

2.2. Влияние физико-географических факторов на структуру теплового баланса поверхности

Влияние природных факторов на структуру теплового баланса осуществляется через влияние на приход солнечной радиации к поверхности почвы (то есть на нагревание почвы) и на ее расход – уход с этой поверхности (то есть на охлаждение почвы). В результате в годовом цикле в грунтах совершается теплооборот, интенсивность которого меняется от места к месту под влиянием конкретных ландшафтных условий (Шполянская, 1978, 1981). Рассмотрим это влияние пофакторно.

2.2.1. Влияние рельефа

На приход солнечной радиации рельеф влияет прежде всего положением поверхности по отношению к направлению солнечных лучей, и в этом отношении главную роль играют экспозиция и крутизна склона. Данные наблюдений за три года в Иркутской области, наглядно демонстрирующие это положение, помещены в табл. 2.1.

Таблица 2.1.

Приход солнечной радиации на по-разному ориентированные поверхности

Положение поверхности по отношению к солнечным лучам	Приход прямой солнечной радиации, ккал/см ² год (данные за 3 года)		
Горизонтальная поверхность	65	57	58
Поверхность, перпендикулярная к солнечным лучам (южные склоны 22-25° крутизны)	128	116	114
Северные склоны 20-22° крутизны	51	43	

Склоны, ориентированные на юг, получают всегда больше тепла, чем горизонтальная поверхность, а склоны, ориентированные на север, получают наименьшее для данной широты количество тепла.

Крутизна склонов «работает» в ту же сторону – чем более крутой южный склон, тем больше он получает тепла, а чем круче северный склон, тем меньше он получает тепла. Это сразу же сказывается на температуре горных пород, что хорошо видно на рис. 2.2. По материалам наблюдений в Забайкалье построен профиль через небольшую речку, на котором показано, как в зависимости от экспозиции склонов меняется температура грунтов и формируется прерывистая криолитозона. Здесь на северных склонах распространены многолетнемерзлые горные породы с температурой $-2 \div -2,5^{\circ}\text{C}$, а на южных склонах мерзлота отсутствует и грунты имеют температуру $+2 \div +5^{\circ}\text{C}$.

Разница в инсоляции по-разному ориентированных склонов прослеживается повсеместно, однако количественно эта разница неодинакова в разных районах. Связано это с тем, что неравномерное распределение проявляется только в поступлении прямой солнечной радиации, рассеянная же радиация распределяется по поверхности равномерно. Поэтому наиболее заметно влияние рельефа в районах с малой облачностью, где доля прямой радиации (S) в общем годовом приходе солнечного тепла велика. К таким районам относятся главным образом районы Восточной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья, где из-за господства в течение большей части года Сибирского антициклона, обеспечивающего большую сухость воздуха и потому малую облачность, основной приход солнечного тепла осуществляется за счет прямой радиации. Приход последней, например, в Забайкалье такой же как и в Сочи. В районах с высокой относительной влажностью воздуха и большой облачностью солнечное тепло поступает преимущественно за счет рассеянной радиации (Q), а потому распределяется по дневной поверхности сравнительно равномерно. К таким районам относятся прежде всего север Европейской части России и Западной Сибири, где по этой причине роль рельефа в неравномерном приходе тепла не столь велика.

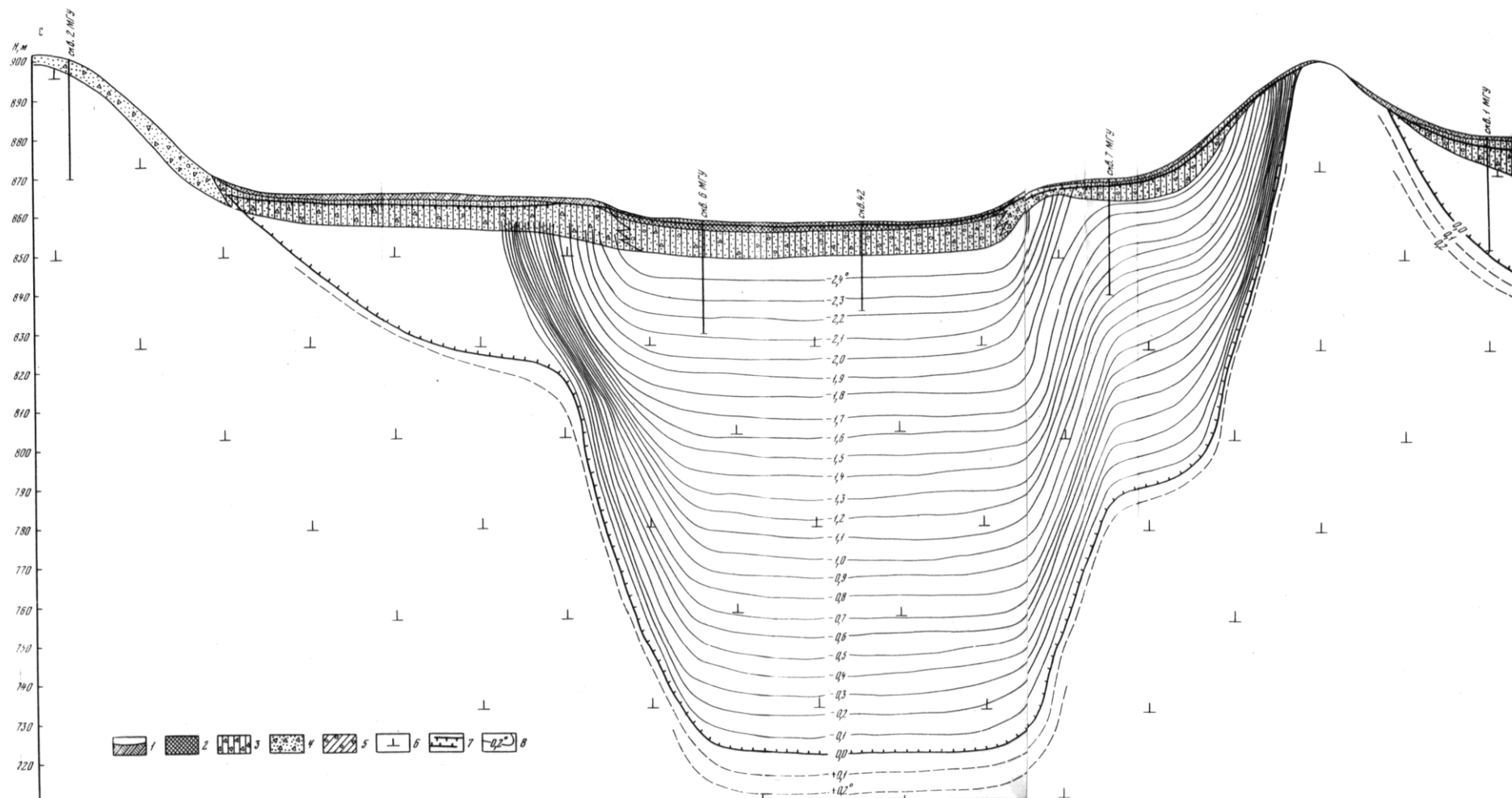


Рис. 2.2. Схематический мерзлотно-геологический профиль через Ангашан (Центральное Забайкалье, приток р. Кручины): 1 – почвенно-растительный слой; 2 – торф; 3 – суглинок с дресвой и щебнем; 4 – песок с дресвой и щебнем; 5 – супесь с гравием и галькой; 6 – коренные породы; 7 – верхняя и нижняя границы вечной мерзлоты; 8 – изотермы

Заметное влияние рельефа на тепловое состояние грунтов проявляется в районах с резко континентальным климатом типа Забайкалья еще и тем, что обуславливает возникновение инверсии температуры. В отличие от большинства горных районов, где температура воздуха понижается с высотой (обычно на $0,5^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м высоты), здесь, в условиях преобладающей в зимнее время антициклональной погоды и отсутствия ветров не происходит перемешивания воздуха и устанавливается его плотностная стратификация. Холодный тяжелый воздух стекает вниз по склонам и скапливается в долинах рек и понижениях рельефа. В верхних частях склонов оказывается более теплый воздух. Это обуславливает своеобразное инверсионное распространение мерзлых пород: в долинах и понижениях рельефа формируются самые низкие температуры грунтов; грунты водораздельных участков, как правило, имеют всегда более высокие температуры. В мерзлотоведении существует такое понятие как криолитозона забайкальского типа.

Рельеф влияет и на расходную составляющую теплового баланса. Рельеф определяет закономерное распределение осадков на дневной поверхности – они стекают со склонов и скапливаются в понижениях рельефа. Вследствие этого более влажные грунты понижений больше испаряют влаги, больше затрачивают тепла из приходящего к поверхности, а потому меньше прогреваются. Более сухие грунты склонов меньше испаряют и меньше затрачивают тепла на испарение, а потому больше прогреваются. В результате, температура грунтов склонов всегда выше, чем температура грунтов понижений.

Влияние рельефа на теплообмен между грунтами и атмосферой, а тем самым на температуру грунтов и возникновение мерзлых пород, осуществляется еще и опосредованно, через наземные покровы – растительный, снежный, водный. Как было показано выше, рельеф является главным фактором в неравномерном распределении по поверхности земли тепла и влаги. Вследствие этого он оказывается также главным и в распределении растительности, снежного покрова

и водных запасов. Все они существенным образом влияют на теплообмен и формирование температуры грунта. Роль рельефа в этом отношении мы рассмотрим позже, после обсуждения роли снежного покрова, растительности и водоемов.

2.2.2. Влияние снежного покрова

Снежный покров играет чрезвычайно большую роль в теплообмене между горными породами и атмосферой. Главное свойство снега – малая теплопроводность и связанная с этим его большая теплоизолирующая роль. Снег состоит из снежинок, ледяных кристаллов и содержит большое количество воздуха. Это и обуславливает низкую теплопроводность снега. Теплопроводность снега меняется в зависимости от структуры снега и его воздухосодержания, которые, в свою очередь, зависят от плотности снега.

С увеличением плотности теплопроводность снега увеличивается. Теплопроводность льда, являющегося практически предельной стадией уплотнения снега, намного превышает таковую для снега. Вследствие этого лед, в отличие от снега, не обладает теплоизолирующим свойством.

Низкая теплопроводность снега обуславливает замедленный теплообмен между грунтами и атмосферой. Даже 1 см снега уже предохраняет, а сквозь 20 см снега короткие морозы не проникают в почву. Те же свойства снега приводят к тому, что суточные и сезонные изменения температуры воздуха проникают сквозь снег к поверхности почвы с большим опозданием, а амплитуда суточных колебаний температуры воздуха быстро затухает в снежной толще. Это показано в табл. 2.2.

Таблица 2.2.

Изменение амплитуды колебания температуры воздуха в снежной толще

Глубина в снежной толще, см	0	5	9	24	44
Амплитуда колебания температуры, °С	29,8	16	11,3	2,7	0,8

Благодаря малой теплопроводности снег изолирует зимой почву от охлаждения со стороны холодной атмосферы. Одновременно он задерживает и излучение Земли, а тем самым и охлаждение верхних горизонтов горных пород. В результате можно говорить, что снежный покров практически всегда оказывает обогревающее влияние на грунты. Грунты участков, где накапливается снег, имеют более высокую температуру и меньше промерзают.

Помимо плотности снега ($\rho_{\text{сн}}$) на его теплофизические свойства влияет температура снега ($t_{\text{сн}}$), тесно связанная с температурой воздуха ($t_{\text{в}}$). Эта связь хорошо видна на рис. 2.3: с повышением температуры воздуха повышается температура снега, причем для торфяников практически линейно. Поэтому при повышении температуры воздуха и снега, а вследствие этого и увеличением плотности снега, теплопроводность последнего ($\lambda_{\text{сн}}$) увеличивается. А.В. Павловым (1979) это было экспериментально доказано. Им установлено, что в снежном покрове постоянно осуществляется массо- и теплообмен путем диффузии водяного пара. Водяной пар перемещается из мест с большей плотностью в места с меньшей плотностью. Поскольку снежная толща всегда неоднородна по температуре, то и плотность водяного пара в ней неодинакова. Известно, что плотность водяного пара увеличивается с повышением температуры и уменьшается с ее понижением. Температура снежной толщи $t_{\text{сн}}$ повышается сверху вниз, то есть от поверхности снега к поверхности почвы. Следовательно, водяной пар перемещается в направлении, обратном температурному градиенту, то есть диффундирует из более теплой почвы в более холодный снежный покров, насыщая его влагой. Чем выше температура грунта под снегом, тем больше разница в плотности водяного пара между поверхностью подстилающего грунта и снежной толщей, тем более активна диффузия, тем большая насыщенность снежной толщи водяным паром, тем больше $\lambda_{\text{сн}}$, тем меньше его обогревающее влияние.

Этот механизм теплового режима снежной толщи привел А.В. Павлова к важному выводу о неодинаковом отопляющем влиянии снежного покрова на севере и юге области распространения ММП. У южной границы этой области температура грунтов t_0 более высокая, чем на севере, поэтому температура снежной толщи более высокая, следовательно, и $\lambda_{\text{сн}}$ тоже более высокая. В северных районах ММП t_0 низкая, $t_{\text{сн}}$ низкая, насыщенность водяным паром небольшая, воздухосодержание высокое, следовательно, $\lambda_{\text{сн}}$ мала. Отсюда главный вывод – отопляющее влияние снега уменьшается в направлении с севера на юг. Этот вывод согласуется с фактической природной картиной. Например, в Западной Сибири (Шполянская, 1981) в северных ее районах (к северу от Полярного Круга) пространственное изменение t_0 полностью зависит от пространственного распределения снежного покрова: в понижениях рельефа, где снег накапливается, температура грунтов всегда более высокая, чем на повышенных участках, откуда снег сдувается. В более южных районах Западной Сибири такой зависимости не прослеживается: там в понижениях рельефа, где тоже накапливается снег, температура грунтов обычно более низкая, чем на выпуклых поверхностях, где снега меньше.

Температурное влияние снега можно оценить количественно. Величину $\lambda_{\text{сн}}$ в меняющихся температурных условиях можно рассчитать по формулам А.В. Павлова (Pavlov, 1993) и Б.В. Проскурякова. Для северных районов с температурой снега ниже -10°C предпочтительна формула А.В. Павлова

$$\begin{aligned}\lambda_{\text{сн}} &= 0,04 + \rho_{\text{сн}} \text{ (для } t_{\text{сн}} > -10^\circ\text{C)} \\ \lambda_{\text{сн}} &= x \cdot \rho_{\text{сн}} \text{ (для } t_{\text{сн}} = -10 \dots -20^\circ\text{C)} \\ \lambda_{\text{сн}} &= -0,04 + x \cdot \rho_{\text{сн}}\end{aligned}$$

Для большей части остальной территории России (исключая самые южные районы), при $t_{\text{сн}} =$ от -4 до -7°C целесообразнее пользоваться формулой Б.В. Проскурякова

$$\lambda_{\text{сн}} = 0,018 + 0,87 \cdot 10^{-3} \rho_{\text{сн}}$$

Связь величин t_b и t_{ch} представлена на рис. 2.3. (Осадчая, 2003).

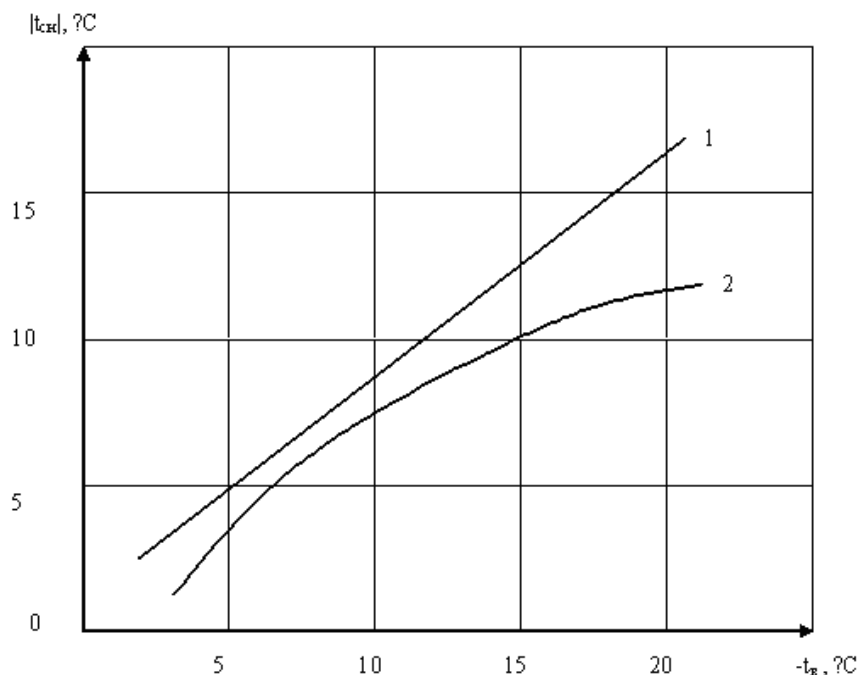


Рис. 2.3. Графики связи величин t_{ch} и t_b для торфяников (1) и минеральных участков (2)

Предельной стадией уплотнения снега условно можно считать лед, который не обладает теплоизолирующим свойством.

Малая теплопроводность снега и его теплоизолирующая способность являются главными его свойствами, влияющими на теплообмен горных пород с атмосферой. Однако, снег, как и другие природные факторы, влияет непосредственно на приходные и расходные составляющие теплового баланса, и в этом отношении в отдельных случаях может играть и охлаждающую роль.

Во-первых, снег влияет на приходную составляющую теплового баланса. Благодаря белому цвету снег обладает очень высоким альбедо. На севере α снега, как правило, очень чистого, достигает величины 0,8-0,95. Это значит, что снег отражает большую часть поступающей к поверхности земли солнечной энергии. Известно, например, что общий приход радиации в Арктике достаточен для того, чтобы растопить арктические льды. Этого не происходит только потому, что эти же льды вместе со снегом на них отражают большую часть приходящей радиации. Во-вторых, снег влияет и на расходную

составляющую баланса. Весной на таяние снега затрачивается большое количество тепла, что заметно уменьшает приток тепла в почву. Если снега за зиму накапливается слишком много, то он не успевает растаять весной, и на его таяние тратится тепло, которое должно было бы уже идти на прогревание грунта. Другими словами, величина расходных составляющих **LE** и **LW** становится велика, а составляющей **B** мала.

Роль снежного покрова может меняться с отепляющей на охлаждающую в зависимости от его мощности. Это хорошо видно на рис. 2.4.

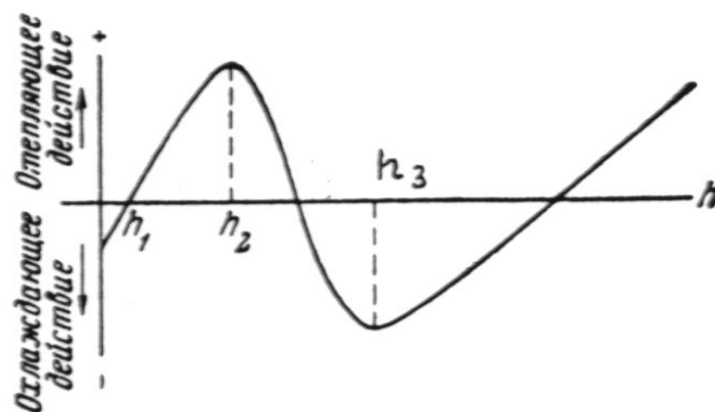


Рис. 2.4. Изменение влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород в зависимости от его мощности

При малой мощности снежного покрова — до h_1 — его теплоизолирующая роль еще не проявляется, а радиационные свойства (способность отражать радиацию) приводят к охлаждающему его влиянию. По мере увеличения мощности снега возрастает его теплоизолирующая роль, и при мощности от h_1 до h_2 снег является теплоизолятором и отепляет лежащие под ним грунты. Дальнейшее увеличение мощности снега, от h_2 до h_3 , приводит к тому, что он не успевает вовремя растаять, залеживается на часть лета и тем самым оказывает уже охлаждающее влияние на грунты. При еще большей мощности h_3 снег вообще не тает, залегает круглогодично, и здесь целиком действуют его теплоизолирующие свойства. Под снежниками температура грунтов всегда более

высокая, чем на окружающих территориях, а вечная мерзлота в большинстве случаев отсутствует. Конкретная мощность снега, при которой вечная мерзлота отсутствует, зависит от климата района. Чем более холодный климат, тем больше должна быть мощность.

2.2.3. Влияние растительности

Растительность влияет и на приходную и на расходную составляющие теплового баланса (Кудрявцев, 1959, Шполянская, 1978).

На приходную составляющую (то есть на радиационный баланс) растительность влияет своей способностью, во-первых, отражать, во-вторых, поглощать часть приходящей к поверхности солнечной радиации.

Количество отраженной растительностью радиации определяется значением α , которое, как уже было сказано, зависит от цвета, а потому для разных видов растительности меняется в заметных пределах. Это показано в табл. 2.3.

Таблица 2.3.

Значение альбедо α естественной растительности

Тип растительности	α , в долях единицы
Лиственный леса	0,16
Болота	0,15-0,16
Леса сосновые	0,13-0,16
Лиственный лес (береза, осина)	0,14-0,17
Смешанный густой лес	0,14
Полынно-злаковая степь	0,17
Сухая черная земля	0,14
Песок	0,18
Влажная почва, не покрытая травой	0,15
Лиственный лес осенью	0,25
Спелая пшеница	0,35

Из таблицы следует вывод, что более светлая растительность отражает большую долю радиации, уменьшая тем самым приход последней в почву.

Поглощаемая растительностью солнечная энергия зависит главным образом от густоты растительного покрова. Так, лес, затеняющий поверхность, может задерживать и поглощать до 75% солнечной радиации, вследствие чего освещенность у поверхности почвы в лесу составляет в среднем 25% от освещенности на открытом месте. На безлесном участке травяной покров тоже задерживает заметную часть солнечной радиации. По некоторым данным, на поле, покрытом травостоем из тимофеевки высотой 50 см, радиация уменьшается от поверхности до высоты 10 см над поверхностью почвы в четыре раза, а до поверхности почвы доходит лишь пятая часть ее.

Из всего сказанного следует, что растительность существенно уменьшает приход солнечной радиации к поверхности, причем это касается как лесной растительности так и травянистой.

На расходную составляющую теплового баланса растительность влияет благодаря своей способности поглощать и испарять влагу – процесс, который называется *транспирацией*. Поскольку на испарение воды затрачивается много тепла, транспирация существенно увеличивает расход приходящей к поверхности энергии, уменьшает тем самым долю радиации, идущей на теплообмен с почвой (**В**), и ослабляет прогревание почвы.

Расход тепла на испарение составляет большую долю в тепловом балансе поверхности почвы. Некоторые данные по величине испарения приведены в табл. 2.4.

Таблица 2.4.

Величина испарения разными покровами

Характер поверхности	Относительное испарение, %
Открытый водоем	100
Оголенная мокрая почва	93
Оголенная мокрая почва в лесу	35
Почва под подстилкой в лесу	13

Общая закономерность такова: чем больше растительность накапливает влаги, тем больше она испаряет ее, тем больше она охлаждает почву. В этом отношении разные виды растительности можно выстроить в ряд по возрастающей способности накапливать влагу и охлаждать грунты: степная – луговая – лесная – болотная растительность. Последняя, занимая повышенно обводненные участки, испаряет наибольшее количество влаги и больше других охлаждает почву. Грунты на заболоченных участках всегда имеют более низкую температуру, чем на окружающих более сухих участках.

Особое место среди болотной растительности занимает моховой покров. Моховой покров обладает исключительно высокой гигроскопичностью (способностью удерживать и накапливать влагу). Гигроскопичность гипновых мхов достигает 360%, а сфагновых мхов 1300-5000% по отношению к весу сухой массы. Летом вся эта накопленная мхами влага испаряется, на что расходуется большое количество тепла. На испарение влаги из 1 г сухой массы мха необходимо затратить 8600 калорий. Это приводит к заметному охлаждению почвы. На заболоченных моховых участках всегда формируется наиболее низкая температура грунта. Моховой покров обладает еще одной особенностью. В сухую погоду мох быстро высыхает, и тогда он превращается в покров, содержащий много воздуха обладающий малой теплопроводностью, подобно снежному покрову. Такой покров, хотя и не расходует приходящую солнечную энергию на испарение, но тратит ее частично на фотосинтез, а также за счет теплоизоляционных свойств не пропускает ее к поверхности почвы, тем самым уменьшая прогревание грунта (Осадчая, 2000). Зимой влажный мох промерзает и в этом состоянии достаточно теплопроводен ($\lambda_{\text{л}} > \lambda_{\text{м}} > \lambda_{\text{сн}}$, где $\lambda_{\text{м}}$ и $\lambda_{\text{л}}$ – соответственно теплопроводности мха и льда). Однако, мерзлый мох содержит большое количество воздуха и отчасти предохраняет поверхность от охлаждения, тем в большей степени, чем он толще. Его теплопроводность также зависит от температуры. В годовом цикле

мох, как правило, охлаждает грунт, особенно в южных районах криолитозоны, где продолжительность летнего периода возрастает. Участки, занятые мхами при прочих равных условиях имеет более низкую температуру грунтов (табл. 2.5).

Таблица 2.5.

Температурное влияние мха в летний $\Delta t_{м.л.}$ и зимний $\Delta t_{м.з.}$ периоды (режимные наблюдения в Большеземельской тундре)

Номер площадки	Тип деятельного слоя	Видовой состав мхов	Толщина мха, м	$\Delta t_{м.з.}, ^\circ\text{C}$	$\Delta t_{м.л.}, ^\circ\text{C}$	$\Delta t_{м.г.}, ^\circ\text{C}$
1	СМС	плеуроциево-сфагновый	0,3	2,0	-8,8	-2,5
2	СМС	сфагновый	0,2	1,6	-6,4	-1,7
6	СТС	плеуроциевый	0,1	1,4	-6,2	-1,7
7	СМС	плеуроциевый	0,2	1,8	-9,6	-2,9
9	СМС	сфагновый	0,3	2,2	-10,1	-2,9
12	СТС	плеуроциево-сфагновый	0,2	2,5	-8,5	-2,0
13	СТС	сфагновый	0,2	1,0	-8,0	-2,8

Влияние всех типов растительности неодинаково летом и зимой. Летом растительность оказывает охлаждающее влияние на грунты. Чем более густой (сомкнутый) растительный покров, тем больше он задерживает и отражает приходящую солнечную радиацию и тем больше он испаряет влаги. Все это способствует охлаждению грунтов. Зимой, когда из-за низких температур испарение практически отсутствует, теплообменные функции растительности меняются. Растительность становится теплоизолятором для почвы, способствуя накоплению снега и уменьшая уход тепла из почвы. В связи с этим роль растительности в теплообмене между грунтом и атмосферой меняется в пространстве, подчиняясь природной зональности. Для области распространения многолетнемерзлых пород можно говорить о разной роли растительности на севере и на

юге области. В южных районах, где теплый период года по длительности превышает холодный период, в годовом теплообмене между почвой и атмосферой ведущую роль играют летние факторы теплообмена, главным из которых является испарение и затраты на него поступающей к поверхности солнечной радиации. Зимний теплообмен играет подчиненную роль. Поэтому в южных районах области распространения вечной мерзлоты растительность, способствуя увеличению испарения, играет охлаждающую роль. В северных районах, где холодный период года превышает теплый, в годовом теплообмене ведущую роль играют зимние факторы, главным из которых является теплоизолирующее свойство снега. Здесь летний теплообмен играет подчиненную роль. Зимой же растительность не испаряет влаги, поэтому не участвует в расходе тепла. Зато растительность способствует накоплению снега. На участках, занятых кустарниками или редкостойными лесами, снега накапливается намного больше, чем на безлесных участках. И температура грунтов там, из-за обогревающего влияния снега, всегда выше. Это приводит к тому, что на севере растительность играет обогревающую роль.

На температуру почвы и грунтов заметное влияние оказывают некоторые катастрофические явления, такие, например, как часто возникающие в природе *лесные пожары и палы*. Поскольку растительный покров в основном является охлаждающим фактором, то гибель его в результате пожаров приводит к некоторому обогревающему эффекту. Этот эффект разный для разных типов растительности. Наиболее заметное обогревание грунтов происходит тогда, когда гибнет моховой покров: летом уменьшается транспирация влаги моховой растительностью и соответственно потери тепла на нее, зимой исчезает высоко теплопроводный покров из замерзшего мха и уменьшается отток тепла из почвы. Гибель луговой растительности заметна меньше, поскольку ее изначальная охлаждающая роль меньше, чем у мха. На месте сгоревшего леса возникает более сложная картина. Сначала грунты начинают

прогреваться, поскольку вместе с резким уменьшением испарения лесом почвенной влаги резко уменьшается расход тепла на испарение. Однако, именно потому, что уменьшается испарение, нарушается водный баланс почвы, происходит заболачивание и постепенно на месте сгоревшего леса возникает болото с болотной растительностью. В этом случае испарение возрастает, поступающее к поверхности тепло расходуется на это испарение, а в почву, то есть на составляющую В, остается малая доля. В этом случае гарь оказывает охлаждающее действие на грунты.

Рассмотрев роль снежного и растительного покровов в теплообмене почвы с атмосферой, мы должны вернуться к роли *рельефа*, в основном мезо- и микрорельефа. Этот вид рельефа влияет на теплообмен тем, что обуславливает неравномерное распределение на поверхности земли снежного и растительного покровов. Такого рода влияние, как и влияние растительности, подчиняется природной зональности. Поэтому на севере и юге области распространения вечной мерзлоты (криолитозоны) это влияние имеет разный знак. Так, широко распространенный в пределах всей криолитозоны бугристо-западинный рельеф влияет на температуру грунтов, а тем самым на положение кровли вечной мерзлоты по-разному. На севере (например, на севере Западной Сибири или северо-востоке Европейской части России), где ведущую роль в теплообмене, как уже говорилось, играет снег, роль рельефа проявляется в накоплении снега и отепляющей роли последнего. Пониженные участки накапливают снег, поэтому грунты этих участков меньше охлаждаются и имеют более высокую температуру. С повышенных участков снег обычно сдувается, и в большой мере оголенные грунты интенсивно охлаждаются и имеют более низкую температуру. В результате, кровля вечномерзлых пород залегает более близко к поверхности на буграх и более глубоко в западинах. Поверхность вечномерзлых пород (изотерма $t_n = 0^\circ\text{C}$) фактически повторяет поверхность рельефа. Это схематически показано на рис. 2.5а. В южных районах криолитозоны (например, в Забайкалье или на

Дальнем Востоке), где ведущим фактором теплообмена является испарение с поверхности почвы, роль рельефа проявляется в накоплении влаги. Повышенная увлажненность грунтов в понижениях рельефа способствует развитию болот и болотной растительности, поэтому температура грунтов в западинах всегда более низкая. Сухие грунты повышенных участков, меньше расходуя тепла на испарение, имеют более высокую температуру. В результате, кровля вечномерзлых пород залегает ближе к поверхности в западинах и глубже – на буграх. Кровля вечномерзлых пород оказывается зеркальным отражением поверхности рельефа. Это показано на рис. 2.5б.

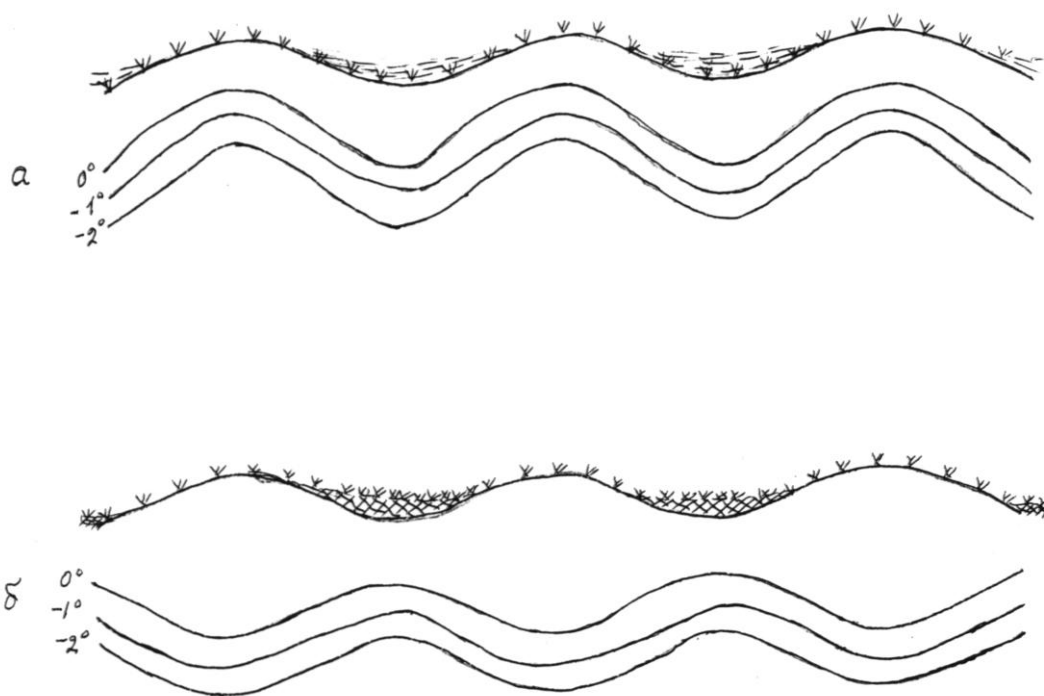


Рис. 2.5. Схема влияния мезорельефа на температуру почвы: а) на севере – преимущественно обогревающее влияние снега; б) на юге – преимущественно охлаждающее влияние болотной растительности

2.2.4. Влияние водных покровов

Водные покровы заметно влияют на тепловое состояние горных пород. В водоемах (озерах), как было показано в табл. 2.4, испарение с водной поверхности велико, и на него поэтому расходуется большая доля приходящей солнечной радиации. Однако вода обладает

высокой теплоемкостью, благодаря чему водная масса в водоеме накапливает и удерживает большой запас тепла. Вследствие этого водоем всегда оказывает на грунты отепляющее влияние, под ним в большинстве случаев образуется талик, сквозной или несквозной. Степень отепляющего влияния водоема на грунты зависит от размеров водоема – его площади и глубины. Если озеро неглубокое и промерзает до дна (максимально возможная толщина льда обычно не превышает 2 – 2,5 м, поэтому и глубина озера не должна превышать эту величину), то зимой выхолаживание грунтов через высоко теплопроводный лед происходит беспрепятственно, и под озером образуются многолетнемерзлые породы. Если озеро глубокое ($> 2,5$ м), то между льдом и донными грунтами в течение всего года сохраняется вода, имеющая определенный запас тепла. Донные грунты в этом случае не промерзают, под водоемом формируется талик. Если диаметр озера в два и более раз превышает мощность мерзлых пород в данном районе, то под озером формируется сквозной талик. Если размеры озера невелики и его диаметр меньше удвоенной мощности мерзлой толщи, то формируется несквозной талик (или псевдоталик, как его часто называют).

Соленые озера, особенно при высокой минерализации, не подчиняются описанной закономерности. Вода в них, оставаясь жидкой, может иметь отрицательную температуру (по наблюдениям в таком соленом озере, летом температура придонной воды была равна -5°C , а зимой -20°C), донные грунты при этом могут промерзать и тогда, когда озеро не промерзает до дна.

Болота, как правило, охлаждают грунты, поскольку летом болотная растительность транспирирует большое количество почвенной влаги, а зимой промерзшее болото, из-за высокой теплопроводности льда и мерзлого мха, является хорошим проводником излучения земли. На болотах формируется самая низкая температура грунта. Однако, влияние болот на теплообмен, подобно влиянию растительности, подчиняется природной зональности. Болота образуются обычно в понижениях рельефа, поэтому зимой на

них накапливается снег. В южных районах криолитозоны, где ведущими факторами теплообмена являются потери тепла на испарение, болота всегда охлаждают почву, в северных районах, где ведущий фактор теплообмена – теплоизолирующие свойства снега, в ряде случаев, когда на болотах накапливается много снега, болота могут играть обогревающую роль.

Роль болота в теплообмене почвы с атмосферой в большой мере зависит от степени обводненности болота. При большой обводненности, когда болото имеет на своей поверхности зеркало воды, главным оказывается теплоемкость массы воды. Охлаждающая роль такого болота невелика. Болото мало обводненное, заросшее болотной растительностью, охлаждает грунты наиболее сильно.

Реки и водотоки в большинстве случаев обогревают грунты, поскольку обладают не только высокой теплоемкостью, но и энергией движущейся воды. Обогревающее влияние крупных рек проявляется независимо от климата, даже в самых северных широтах. Под руслами таких рек как Обь, Енисей, Лена и др. мерзлые породы отсутствуют вдоль всего их течения. Обогревающая роль менее крупных рек находится в тесной зависимости от местного климата – в условиях более сурового климата под руслами таких рек могут быть многолетнемерзлые породы с несколько более высокой чем в районе температурой, либо может существовать сквозной талик. Чем южнее, тем все более мелкие реки имеют под руслом талик, в том числе и сквозной.

Малые водотоки, особенно такие, которые не имеют постоянного четко выработанного русла, оказывают охлаждающее влияние на грунты. Это связано с тем, что обогревающее влияние движущейся воды здесь сведено к минимуму, а поймы таких водотоков как правило заболочены, и теплообмен в пределах этих пойм идет по типу болот: летом большие затраты на испарение, зимой сильное выхолаживание грунтов из-за промерзания до дна водотока и заболоченной поймы (Кудрявцев, 1959; Достовалов, Кудрявцев, 1967).

2.2.5. Влияние характера грунтов

Характер грунтов играет заметную роль в теплообмене между грунтами и атмосферой, во-первых, потому, что через верхние слои грунта осуществляется водный обмен, а тем самым и конвективный теплообмен, и, во-вторых, потому, что из-за неодинаковой теплопроводности разных грунтов поток в почву **В** ведет себя по-разному.

Характер водообмена между поверхностью почвы и нижележащими грунтами тесно связан с дисперсностью грунтов. Чем более грубый состав грунтов, тем лучше его фильтрационные свойства, тем интенсивнее происходит водообмен, тем больше тепла поступает в грунт. В этом отношении можно выстроить ряд, крайние члены которого – тяжелые жирные глины с одной стороны и песчано-галечниковые аллювиальные и крупнообломочные без мелкозема делювиально-элювиальные отложения с другой стороны. Все остальные типы грунтов занимают промежуточное положение. Тот же самый ряд можно выстроить и по возрастанию теплопроводности. Тяжелые плотные глины обладают в этом ряду наименьшей теплопроводностью, песчаные и грубообломочные грунты – наибольшей теплопроводностью.

Влияние дисперсности пород на температуру грунтов неоднократно наблюдается в природе. Так, по наблюдениям на Дальнем Востоке в районе реки Селемжи (район островной мерзлоты), участки с близкими физико-географическими условиями (характер рельефа, растительность, условия снегонакопления), но разными грунтами имеют неодинаковые температуры: суглинисто-пылевато-илистые отложения имеют отрицательную температуру $-0,2 \div -0,3^{\circ}\text{C}$, а крупнопесчано-дресвянистые грунты имеют положительную температуру, равную $1-1,5^{\circ}\text{C}$. Другой пример. В Западной Сибири, тоже в районах островной мерзлоты, на однотипных водораздельных пространствах суглинисто-пылевато-илистые грунты имеют отрицательную температуру $-1 \div -1,5^{\circ}\text{C}$, а пески – положительную, равную $0,7^{\circ}\text{C}$.

Особое место среди грунтов занимает торф. Водные свойства торфа резко отличны от таковых у минеральных грунтов. Влажность торфа может в 5-10 раз превышать влажность минеральных грунтов. Это хорошо видно из табл. 2.6.

Таблица 2.6

Сравнительная влажность торфа и подзолистой почвы

Глубина слоя, см	Влажность в % к сухой навеске	
	Подзолистая почва	Торф
1-5	60,1	420,5
8-10	30,9	421,4
15-20	21,0	402,1
25-30	21,3	246,0

Из-за исключительно высокой гигроскопичности и слабой фильтрации (фильтрационные свойства торфа близки к плотным жирным глинам) просачивание воды в грунт под торфом и боковое ее перемещение ничтожны, а потому и отепляющее влияние конвективных потоков практически равно нулю. Главное участие торфа в водо- и теплообмене – это интенсивное испарение с огромными затратами тепла. Поэтому торф всегда охлаждает грунты. В пределах криолитозоны торфяники всегда многолетнемерзлые.

Теплопроводность торфа меняется в больших пределах в зависимости от его влажности, но при этом она всегда способствует охлаждению грунтов. В сухом состоянии торф имеет малую, близкую к снегу, теплопроводность, поэтому летом в сухую погоду сухой торф не пропускает в почву поступающее к поверхности солнечное тепло. Теплопроводность влажного торфа в 8 раз больше, чем сухого, однако высокая интенсивность испарения влажного торфа резко уменьшает поток тепла в почву. Теплопроводность мерзлого торфа в 33 раза выше, чем сухого, и это зимой обуславливает беспрепятственное излучение земли и выхолаживание грунтов.

Литература к главе 2

1. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. – Л., Гидрометеиздат, 1956. – 255 с.
2. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзотоведение. – М., Изд-во Моск. ун-та, 1967. – 404 с.
3. Кудрявцев В.А. Температура, мощность и прерывистость мерзлых толщ пород // Основы геокриологии. Ч. 1. – М.: АН СССР, 1959. – С. 219-325.
4. Осадчая Г.Г. Теплоизолирующее воздействие моховых покровов на температуру пород деятельного слоя. // Криосфера Земли, 2000, т. IV, №2. – С. 24-30.
5. Осадчая Г.Г. Стабилизирующие реакции мерзлотных ландшафтов на изменение климатических условий // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 4. – С. 21-27.
6. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. – Новосибирск: «Наука», 1979. – 284 с.
7. Шполянская Н.А., Вечная мерзлота Забайкалья. – М., Наука, 1978. – 160 с.
8. Шполянская Н.А., Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. – М., Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 163 с.
9. Pavlov A.V. Quantative estimation of heat-transfer in landscape complexes of Northern Russia // Permafrost. Proceed of the Sixth Inter. Conf .of Permafrost. Beijing, 5-9 July, 1993, p. 511-516.

Контрольные вопросы к главе 2

1. Тепловой баланс поверхности почвы.
2. Влияние рельефа на формирование теплового баланса поверхности грунта.
3. Влияние водных покровов на формирование теплового баланса поверхности грунта.
4. Влияние снежного покрова на формирование теплового режима грунтов.
5. Влияние растительного покрова на формирование теплового режима грунтов.
6. Влияние характера грунтов на теплообмен.

Глава 3. ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

В результате описанного выше годового теплообмена между грунтами и атмосферой в горные породы поступает тепловой поток **B** (составляющая годового теплового баланса), который формирует температуру горных пород. Температура характеризует тепловое состояние последних. Распределение температуры в толще горных пород называется их температурным полем (Доставалов, Кудрявцев, 1967). Температурное поле считается известным, если известны значения температуры (**t**) во всех точках горной породы (**x, y, z**) в каждый заданный момент времени (**τ**), то есть если известна функция **t(x, y, z, τ)**, где **x, y, z** – декартовы координаты. Если температура в точках **x, y, z** не меняется во времени, то есть, **t(x, y, z, τ) = 0**, то температурное поле называется стационарным. Если температура в этих точках меняется во времени, то есть, **t(x, y, z, τ) ≠ 0**, температурное поле является нестационарным. Нестационарное температурное поле возникает тогда, когда меняется характер теплообмена почвы с атмосферой и, соответственно, структура теплового баланса. Это связано обычно либо с изменением климата, либо с изменением типа ландшафтов чаще всего из-за антропогенного влияния.

О температурном поле обычно судят по измерениям температуры в скважинах, где температура (**t**) измеряется по глубине (**z**) через определенные интервалы. Скважины располагают в разных местах по площади, получая тем самым температуру в точках **x, y**, и измеряют температуру в скважинах в определенные моменты времени (**τ**). Измерения в одной скважине характеризуют одномерное температурное поле в каждой одиночной точке. Измерения в группе скважин, размещенных на определенной площади, дают представление о многомерном температурном поле. Измерения в группе скважин, проведенные в течение некоторого периода, характеризуют полное температурное поле горных пород за данный период времени.

Графически температуру горных пород можно показать по-разному. Во-первых, изменение температуры одновременно по глубине и во времени (рис. 3.1), во-вторых, распределение температуры в зависимости от глубины в конкретные моменты времени (рис. 3.2). Указанный первым вид температурных кривых называют термоизоплетами. На рис. 3.1. и 3.2. показаны температуры по скважинам Забайкалья (район г. Читы): скв. 2 МГУ расположена на южном крутом склоне, вечная мерзлота отсутствует; скв. 7 МГУ расположена на северном склоне, вечная мерзлота присутствует.

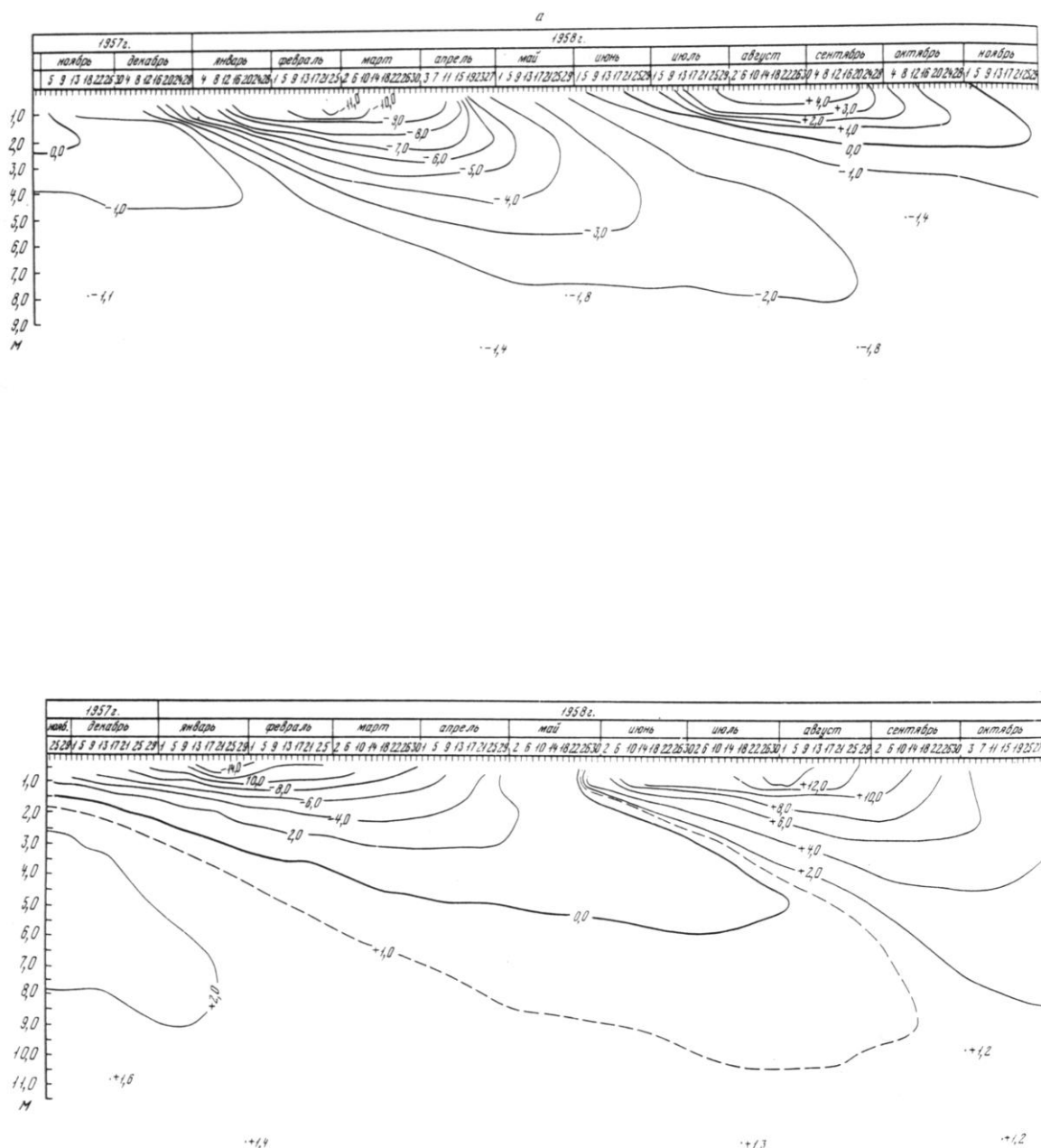


Рис. 3.1. Термоизоплеты для склонов северной (а) и южной (б) экспозиций (в С): а – по скв. 7МГУ; б – по скв. 2МГУ

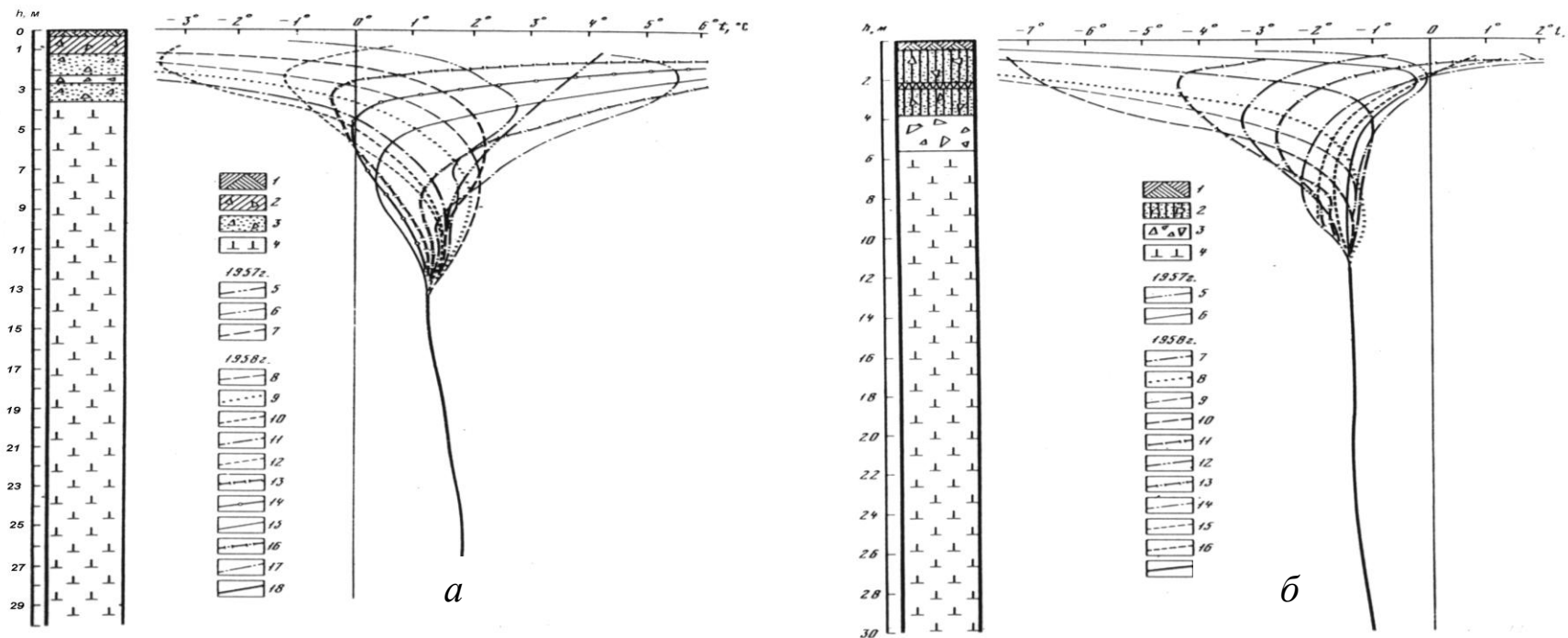


Рис. 3.2. а) Кривые среднемесячных температур грунта (Забайкалье, скв. 2МГУ): 1 – почвенно-растительный слой; 2 – супесь бурая с дресвой; 3 – песок разнотернистый с дресвой и щебнем коренных пород; 4 – гранит лейкократовый; 5-17 – среднемесячные температура грунта: 5 – октябрь, 6 – ноябрь, 7 – декабрь, 8 – январь, 9 – февраль, 10 – март, 11 – апрель, 12 – май, 13 – июнь, 14 – июль, 15 – август, 16 – сентябрь, 17 – октябрь; 18 – среднегодовая температура грунта; б) Кривые среднемесячных температур грунта (Забайкалье, скв. 7МГУ): 1 – почвенно-растительный слой; 2 – суглинок с прослоями супеси с дресвой и щебнем коренных пород; 3 – обломки коренных пород; 4 – габбро; 5-16 – среднемесячные температура грунта: 5 – ноябрь, 6 – декабрь, 7 – январь, 8 – февраль, 9 – март, 10 – апрель, 11 – май, 12 – июнь, 13 – июль, 14 – август, 15 – сентябрь, 16 – октябрь; 17 – среднегодовая температура грунта

3.1. Теплофизические свойства пород

Характер распространения тепла в самих горных породах, степень их нагревания и охлаждения, зависят от теплофизических свойств горных пород, главными из которых являются теплопроводность, теплоемкость, фазовые превращения воды и температурный градиент.

Теплопроводность – это способность грунтов проводить тепло от более нагретых слоев к менее нагретым. Определяется она количеством тепла, протекающего за 1 сек. через 1 см² однородного слоя, толщиной в 1 см, если температура обеих сторон слоя различается на 1°С. Размерность коэффициента теплопроводности λ – кал/см·сек·град, ккал/м·час·град, Вт/м·град. Горные породы (грунты, почва) это многокомпонентная система, состоящая из твердых частиц, воды и воздуха. Каждый из этих компонентов характеризуется разным коэффициентом теплопроводности. Можно выстроить ряд:

$$\lambda_{\text{воздуха}} < \lambda_{\text{воды}} < \lambda_{\text{тв. частиц}}$$

Наименьшей теплопроводностью обладает воздух, теплопроводность воды в 24 раза, а теплопроводность твердых частиц в 100 раз больше теплопроводности воздуха. Вследствие этого теплопроводность грунта как системы зависит от соотношения этих компонентов и меняется с изменением плотности, пористости, влажности породы. Чем менее плотные и более пористые породы, тем больше в них содержится воздуха, тем меньше их теплопроводность. На рис.3.3а. схематически показана зависимость изменения теплопроводности грунтов от их пористости.

Пористость тесно связана с дисперсностью грунтов. Чем более дисперсные (мелкозернистые) грунты, тем более они пористы, тем меньше их теплопроводность. Это показано в таблице 3.1.

Таблица 3.1.

Теплопроводность различных типов грунта

Порода	λ мерзлого грунта, ккал/м · град · час	λ талого грунта, ккал/м · град · час
Песок кварцевый мелкозернистый	2,04	1,68
Супесь легкая пылеватая	1,56	1,30
Суглинок легкий пылеватый	1,07	0,92

Заметное влияние на теплопроводность грунтов оказывает их влажность. Связано это с тем, что вода заполняет часть пор, и это увеличивает общую теплопроводность системы. Естественно, что чем больше влажность грунта, тем меньше в нем воздуха, тем больше его теплопроводность. Однако зависимость здесь не линейная. Теплопроводность увеличивается при малой и средней влажности. При высокой влажности теплопроводность грунта снова уменьшается, поскольку нарушаются контакты между твердыми частицами грунта и общая теплопроводность все больше ограничивается теплопроводностью воды. На рис. 3.3б схематически показана зависимость теплопроводности грунта от его влажности. Мерзлые грунты имеют более высокую теплопроводность, чем талые, поскольку теплопроводность льда больше теплопроводности воды. В этом отношении – чем больше льдистость грунта, тем больше его теплопроводность.

Теплоемкость (С) – способность грунтов накапливать тепло. Ею определяется количество тепла, необходимое для того, чтобы нагреть на один градус 1 г грунта (весовая теплоемкость) или 1 см³ грунта (объемная теплоемкость). Размерность теплоемкости кал/г·град, кал/см³·град, Дж/м³·град. Теплоемкость грунта как сложной системы зависит, так же как и теплопроводность, от количественного соотношения его компонентов. В отношении теплоемкости составляющие грунта образуют несколько иной по сравнению с теплопроводностью ряд:

$$C_{\text{воздуха}} < C_{\text{тв. частиц}} < C_{\text{воды}}$$

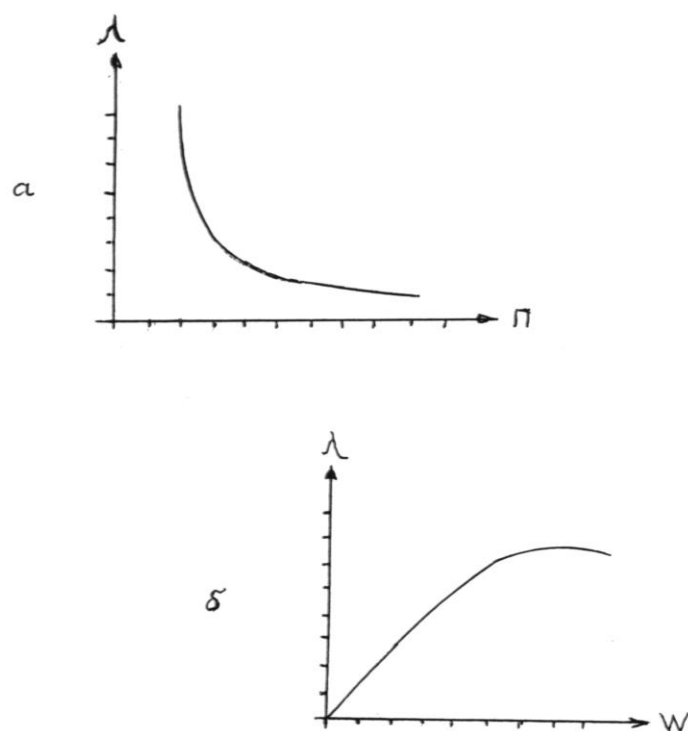


Рис. 3.3. Зависимость теплопроводности (λ) горных пород: а – от пористости (Π), б – от влажности (W)

Наибольшей теплоемкостью обладает вода. Теплоемкость воды в 2 раза больше, чем теплоемкость твердых минеральных частиц. Наименьшая теплоемкость – по-прежнему у воздуха. Поэтому, сухие пористые грунты, содержащие много воздуха, имеют малую теплоемкость. Влажные грунты имеют большую теплоемкость, причем тем большую, чем больше влажность грунта. Это наглядно показано в табл. 3.2.

Таблица 3.2.

Объемная теплоемкость грунтов (кал/см³·град)

	Влажность объемная, %			
Грунт	0	20	50	100
Песок	0,35	0,40	0,48	0,63
Глина	0,26	0,46	0,54	0,90
Торф	0,20	0,32	0,56	0,94

В результате, сухие пористые грунты, имея малую теплоемкость, быстрее охлаждаются; влажные грунты, обладая большей теплоемкостью, охлаждаются медленнее.

Фазовые превращения воды. На тепловой режим грунтов, особенно в процессе их замерзания и оттаивания, большое влияние оказывают фазовые превращения грунтовой воды ($Q_{\text{ф}}$), поскольку они заметно увеличивают теплооборот в породе. Замерзание воды (превращение ее в лед) сопровождается выделением некоторого количества тепла, которое тем самым добавляется к общему поступлению энергии в грунт. На оттаивание льда (при обратном превращении его в воду) наоборот, расходуется некоторое количество тепла, изымаемое тем самым из общей суммы энергии, поступающей в грунт. На фазовые превращения воды затрачивается около 80 кал/г. Поэтому, чем больше влажность грунтов, тем больше затраты на фазовые превращения. При протаивании более влажных грунтов большая доля энергии изымается из общего прихода и протаивание идет медленнее, чем в более сухих грунтах. При промерзании влажных грунтов (по сравнению с сухими) в них поступает дополнительная энергия, поэтому промерзание более влажных грунтов идет тоже медленнее чем сухих.

Градиент температуры. Так называется интенсивность изменения температуры между двумя точками в направлении, перпендикулярном изотермическим поверхностям. В неравномерно нагретой толще пород всегда возникает тепловой поток, направленный от точек с более высокой температурой к более низкой. Поскольку существует постоянный поток тепла из недр Земли к ее поверхности (q), в горных породах всегда имеет место вертикальный градиент температуры (g), отражающий изменение температуры на единицу глубины ($\frac{dt}{dh}$). Его величина в каждом конкретном месте зависит от величины теплового потока и теплопроводности пород (λ). Эти величины связаны между собой зависимостью

$$q = -\lambda g \quad (3.1)$$

Здесь тепловой поток (q) представляет собой разность между тепловым потоком, идущим от внешних источников (солнечной радиации) к поверхности Земли ($q_{\text{верх}}$) и тепловым потоком, идущим от внутренних источников (из недр Земли) к поверхности Земли ($q_{\text{нижн}}$). В развернутом виде зависимость (3.1) можно записать

$$q_{\text{верх}} - q_{\text{нижн}} = -\lambda \frac{dt}{dz} \quad (3.2)$$

Знак «минус» объясняется тем, что тепловой поток направлен в сторону понижения температуры. Из зависимостей (3.1) и (3.2) вытекает, что при одном и том же тепловом потоке температурный градиент будет больше в горных породах с малой теплопроводностью, и меньше – в породах с большой теплопроводностью. От величины градиента зависит мощность мерзлых пород: чем более высокий температурный градиент, тем меньше мощность мерзлой толщи, и наоборот, при низком градиенте мощность мерзлой толщи больше. Это хорошо видно на рис. 3.4.

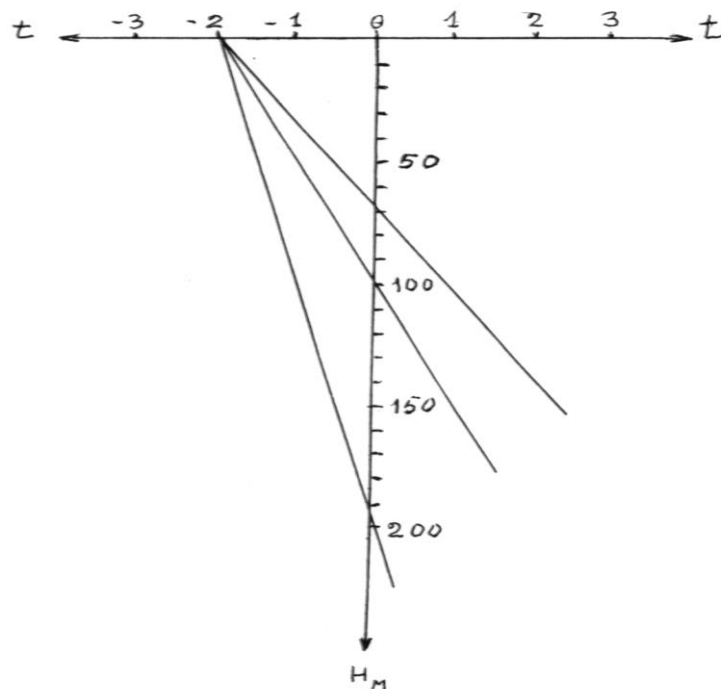


Рис. 3.4. Зависимость мощности мерзлых пород от величины температурного градиента. При одной и той же температуре поверхности -2°C мощность мерзлой толщи равна 200 м при градиенте $1^{\circ}/100$ м, 100 м при градиенте $2^{\circ}/100$ м, 70 м при градиенте $3^{\circ}/100$ м

Поскольку при одинаковом тепловом потоке величина градиента определяется теплопроводностью грунтов, то можно выделить два основных типа грунтов, теплопроводность которых заметно различается. Это плотные скальные (кристаллические и метаморфические) породы с высокой теплопроводностью. В таких породах температурный градиент обычно невелик и чаще всего равен $1-1,5^{\circ}/100$ м. К другому типу относятся рыхлые грунты, теплопроводность которых меньше (из-за их пористости и наличия воздуха). Таким грунтам свойственен более высокий температурный градиент, он равен чаще всего $2-3^{\circ}/100$ м, причем у песков он ниже, у глин выше. В результате, при одинаковом тепловом потоке в плотных скальных породах мощность вечной мерзлоты будет больше, чем в рыхлых грунтах.

3.2. Передача тепла от дневной поверхности в грунт

В результате теплообмена между поверхностью почвы и атмосферой, описанного в гл. 2, формируется та или иная температура самого верхнего слоя почвы, отражающая конечное количество тепла, поглощенного почвой. Это тепло по законам теплопроводности в зависимости от теплофизических свойств грунтов, описанных в разделе 3.1, проникает вглубь горных пород, формируя температуру более глубоких слоев грунта. Этот процесс протекает по определенным законам.

Температура воздуха, а вместе с ней и температура поверхности почвы, не остается постоянной в течение времени, а меняется с определенной периодичностью. Наиболее выраженная периодичность – это суточная и годовая, совпадающие с ходом солнечной радиации. Ж. Фурье установил, что распространение температурных волн в грунте происходит с сохранением тех же периодов что и в воздухе – в нашем случае, суточного и годового. При этом, распространение температурных волн происходит по определенным законам, которые названы законами Фурье.

1. **Первый закон Фурье:** несмотря на сохранение периода колебаний температуры амплитуда этих колебаний экспоненциально убывает с глубиной.

2. **Второй закон Фурье:** при распространении колебаний температуры в горные породы с глубиной происходит их запаздывание во времени и постепенное затухание. Схематически это показано на рис.3.5а. и 3.5б. Величина запаздывания прямо пропорциональна глубине – чем глубже, тем больше запаздывание. Это связано, прежде всего с тем, что само свойство теплопроводности включает в себя время (размерность $\lambda = \text{кал/см}\cdot\text{сек}\cdot\text{град}$).

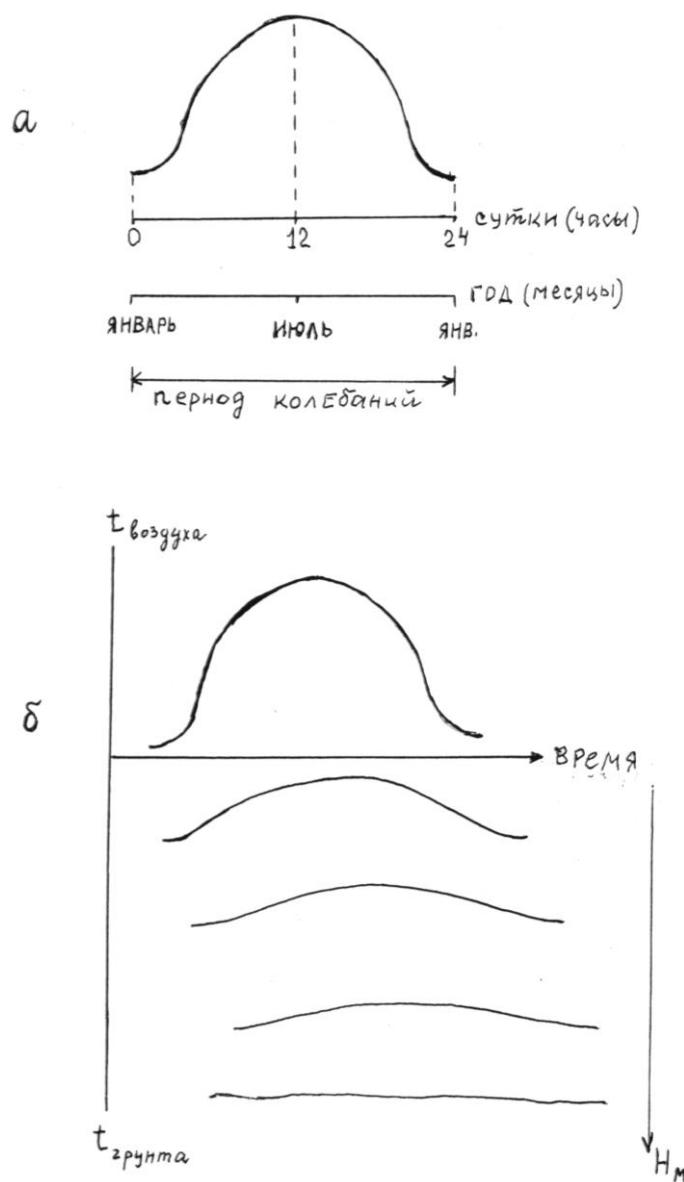


Рис. 3.5. Схема колебаний температуры воздуха и их отражение в горных породах: а – суточный и годовой цикл колебания температуры воздуха; б – тот же цикл в горных породах – запаздывание и сокращение амплитуд с глубиной и затухание

3. **Третий закон Фурье:** глубина проникновения колебаний температуры в толщу горных пород зависит от периода их колебаний. Чем больший период колебания температуры, тем на большую глубину они проникают. Глубина (z_1) затухания колебаний температуры с периодом сутки (T_1) и глубина (z_2) затухания колебаний температуры с периодом год (T_2) связаны между собой зависимостью

$$Z_2 = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}} \cdot Z_1 \quad (3.3)$$

Из уравнения следует, что глубина затухания колебаний температуры с периодом год в 19 раз превышает глубину затухания колебаний температуры с периодом сутки. Наибольшая амплитуда и суточных и годовых колебаний температуры прослеживается на поверхности почвы. С глубиной амплитуда колебаний температуры уменьшается и на глубине 1 метр затухают суточные колебания, а примерно на 20 метрах глубины затухают годовые колебания. Глубина, на которой затухают колебания температуры, называется соответственно *глубиной нулевых суточных амплитуд* или *глубиной нулевых годовых амплитуд*. Из всего выше сказанного следует, что глубина нулевых годовых колебаний температуры увеличивается с возрастанием амплитуды колебаний (A_0), теплопроводности пород (λ) и периода колебаний (T). Температура на глубине нулевых годовых колебаний является основной температурной характеристикой вечномёрзлых пород.

3.3. Формирование температуры горных пород

Если представить, что поверхность Земли горизонтальна, горные породы однообразны ($\lambda = \text{const}$), а температура (t) в каждый момент в горизонтальном направлении одна и та же и изменяется только с глубиной, то температура ниже глубины нулевых годовых амплитуд распределяется так, как это показано на рис. 3.6а.

В верхних слоях грунта (примерно в верхнем 20-ти метровом слое) годовой ход температуры меняет по сезонам вид этой кривой. Этот

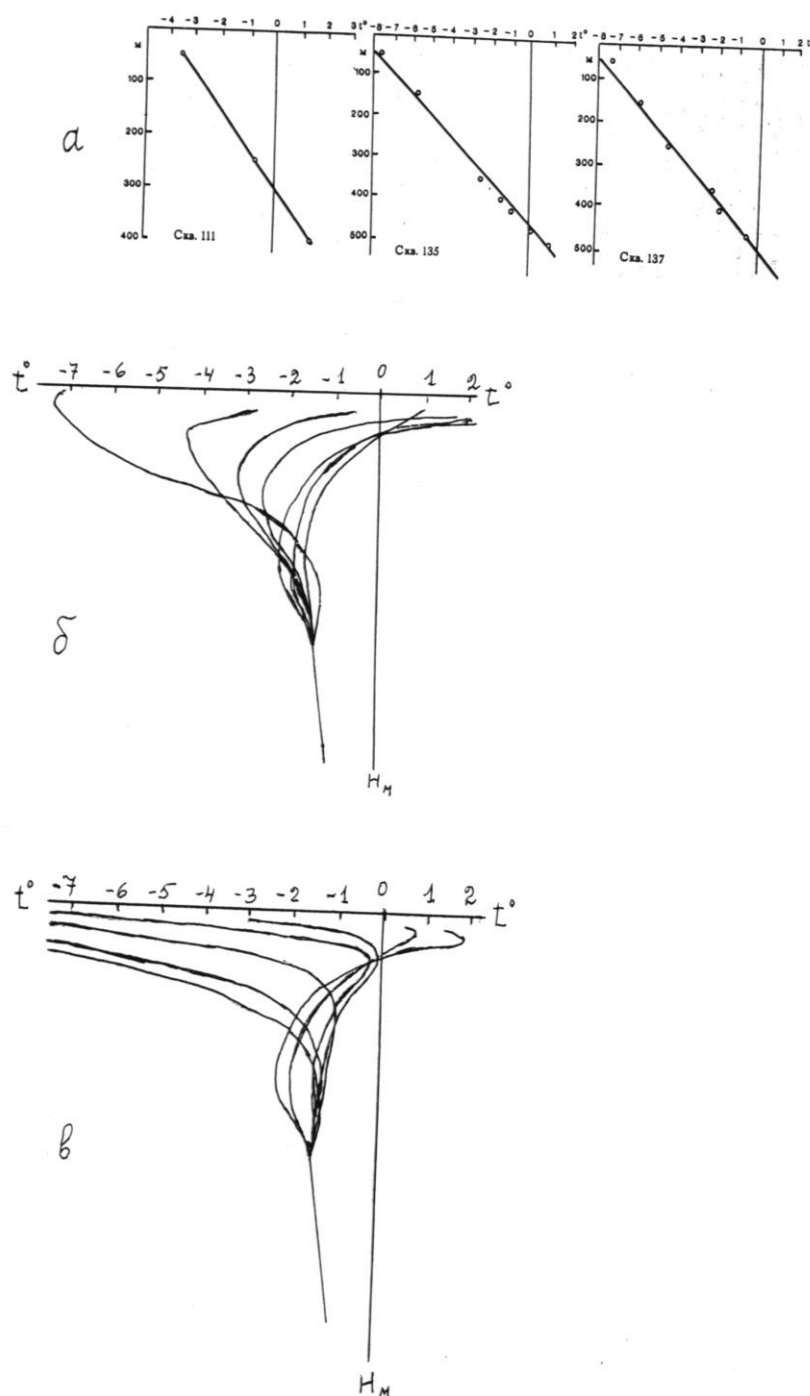


Рис. 3.6. Распределение температуры в толще мерзлых пород: а – среднегодовая температура пород при стационарном температурном поле (измерения по скважинам на севере Западной Сибири) (Шполянская, 1981); б – сезонное изменение температуры в слое годовых колебаний в весенне-летний период (Шполянская, 1978); в – сезонное изменение температуры в слое годовых колебаний в осенне-зимний период

верхний слой называется слоем *годовых колебаний температуры*. На рис. 3.6б видно, как весной и летом идет нагревание сверху толщи грунта с запаздыванием по глубине, с уменьшением амплитуды и постепенным затуханием. На рис. 3.6в видно, как осенью и зимой идет охлаждение грунта, тоже с поверхности с уменьшением по глубине амплитуды колебаний и постепенным затуханием на глубине нулевых годовых амплитуд. Ниже этой глубины температура в течение года не меняется, ее распределение по глубине определяется только геотермическим градиентом.

Однако в природе существуют колебания температуры воздуха с периодами, превышающими 1 год. Климат Земли не остается постоянным во времени, и при этом меняется с определенной периодичностью. В колебаниях климата прослеживаются периоды самой разной продолжительности: 11-летние, соответствующие циклам колебания солнечной активности, тридцатилетние (Брюкнеровские), вековые (около 100 лет) циклы, циклы с периодом в 1800-1900 лет, 40000 лет и более длиннопериодные циклы. Все эти колебания температуры воздуха, подчиняясь законам Фурье, проникают в толщу горных пород, формируя температуру горных пород ниже слоя годовых ее колебаний. Глубина проникновения этих колебаний также зависит от их амплитуды и длины периода: чем больше амплитуда и длина периода, тем на большую глубину проникают колебания температуры. Сформулированы правила, по которым колебания температуры проникают в глубь толщи пород:

- амплитуды колебаний температуры (A) с разными периодами (T) затухают с глубиной тем скорее и распространяются на тем меньшую глубину, чем меньше период T . Так, суточные колебания затухают на глубине 1 м, годовые колебания затухают на глубине 20 м, колебания с периодом в 100 лет затухают на глубине 80 м, с периодом в 1000 лет – на глубине 300 м, с периодом в 5000 лет – на глубине 600 м, и т.д.;
- фазы колебаний температуры пород запаздывают во времени с глубиной;

- с возрастанием глубины колебания с более короткими периодами постепенно исключаются и ниже остается наложение все меньшего числа колебаний с длинными периодами. Это схематически показано на рис. 3.7.

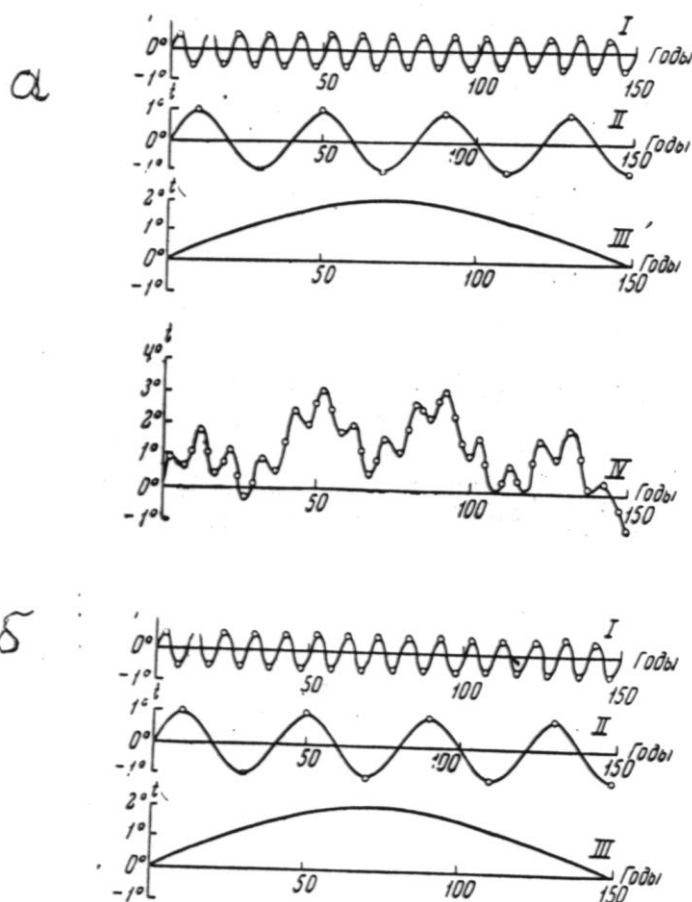


Рис. 3.7. Колебания температуры поверхности с разными периодами и амплитудами: а) I – $T_1 = 10$ лет, $A_1 = 0,5^\circ$; II – $T_2 = 40$ лет, $A_2 = 1^\circ$; III – $T_3 = 300$ лет, $A_3 = 2^\circ$; IV – результирующая кривая при наложении периодов друг на друга; б – те же колебания в горных породах; видно как с глубиной постепенно исключаются более мелкие циклы и остаются циклы с более длинным переходом

Таким образом, температурная кривая толщи мерзлых пород, особенно если они имеют большую мощность, несет на себе следы всех этих колебаний климата, причем на разных глубинах – следы разных периодов. В этом случае температурная кривая не выглядит

прямой линией, а представляет собой кривую линию сложной конфигурации, отражающую неоднократные изменения климата в прошлом. Это показано на рис. 3.8.

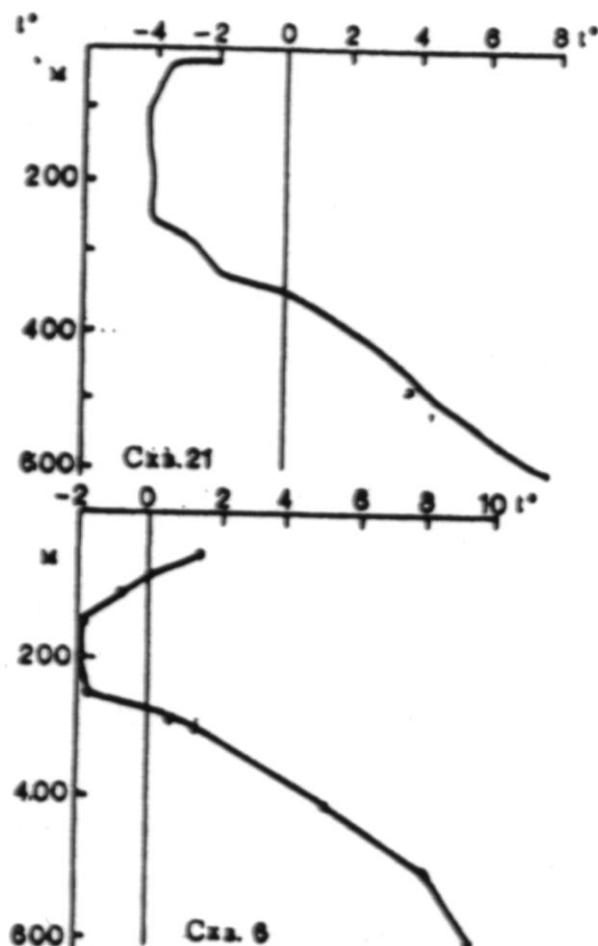


Рис. 3.8. Температурная кривая в толще мерзлых пород несет на себе следы всех колебаний климата, на разных глубинах – следы разных периодов. На разных глубинах одновременно сосуществуют аградационная (ниже 250 м) и деградационная (выше 250 м) направленность развития мерзлых пород. Приведены данные по скважинам Западной Сибири

С колебательным характером теплообмена, определяющим периодическую смену направления развития температурного поля горных пород, связан вопрос о направленности развития вечной мерзлоты. В периоды похолодания климата и соответственно понижения температуры воздуха и поверхности почвы происходит

интенсивное охлаждение и промерзание горных пород – мерзлота накапливается. Этот процесс носит название *аградации* вечной мерзлоты. В периоды потепления климата и повышения температуры воздуха и поверхности почвы происходит частичное оттаивание мерзлой толщи, преимущественно снизу за счет внутриземного теплового потока, а при очень большом потеплении и сверху. Площадь вечной мерзлоты уменьшается. Происходит *деградация* мерзлоты. Из того, что было сказано выше, следует, что деградационные и аградационные направления развития мерзлых толщ сменяют друг друга в каждом конкретном районе, как на поверхности, так и в разных точках по глубине. Поскольку колебания температуры на поверхности проникают в глубь толщи пород со сдвигом во времени (из-за запаздывания, причем тем большего, чем больше глубина), то в одном и том же районе на разных глубинах могут одновременно существовать аградационные и деградационные направления развития мерзлых пород. Это видно и на рис. 3.8.

Литература к главе 3

1. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзловедение. – М., Изд-во Моск. ун-та, 1967. – 404 с.
2. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. – Новосибирск, Наука, 1991. – 191 с.
3. Шполянская Н.А. Вечная мерзлота Забайкалья. – М., Наука, 1978.
4. Шполянская Н.А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. – М., Изд-во Моск. университета, 1981. – 163 с.

Контрольные вопросы к главе 3

1. Формирование температурного поля ММП.
2. Теплофизические свойства мерзлых грунтов.
3. Передача тепла от дневной поверхности в грунт. Законы Фурье.
4. Динамика температурного поля многолетнемерзлых пород под влиянием разнопериодных колебаний климата.

Глава 4. СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ПОРОД

4.1. Понятие о сезонном промерзании и протаивании грунтов

В главе 1 уже давалось определение сезонного промерзания и протаивания.

Основной причиной существования этих сезонных процессов является формирование теплооборотов в верхней части литосферы, приводящее к переходу температуры пород через 0°C . Теплооборотом в породе следует считать количество тепла, приходящего в нее за полупериод нагревания и уходящего за период охлаждения.

Слой сезонного промерзания и протаивания (деятельный слой) является той промежуточной, контактной средой, через которую осуществляется теплообмен на поверхности Земли с многолетнемерзлыми толщами. В этом слое с самыми высокими годовыми теплооборотами наиболее интенсивно протекают физические, физико-геологические и физико-химические процессы.

В.А. Кудрявцев различает процесс сезонного промерзания и процесс сезонного.

Сезонное промерзание представляет собой промерзание талых пород, имеющих среднюю температуру выше 0°C . Сезонномерзлый слой (СМС) подстилается немерзлыми породами и образуется за счет теплооборотов, идущих при отрицательных температурах пород (в отдельные сезоны температура на подошве СМС $t_{\text{смс}}$ может быть ниже 0°C , но не ниже температуры замерзания t_z воды в грунтах).

Сезонное протаивание представляет собой протаивание мерзлых пород, имеющих среднюю годовую температуру ниже 0°C . Среднегодовая температура на подошве сезонноталого слоя (СТС) $t_{\text{стс}}$ таким образом ниже 0°C . СТС подстилается ММП, образуется за счет теплооборотов, идущих при положительных температурах пород.

Основными характеристиками СТС-СМС являются их мощность ξ , температура на подошве t_0 и состав и влажность грунтов.

Пространственно при движении с юга на север область сезонного промерзания переходит в область ММП и преимущественного сезонного протаивания.

В области СМС зимние теплообороты значительно меньше летних и почти полностью идут на сезонное промерзание грунтов. Летние теплообороты лишь частично идут на протаивание СМС, остальное – на сезонные колебания положительных температур в нижележащих породах.

В области сезонного протаивания летние теплообороты меньше зимних и в значительной степени используется на сезонное протаивание. Зимние теплообороты частично используются на промерзание СТС, частично – на сезонные колебания температуры в нижележащих породах.

4.2. Теплофизическая сущность сезонного промерзания и протаивания

Промерзание и протаивание влажных мерзлых пород неразрывно связано с движением границы (или некоторой зоны) кристаллизации поровой влаги.

При **промерзании** крупнозернистых пород влага замерзает при температуре 0°C , образуется **граница** промерзания, разделяющая мерзлый и талый слой.

Скорость продвижения границы промерзания (фронт промерзания) в первые 1-2 месяца с момента перехода температуры воздуха $t_{\text{в}}$ от положительных значений к отрицательным близка к постоянной. Затем она резко уменьшается. В последние месяцы зимы глубина промерзания практически не изменяется во времени. Наибольшая за зиму глубина промерзания называется **глубиной сезонного промерзания**.

Процесс промерзания тонкодисперсных грунтов происходит иначе. В них при отрицательных температурах всегда содержится незамерзшая вода. Чем ниже отрицательная температура пород, тем большая ее часть превращается в лед. При промерзании образуется

зона промерзания, разделяющая мерзлый и талый слой. В мерзлой зоне замерзла вся свободная и значительная часть рыхлосвязанной воды; в зоне промерзания – свободная вода. Фронт льдообразования соответствует появлению кристаллов льда и определяется температурой замерзания грунта t_z . Из-за миграции влаги к фронту промерзания в верхней части разреза СМС влажность пород W чуть выше, чем в обезвоженной средней; в нижней части значение W может опять увеличиваться.

С переходом t_b через 0°C происходит оттаивание СМС. Оно может идти как сверху, так и снизу (за счет притока тепла из нижележащих талых толщ), но преимущественно СМС оттаивает сверху.

При зимнем промерзании *сезонноталого* слоя образуются две подвижные границы раздела фаз, между которыми сохраняется талый слой. В нем быстро устанавливается изотермический режим с нулевой температурой, вплоть до полного промерзания талого слоя. Притока влаги в талую зону нет, но в дисперсных грунтах наблюдается миграция ее из центра талой зоны в основном вверх; в случае низких температур ММП в незначительной степени вниз. При этом в верхней и нижней части СТС часто наблюдается формирование тонких слоистых криотекстур при общем фоне с массивными, линзовидными или ячеистыми.

При прочих равных условиях $\xi_{\text{смс}} > \xi_{\text{стс}}$, так как λ льда больше λ воды, а C льда меньше C воды.

Температура на поверхности грунта t_n может отличаться от t_0 на некоторую величину, получившую название «*температурная сдвигка*» Δt_n . Наличие или отсутствие такой разницы между t_n и t_0 связано с несколькими причинами, основными из которых являются ландшафтные и климатические условия, в меньшей мере – разница в теплофизических свойствах грунтов в талом и мерзлом состояниях.

Температурная сдвигка отсутствует в случае устойчивого равновесного состояния мерзлотных геосистем, когда влияние зимних и летних факторов теплообмена уравновешено. Такое

состояние характерно для фоновых (типичных) ландшафтов (урочищ) любой геокриологической зоны; как правило, СТС-СМС формируются в связных грунтах.

На фоне типичных ландшафтов в каждой мерзлотно-ландшафтной зоне встречаются природные комплексы, отличающиеся по особенностям формирования от типичных. Например, если для ПТК характерна малая снегозаносимость, более разреженный и сухой мохово-растительный покров, менее связные и сухие (маловлажные) грунты, в них температура с глубиной от поверхности до подошвы деятельного слоя повышается и формируется положительная $Dt_{\text{д}}$. В ПТК, где наблюдается мощный снежный покров, влажные мощные мхи, грунты представлены торфом или суглинками с повышенной влажностью, $t_{\text{н}} > t_0$ и формируется отрицательная $\Delta t_{\text{д}}$.

Отрицательные $\Delta t_{\text{д}}$ чаще всего наблюдаются в южной криолитозоне, положительные – в зоне сплошного распространения ММП.

Разница в $t_{\text{н}}$ и t_0 за счет различия теплофизических свойств грунтов (всегда отрицательна) подавляется физико-географическими условиями.

Знак $\Delta t_{\text{д}}$ изменяется во времени в связи с нестабильностью погодных условий из года в год и следует принимать во внимание его среднемноголетнее значение.

В целом, глубина промерзания тем больше, чем продолжительнее период промерзания и ниже температура грунта на поверхности за этот период. В соответствии с теплофизическими свойствами грунта при прочих равных условиях она будет увеличиваться в направлении торф – глина – суглинок – супесь – песок – грубообломочные и скальные грунты.

Для глубины сезонного протаивания также важны продолжительность периода протаивания и температура на поверхности грунта за этот период. При прочих равных условиях глубина СТС увеличивается в различных типах грунтов также, как в

случае с СМС.

Температура грунта также влияет на глубину СТС-СМС, но, как правило, это может проявляться при сравнении глубин в разных геокриологических зонах.

4.3. Условия формирования СТС-СМС и классификация их типов

4.3.1. Три направления в изучении СМС-СТС

Условно можно выделить три направления в изучении деятельного слоя: географическое, теплофизическое и техническое.

В первом изучаются пространственные особенности сезонного промерзания-протаивания, зависимость их глубин от факторов геолого-географической среды. Во втором – сезонное промерзание и протаивание рассматриваются как чисто теплофизический процесс; основной целью направления является получение математических формул зависимости глубин СТС-СМС от температуры воздуха, теплопроводности почвы и других факторов (см. Приложение 2). Третье направление является прикладным, техническим; его задача – разработать методы учета глубины проникновения сезонных процессов на строительных площадках.

При изучении процессов промерзания-протаивания нужно прежде всего помнить, что это тепловой процесс, который совершается в конкретной геолого-географической обстановке. Поэтому целесообразно по возможности рассматривать первые два направления как основные в изучении СТС-СМС и использовать их в совокупности.

Из года в год температурная обстановка на поверхности не остается неизменной, следуя законам изменчивости климата: глубины ξ и t_0 из года в год также меняются, колеблясь вокруг определенной величины. Поэтому при характеристике деятельного слоя и его картографировании используются в основном среднемноголетние значения его глубин (реже температур) или же прогнозные их величины в зависимости от целей прогноза. Так, при

общих геокриологических исследованиях чаще всего используют показатели максимального или среднемноголетнего промерзания-протаивания. В технических расчетах учитываются так называемые нормативные глубины сезонного промерзания-протаивания (СНиП 2.02.04-88), при которых их значения определяются для варианта экстремального сочетания климатических и микроклиматических показателей при отсутствии буферных естественных напочвенных покровов и торфа.

4.3.2. Классификационные типы СТС-СМС

Наиболее известной попыткой объединить геолого-географическое и теплофизическое направления предпринята В.А. Кудрявцевым (Общее ..., 1978). Им разработана типизация деятельного слоя, в основе которой лежат предложенные ранее П. И. Колосковым четыре параметра: среднегодовая температура пород $t_{\xi, \text{cp}}$, физическая амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности почвы A_0 , литология СТС-СМС, влажность (льдистость) СТС-СМС.

На основании первых двух признаков В.А. Кудрявцевым выделены географические типы СТС-СМС, отражающие широтную зональность и высотную поясность теплообмена на поверхности земли, а также степень континентальности климата.

Вторые два признака отражают неоднородность литолого-влажностных условий в пределах каждого географического типа сезонного промерзания и протаивания пород.

По показателю $t_{\xi, \text{cp}}$ выделены следующие типы СТС-СМС : переходный ($0...+1$, $0...-1^{\circ}\text{C}$), полупереходный ($1...2$, $-1...-2^{\circ}\text{C}$), длительно-устойчивый ($2...5$, $-2...-5^{\circ}\text{C}$), устойчивый ($5...10$, $-5...-10^{\circ}\text{C}$), южный ($10...15^{\circ}\text{C}$) или арктический ($-10...-15^{\circ}\text{C}$), субтропический ($15...20^{\circ}\text{C}$) или полярный ($-15...-20^{\circ}\text{C}$).

По показателю A_0 выделяются морской (до $7,5^{\circ}\text{C}$), умеренно-морской ($7,5-11^{\circ}\text{C}$), умеренно-континентальный ($11-13,3^{\circ}\text{C}$), континентальный ($13,5-17^{\circ}\text{C}$), повышенно-континентальный ($17-$

21°C), резко-континентальный (21-24°C), особо резко-континентальный (более 24°C) типы.

По составу пород выделяются грунты скальные, дисперсные несвязные (от валунов до песков), дисперсные связные (глины, илы, лессы, супеси, суглинки), биогенные, искусственные.

По влажности в зависимости от сочетания значений естественной влажности, полной влагоемкости грунта, количества незамерзшей воды W_n при среднезимних t_v выделяются глубокое, среднее и мелкое промерзание.

В настоящее время эта классификация используется нечасто. В основном выделяются территориальные типы деятельного слоя (по диапазону глубин ξ), которые отражают взаимодействие всей совокупности природных факторов, влияющих на СТС-СМС. В соответствии с этой новой типизацией выделяются следующие типы СТС-СМС: мелкий (0,2-0,7 м), средний (0,7-1,5 м), глубокий (1,5-2 до 3-5 м), очень глубокий (4-7 м), для СТС – очень мелкий (менее 0,2 м). Подробнее эта типизация освещается в главе 8.

4.3.3. Влияние внешних факторов на формирование глубин СТС-СМС

На глубину сезонного промерзания-протаивания влияют множество факторов: радиационно-тепловой баланс (зональный фактор), снежный и растительный покровы, рельеф и экспозиция склонов, водный покров, свойства грунтов; условно можно сказать, что это климат, грунты и ландшафт.

В главе 2 рассматривались вопросы формирования радиационного баланса поверхности, качественно оценивалось влияние снега, растительности, экспозиции, водных объектов на характеристики ММП. Применительно к деятельному слою эти закономерности сохраняются.

Если проанализировать количественные приемы оценки ландшафтных составляющих на СТС-СМС, то следует выделить влияние почвенных покровов: снежного и растительного, так как

для конкретного участка поверхности именно они создают изменчивость в глубинах ξ .

В качестве основных показателей, влияющих на формирование глубин СТС-СМС, принимаются продолжительность периода протаивания ($\tau_{пт}$ или τ_{th}) или промерзания ($\tau_{пм}$ или τ_f) и среднюю температуру на поверхности грунта за эти периоды $t_{пт}$ (t_{th}) и $t_{пм}$ (t_f).

Снежный покров

Его влияние на температуру грунтов рассматривалось в главе 2. Следует еще раз отметить, что снег преимущественно оказывает отепляющее влияние на грунты и однозначно влияет на их температуру, следовательно и на t_0 . Это влияние количественно может быть выражено (в зависимости от целей расчета и выбранной методики) либо через величину термического сопротивления снега $R_{сн}$, либо через температурную поправку за счет снега $\Delta t_{сн}$.

$$1. \Delta t_{сн} = A_0 (1 - 1/f) \text{ при } f = \frac{1}{e^{-h_{сн}} \sqrt{\frac{\pi}{a_{сн}^2 T}}},$$

где A_0 – физическая амплитуда температуры воздуха, °С,

$h_{сн}$ – среднезимняя мощность снега, м,

T – период годовых колебаний (8760 час),

$a_{сн}$ – температуропроводность снега, м²/час.

Рекомендуется при нахождении величины f использовать таблицу экспресс-расчета (Кудрявцев, 1967).

2. $R_{сн} = h_{сн} / \lambda_{сн}$. В зависимости от термического сопротивления снега и характера подстилающей поверхности, рассчитывается величина эквивалентного слоя снега $S_{сн} = R_{сн} \cdot \lambda_{сн}$, м, которая и используется в расчетах.

Учет количественного влияния снега особенно важен для определения $\xi_{смс}$, так как сезонное промерзание происходит зимой, а снег является важнейшим фактором зимнего теплообмена. Для $\xi_{смс}$ важны не только среднезимние характеристики снега, но и то, когда выпал снег, лег ли он на талую или уже подмерзшую землю и т.п. Важно учитывать также динамику снегонакопления в сочетании с

ходом зимних температур воздуха. Современные методы расчетов с помощью ЭВМ позволяют получать более точные результаты.

Растительный покров

В отличие от снежного покрова, влияние растительного круглогодично, но по сезонам разнонаправленно: зимой растительность является дополнительным слоем теплоизоляции за счет задержания и накопления снега, и поэтому оказывает обогревающее влияние ($+t_p$), летом это теплоизолятор, предохраняющий грунт от прогревания ($-t_p$), и фактор охлаждения за счет транспирации влаги из грунта. Поэтому в годовом цикле результирующее воздействие растительности определяется соотношением между летним (л) и зимним (з) воздействием, соотнесенным к продолжительности этих двух периодов:

$$\Delta t_p = \Delta t_{pl} \cdot \lambda_l + \Delta t_{pz} \cdot \lambda_z.$$

В годовом цикле Δt_p значительно изменяется (до $|4^\circ\text{C}|$); уменьшение A_0 за счет растительности может достигать 30-50%.

Если сравнивать зоны тундры и лесотундры с зоной тайги, с севера на юг наблюдается увеличение СПП и сомкнутости растительности, растет (до определенной широты) мощность мха, возрастает продолжительность летнего периода, увеличивается мощность снега. Поэтому следует ожидать увеличения охлаждающего влияния растительности летом и обогревающего зимой. Среднегодовые значения Δt_p в целом с севера на юг увеличиваются в сторону охлаждающего влияния ($-t_p$), но эта общая закономерность может не везде четко прослеживаться (или даже нарушаться) под влиянием региональных факторов.

Следует рассматривать прямое и косвенное влияние растительного покрова. Косвенное – как изменяющее альбедо, транспирацию с поверхности, условия снегонакопления. Прямое – как существование слоя изоляции на границе грунт-атмосфера. Для этого случая предпринимались попытки количественно оценить влияние растительного покрова. Так же, как и в случае со снежным

покровом, растительность оценивают через значения Δt_p и R_p .

Травянистая и кустарничковая растительность оказывает незначительное прямое температурное влияние (первые доли градуса). Наиболее заметно влияние моховых (мохово-лишайниковых) покровов (Тыртиков, 1969, Осадчая, 1987).

Для конкретных летних сезонов имеются значения R_M для мохово-лишайниковых покровов различного видового состава и влажности (Чернядьев, 1987; Фельдман, 1977), причем указывалась необходимость рассмотрения теплового влияния мхов не только в талом или мерзлом состояниях, но и при прохождении через них фазового фронта (Фельдман, 1977). Количественные значения этого теплового влияния в течение года были получены для условий Большеземельской тундры (Осадчая, 1989), причем качественные закономерности изменчивости этого влияния можно считать общими в целом для геосистем с мощными моховыми покровами.

Таким образом, при оценке температурного влияния мха рассматриваются периоды, когда мох талый, мерзлый и через него проходит фазовый фронт, то есть мох промерзает или протаивает.

При промерзании или протаивании мха в нем создается «нулевая завеса», под мхом формируются температуры, близкие к 0°C . При протаивании мха величина его температурного влияния количественно может быть выражена как $\Delta t_m^1 = t_{\text{п}}^1 - t_{\text{пм}}^1 = 0 - t_{\text{в}}^1$, где надстрочная цифра 1 указывает, что речь идет о температурах за период протаивания мха τ_1 , а $t_{\text{п}}^1$ и $t_{\text{пм}}^1$ – соответственно температуры на поверхности мха за этот период, $t_{\text{в}}^1$ – температура воздуха за период протаивания мха τ_1 .

При промерзании мха на участках СМС температура под ним несколько выше 0°C . На рис 4.1а представлены графики связи величин Δt_m^3 и $t_{\text{пм}}^3$ для мхов различной мощности, построенные по результатам режимных наблюдений (все значения температур для периода промерзания мха τ_3).

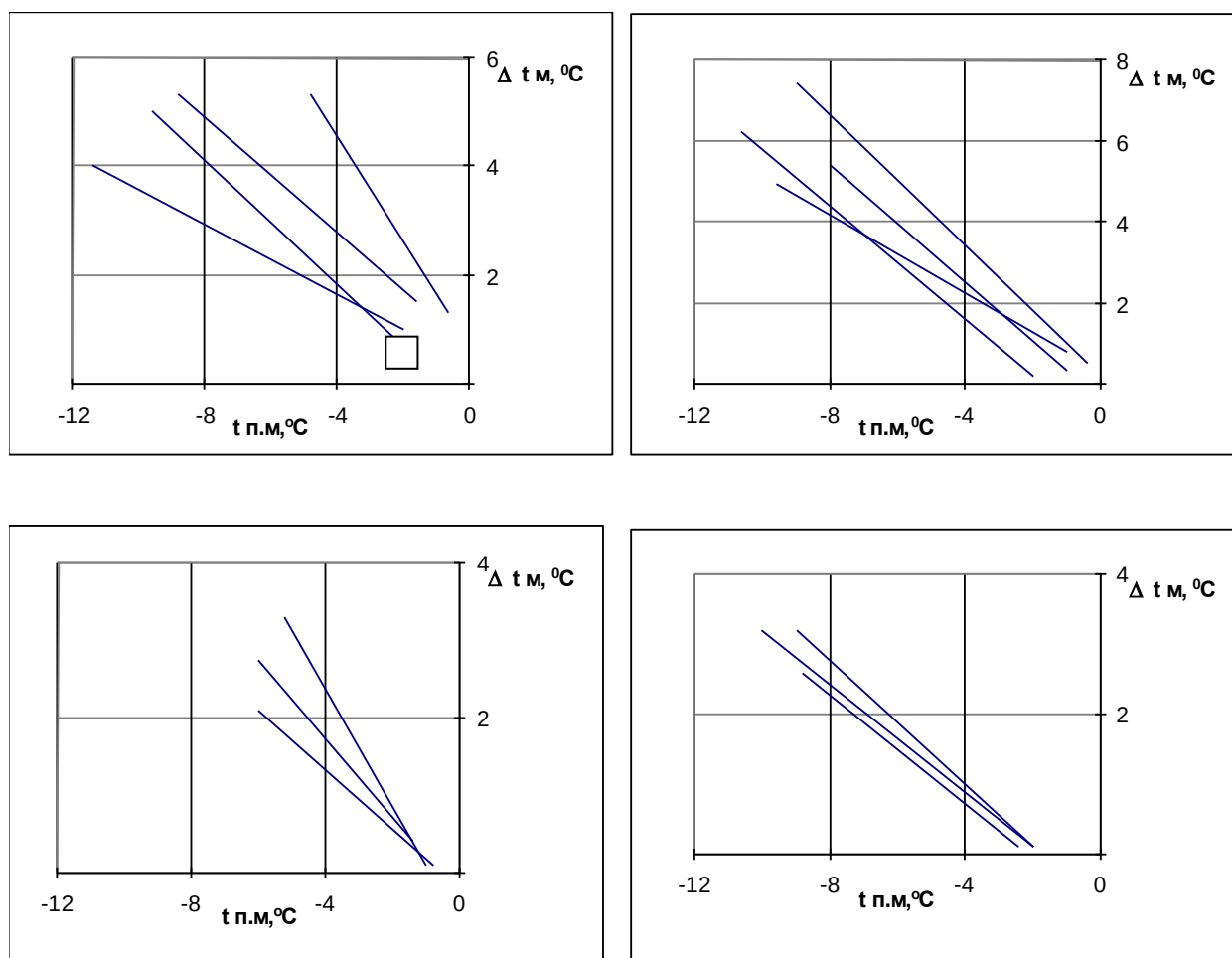


Рис. 4.1. Зависимость температурной поправки за счет мохового покрова Δt_m в зимний период от температуры на поверхности мха $t_{п.м.}$. Для СМС: а – моховой покров промерзает, б – моховой покров мерзлый; для СТС: в – мерзлый мох до установления устойчивых положительных градиентов в СТС, г – мерзлый мох после установления устойчивых положительных градиентов в СТС. Мощность мха: 1 – 0,30 м; 2 – 0,20 м; 3 – 0,15 м; 4 – 0,10 м

При промерзании моховой покров оказывает утепляющее влияние, при протаивании – значительное охлаждающее. Период протаивания мха зависит главным образом от его мощности и влажности и погодных условий, может достигать 30-40 суток со времени схода снежного покрова. Промерзание мха на участках развития СТС происходит очень быстро, обычно в течение 5 суток, поэтому величиной Δt_m^3 за это время можно пренебречь; промерзание мхов на участках СМС может длиться до 30 суток. Таким образом, при расчетах температурного влияния мха и при определении

времени промерзания СМС или протаивания СТС-СМС необходимо учитывать периоды фазовых переходов в моховом покрове.

Анализ изменения температурного влияния мха Δt_m для моховых покровов показал, что в зимнее время при наличии снежного покрова эта величина увеличивается с понижением температуры на поверхности мха t_{nm} и зависит от теплооборотов в СТС и от мощности мха. В случае одинаковых температурных условий на поверхности мха и при равной его мощности наименьшие значения Δt_m наблюдаются на участках СТС в период его охлаждения на фоне устойчивых положительных температурных градиентов τ'_4 (температурные характеристики мха и поверхности на участках СТС, относящиеся к периоду τ'_4 , имеют надстрочный цифровой индекс 4'). Наибольшие величины Δt_m характерны для участков СТС в начальный период охлаждения СТС до установления в нем устойчивых положительных градиентов τ'_3 (температурные характеристики мха и поверхности СТС, относящиеся к периоду τ'_3 имеют надстрочный цифровой индекс 3'). Средние значения Δt_m фиксировались на участках СМС (соответствуют периоду τ_4). Эмпирические графики связи величин Δt_m и t_{nm} для моховых покровов различной мощности для периодов τ_3 , τ'_3 , τ_4 , τ'_4 представлены на рис. 4.1.

Талый моховой покров оказывает значительное охлаждающее влияние (период, когда мох талый, принимаем за τ_2 , а температурным характеристикам мха и поверхности присваивается цифровой индекс 2). Отмечена тенденция уменьшения величины (Δt_m) с понижением t_{nm} . Это может быть объяснено следующим образом.

Условно талый моховой покров можно представить в виде пористого образования с определенным объемом и постоянным весовым содержанием органической массы. Мох включает в себя большое количество воды: часть удерживается свободной поверхностью органических волокон с их внешней стороны, часть содержится непосредственно в органической части. Значительный

объем моховой подушки занят воздухом. С изменением температуры на поверхности мха содержание воздуха между органическими волокнами регулируется следующим образом. Особенности физиологии зеленых растений таковы, что при понижении температуры органическая часть старается избавиться от влаги. Эта влага вытесняется на внешнюю поверхность органических волокон, вытесняя воздух. С повышением же температуры интенсифицируется процесс фотосинтеза, который выражается, в частности, в поглощении воды органической массой и выделением в тело моховой подушки газа. Эти два взаимосвязанных процесса обуславливают различия в теплоизоляционных свойствах талого мха при изменении температуры его на поверхности.

$$\Delta t = f(W_m).$$

Выражение представляется в рамках теории подобия и размерностей следующим образом:

$$\Delta t = C \cdot W_m^n, C = \text{const.}$$

Для увеличения точности расчета, а главное для удобства, целесообразно прологорифмировать обе части уравнения. В логарифмических координатах имеем:

$$\ln \Delta t = n \cdot \ln W_m + \ln C.$$

Таким образом, получены эмпирические формулы (графики) для определения Δt_m^2 для основных видов и мощностей мха (рис. 4.2). Имея информацию о средней температуре поверхности мха (воздуха) за период когда мох талый (вид, мощность, средняя за сезон влажность и идет протаивание СТС, можно определить его охлаждающее влияние за период τ_2 .

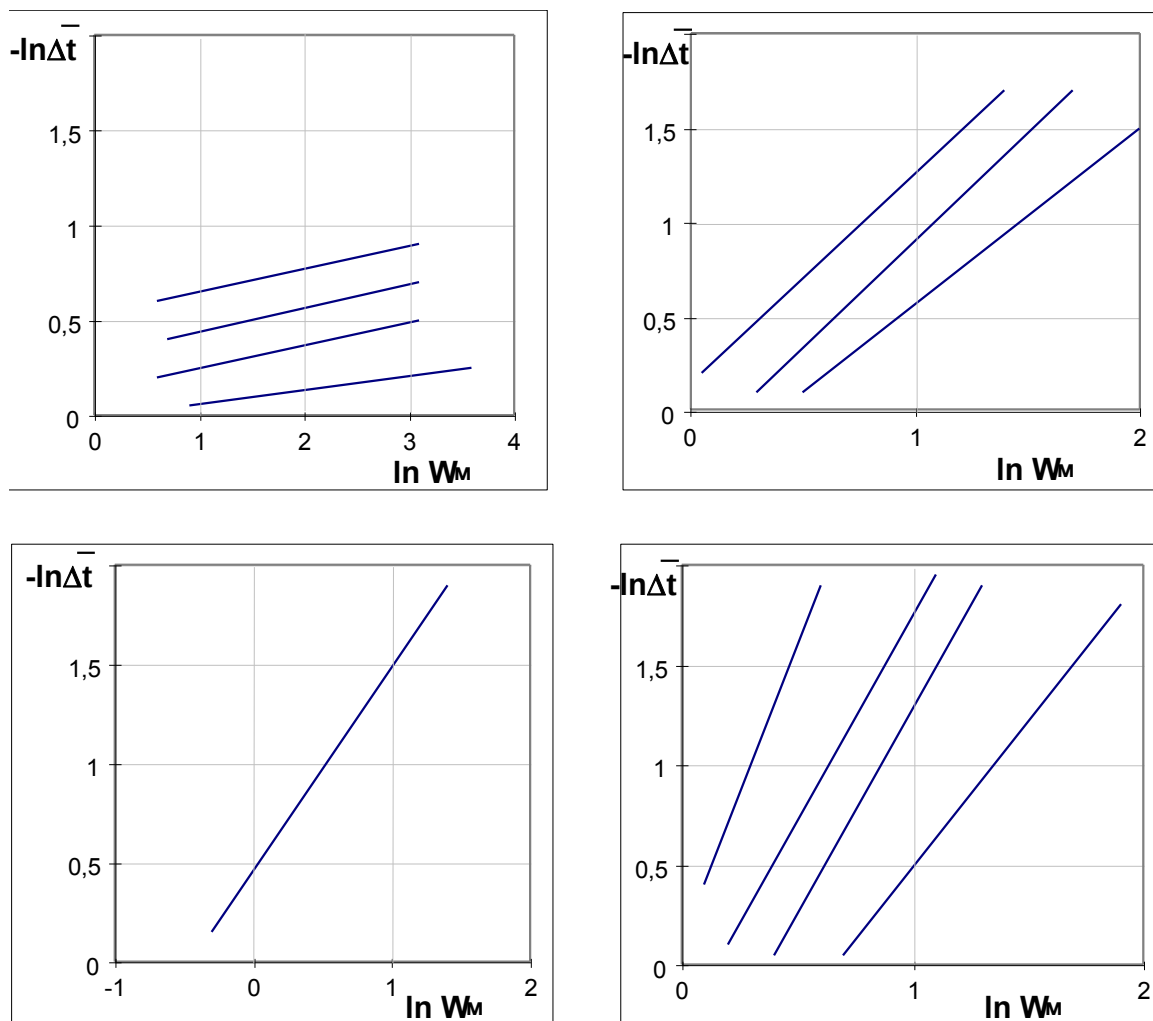


Рис. 4.2. Зависимость температурной поправки за счет талого мохового покрова Δt_m^2 от температуры на поверхности мха $t_{п.м}^2$, мощности и видового состава мха: а – для сфагновых мхов; б – для плеуроциевых мхов; в – для хилакомиевых мхов; г – для политрихумовых мхов. Мощность мха: 1 – 0,30 м; 2 – 0,20 м; 3 – 0,15 м; 4 – 0,10 м; 5 – 0,05 м

Представленные графики справедливы для региона, где температура грунтов $+2 \div -4^\circ\text{C}$. В более холодных районах следует ожидать уменьшения роли влажности мха при определении его температурного влияния. В целом зависимость будет сохраняться, но угол наклона линий по оси абсцисс изменится (уменьшится).

Зная климатические характеристики территории, теплофизические свойства грунтов СТС-СМС, влияние напочвенных покровов, можно рассчитать глубину СТС-СМС. В качестве примера в Приложении 2 приведена методика расчета по Г.М. Фельдману (1977).

Литература к главе 4

1. Кудрявцев В.А. влияние снежного покрова на сезонное промерзание и оттаивание, на температурный режим почвы // Мерзлотные исследования. М, изд-во МГУ, вып.VII. – С.21-26.
2. Осадчая Г.Г. Влияние снежного и растительного покровов на криогенные процессы // Криогенные процессы. М., изд-во МГУ, 1986. – С. 170-182.
3. Общее мерзотоведение /Под ред. В.А. Кудрявцева. М., изд-во МГУ, 1978. – 464 с.
4. Осадчая Г.Г. Зональные и региональные закономерности формирования слоя сезонного промерзания и протаивания в западной части Большеземельской тундры. Автореф. дис. канд. геогр. наук. Москва, 1989. – 17 с.
5. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах.
6. Тыртиков А.П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. М., изд-во МГУ, 1969. – 191 с.
7. Фельдман Г.М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977. – 190 с.
8. Чернядьев В.П. Методика прогноза теплового состояния грунтов // Геокриологический прогноз при строительном освоении территории. М., Наука, 1987. – С. 37-46.

Контрольные вопросы к главе 4

1. Понятие о сезонном промерзании и протаивании пород.
2. Теплофизическая сущность сезонного промерзания и протаивания.
3. Влияние зональных и зональных факторов природной среды на формирование характеристик СТС-СМС.
4. Учет влияния снежного покрова на характеристики СТС-СМС.
5. Учет влияния растительного покрова на характеристики СТС-СМС.
6. Подходы к расчетам глубин СТС-СМС.

Глава 5. ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

Основная особенность мерзлых пород – наличие в них льда. Лед в мерзлых породах обычно находится при температурах, близких к точке его плавления, поэтому он оказывается малоустойчивым по отношению к колебаниям температуры. Фазовые переходы лед–вода–лед лежат в основе большей части физических и физико-химических процессов, постоянно идущих в грунтах в районах устойчивого охлаждения и обуславливающих специфические свойства грунтов и своеобразный рельеф.

5.1. Состав мерзлых горных пород

Мерзлые породы являются сложной многокомпонентной системой. В них выделяются: *твёрдая составляющая*, которая подразделяется на скелет грунтов – минеральный или органогенный, и лед; *жидкая составляющая* и *газообразная составляющая*. Образование льда в породе, как и большая часть процессов в грунтах, происходят при взаимодействии воды с минеральной частью породы. Поэтому чем более дисперсная порода, тем интенсивнее в ней взаимодействие воды с минеральным скелетом, сложнее процессы ее промерзания и протаивания и, как следствие, большее изменение физических свойств.

Одним из основополагающих моментов является то, что часть воды в грунтах, иногда большая часть, находится в молекулярном взаимодействии со свободными активными поверхностями минерального скелета. При этом взаимодействие тем сильнее, чем ближе к минеральным частицам расположены молекулы воды. В этом отношении воду в грунтах условно принято делить на *свободную*, не взаимодействующую с грунтом, и *связанную*, испытывающую влияние активной поверхности частиц грунта и образующую водную пленку вокруг минеральных частиц. Связанную воду принято делить на *прочносвязанную* (несколько молекулярных слоев,

непосредственно обволакивающих минеральные частицы) и рыхлосвязанную (более удаленные от частицы слои водной пленки). Взаимодействие с активными поверхностями частиц грунта понижает точку замерзания воды. При этом, чем более прочно связана вода, тем температура ее замерзания ниже. На основании ряда экспериментов выделяется несколько температурных зон, внутри которых происходит фазовый переход разных категорий воды в лед. Так, в интервале температур от 0°C до $-0,2^{\circ}\text{C}$ начинает замерзать свободная вода и к $t = -2^{\circ}\text{C}$ полностью замерзает свободная вода и наиболее удаленные слои рыхлосвязанной воды. Связанная вода начинает замерзать при температуре ниже 0°C . Основная ее часть замерзает в интервале температур от -2 до -5°C . В интервале от -5 до -12°C может замерзать часть прочносвязанной воды. Однако температура замерзания большей части прочносвязанной воды опускается до -78°C , а монослой воды вокруг частицы замерзает лишь при температуре -180°C . Поэтому в мерзлых грунтах всегда содержится некоторое количество незамерзшей воды, и это количество тем больше, чем выше температура грунта.

В связи с этим, мерзлые породы являются не только многокомпонентными, но и многофазными системами. В них выделяется четыре категории воды по фазовому состоянию.

1. Вода в газообразной фазе.

2. Вода переменного фазового состояния. Это связанная, преимущественно рыхлосвязанная, вода, которая и замерзает и оттаивает при температуре ниже 0°C , и при изменении отрицательной температуры грунта может переходить из жидкой фазы в твердую и обратно.

3. Вода, не изменяющая своего агрегатного состояния при изменении температуры. Это прочносвязанная вода, температура замерзания которой ниже распространенных в природе температур. Называется она незамерзшей водой, и ее количество обозначается как W_n .

4. Вода в твердой фазе. Это лед. Образуется из свободной воды, замерзает при температуре 0°C , при отрицательной температуре не оттаивает.

Из всего сказанного вытекает, что фазовый состав мерзлых грунтов (то есть количественное соотношение разных фаз воды) зависит от температуры грунтов.

Помимо температуры на фазовый состав мерзлых грунтов влияет давление. Увеличение давления на 1 кг/см^2 понижает температуру замерзания воды на $0,007^{\circ}$. Поэтому с увеличением давления увеличивается количество незамерзшей воды в грунтах. В мерзлых грунтах при изменении температуры одновременно меняется и давление: образование льда из-за увеличения его объема по сравнению с водой приводит к возрастанию давления, в то время как таяние льда и, соответственно, уменьшение объема приводит к снижению давления. В результате фазовый состав мерзлых грунтов всегда находится в соответствии с внешними условиями. Это явление сформулировано Н.А. Цытовичем как «Принцип равновесного состояния воды и льда в мерзлых грунтах» - количество, состав и свойства жидкой фазы воды, содержащейся в мерзлых грунтах, не остается постоянным, а изменяется с изменением параметров состояния данной системы (t, p, w) , находясь в динамическом равновесии с последними.

При заданных температуре и давлении фазовый состав мерзлых грунтов зависит от свойств самого грунта – его дисперсности, минералогического состава, химического состава и т.п. Взаимодействие минеральной части грунта с водой тем активнее, чем больше удельная поверхность пород, обуславливающая больший потенциал свободной поверхностной энергии. Под «удельной поверхностью» понимается суммарная поверхность частиц в 1 г или 1 см^3 грунта. Удельная поверхность невелика у крупнозернистых грунтов (песков, особенно состоящих из минералов изверженных и метаморфических пород). С увеличением дисперсности удельная поверхность возрастает и достигает наибольшей величины у глин и

коллоидных систем. Поэтому, например, в песках практически отсутствует связанная вода, свободная же вода при отрицательной температуре находится в твердом состоянии. В результате, мерзлые пески обладают большой прочностью. Глинистые грунты содержат большое количество связанной воды, поэтому при одинаковой с песками температуре в них сохраняется большое количество жидкой (незамерзшей) фазы воды. Глины остаются пластичными и не обладают достаточной прочностью.

5.2. Миграция воды в дисперсных породах

Наблюдения в природных и лабораторных условиях показали, что промерзание и оттаивание грунтов сопровождается передвижением (миграцией) содержащейся в грунтах воды. При промерзании дисперсных грунтов вода в большинстве случаев мигрирует снизу вверх, к фронту промерзания, вследствие чего там формируется повышенная льдистость, приводящая нередко к изменению объема и пучению грунта. При протаивании вода мигрирует в обратном направлении, что часто вызывает просадку грунта. Самой общей причиной миграции воды в грунтах является неравновесное состояние системы грунт-вода, возникающее при изменении в пространстве и времени термодинамических параметров (температуры, концентрации ионов, давления, влажности, и др.). Силы, вызывающие миграцию воды, пропорциональны градиентам этих параметров. Перемещение влаги в промерзающих грунтах может происходить в парообразном, жидком и твердом состояниях.

Перемещение воды в твердом состоянии, то есть в виде льда, возможно лишь в виде пластического течения льда под действием внешней нагрузки.

Перемещение влаги в виде пара связано с тем, что упругость пара пропорциональна температуре – чем ниже температура, тем меньше упругость пара, и наоборот. Поэтому пар перемещается из более глубоких (более теплых) слоев грунта, где его упругость больше, в более холодные слои у фронта промерзания, где упругость

пара невелика. Там он конденсируется и тем самым увеличивает влажность промерзающих слоев грунта. Однако во влажных грунтах пароперенос имеет подчиненное значение и начинает играть заметную роль только при малой влажности грунтов.

Влагоперенос в виде жидкой фазы является основным механизмом миграции воды в промерзающих влажных дисперсных грунтах.

Как говорилось в предыдущем параграфе, вода в грунтах делится на свободную (несвязанную) и связанную воду. Это отражается и на механизме миграции воды. По механизму перемещения влаги различаются 1) макропроцессы движения свободной воды, не связанной поверхностными силами минеральных частиц и перемещающейся под действием силы тяжести (гравитационных сил), и 2) микропроцессы миграции связанной воды под действием адсорбционных сил скелета грунта.

К макропроцессам следует отнести развитое в криолитозоне перемещение воды под влиянием напорных сил. Этот механизм широко проявляется при замерзании свободной текучей воды в крупнозернистых породах – аллювиальных террасовых и подрусловых, делювиальных конусах выноса и т.п. Неравномерное, как правило, промерзание этих пород с поверхности вызывает в них гидростатический или гидродинамический напор (из-за уменьшения сечения водонасыщенного слоя). Под влиянием этого напора вода устремляется в сторону наименьшего сопротивления, раздвигает частицы грунта, выпучивает поверхность, образуя полость в грунте, и замерзает в виде ледяного ядра бугра пучения.

Другой пример макропроцесса. При промерзании крупнодисперсных грунтов (песков), содержащих преимущественно свободную гравитационную воду, возникает так называемый «поршневой эффект». Образующийся в порах грунта лед, увеличивая свой объем по сравнению с исходной поровой водой, оказывает давление на нижележащие слои грунта. При этом вода из этих слоев отжимается и перемещается вниз под действием силы тяжести.

Содержание льда в промерзшем песке оказывается при этом небольшим.

Микропроцессы перемещения влаги наблюдаются при промерзании тонкодисперсных грунтов (пылеватых супесей, суглинков, глин), содержащих большое количество связанной воды. Миграция влаги в этом случае происходит по-другому, перемещение влаги происходит в сторону фронта промерзания (обычно снизу вверх). По мере промерзания грунта происходит постепенное вымерзание части пленочной воды, удерживаемой поверхностной энергией частиц грунта. При этом высвобождается часть этой энергии, и адсорбционными силами скелета грунта к фронту промерзания подтягиваются новые порции связанной (пленочной) воды. Количество мигрирующей воды зависит от многих конкретных условий, главные из которых: тип грунтов – чем более мелкодисперсные грунты, тем больше в них связанной воды, тем активнее миграция; и скорость промерзания – при медленном промерзании количество воды, перемещаемой к фронту промерзания, обычно больше, чем при быстром промерзании.

Вода, мигрирующая к фронту промерзания, переходит в лед, консервируется и тем самым наращивает ледяные образования в грунте. Лед при этом образует горизонтальные слои (шлиры), отдельные линзы, решетку из вертикальных и горизонтальных прослоев. Характер распределения льда в этом случае называется криогенной текстурой, а сам лед текстурообразующим.

5.3. Напряжения и деформации в промерзающих и мерзлых грунтах

Изменение термодинамического состояния породы, например, нагревание-охлаждение, промерзание–оттаивание, миграция воды, образование и накопление льда и его таяние и др., приводит к изменению объема породы, возникновению напряжений в ней (объемно-градиентные напряжения) и, в конечном счете, к деформациям породы. Процессы, приводящие к напряжениям и

деформациям грунтов, можно разделить на три главные группы: миграционные, температурные и диагенетические.

Миграционные процессы приводят к неравномерному увеличению объема грунта при его промерзании как за счет кристаллизации воды, имевшейся в грунте (объем льда увеличивается на 9% по сравнению с исходным объемом воды), так и за счет замерзания новых объемов воды, перемещенной в него извне. Увеличение объема вызывает в грунте напряжение растяжения, что приводит к деформации пучения поверхности грунта. Пучение грунтов является наиболее распространенным процессом и происходит во всей области вечной мерзлоты. Главное его проявление – это образование бугров пучения. Величина пучения (то есть высота подъема грунта) зависит прежде всего от количества воды, перемещенной в замерзающий объем грунта, а потому определяется теми же факторами, что и миграция воды при промерзании грунтов. В тонкодисперсных грунтах миграция воды более активна, и пучение в них, как правило, более интенсивно. В крупнодисперсных грунтах (песках) миграция воды невелика или полностью отсутствует, и пучение в них проявляется слабо. Пучение зависит и от химического состава самой воды. Так, наличие в грунтовой воде ионов Fe обеспечивает высокую ее подвижность, более интенсивную миграцию и, соответственно большее пучение. Насыщение воды ионами Na и Ca приводит к заметно меньшему пучению.

Величина пучения зависит и от запасов воды в грунтах, способной перемещаться в промерзающий объем грунта. В этом отношении различают пучение в «закрытой» системе, когда в процессе миграции участвует лишь вода, содержащаяся в данном объеме грунта, и пучение в «открытой» системе, когда имеется неограниченный подток воды извне (например, из нижележащего водоносного горизонта). В закрытой системе, пучение обычно невелико и измеряется долями или единицами процента от глубины

промерзания грунта. Пучение в открытой системе может достигать 30% от глубины промерзания грунта.

Температурные изменения в мерзлых грунтах (при сохранении их отрицательной температуры) вызывают иные напряжения и иные деформации. Изменения температуры в мерзлом массиве грунта приводят, как и в любом твердом теле, к изменению его объема: понижение температуры грунта (например, в течение зимы) - к уменьшению объема. Поскольку понижение температуры создает градиент температуры, и охлаждение грунта происходит послойно сверху вниз, то в грунте возникают неравномерные напряжения. Верхние, более охлажденные, слои грунта стремятся уменьшить свой объем, однако силы сцепления, присутствующие в грунте, удерживают этот верхний слой связанным с более нижними слоями, еще сохраняющими более высокую температуру. В связи с этим в верхнем охлажденном слое грунта возникает напряжение растяжения. При больших градиентах температуры (при большом охлаждении верхнего горизонта грунта) силы сцепления могут оказаться недостаточными для компенсации напряжения растяжения. Тогда происходит деформация сдвига, образуется вертикальная трещина (так называемая морозобойная трещина), и напряжение тем самым снимается. Однако с удалением от возникшей трещины, напряжения будут снова возрастать, пока снова не достигнут критического для данного грунта напряжения, и снова не завершатся деформацией сдвига с образованием новой вертикальной трещины. В однородном массиве трещины будут располагаться параллельно друг другу и на одинаковом расстоянии. Образовавшиеся между трещинами параллельные полосы грунта при дальнейшем охлаждении массива будут разбиваться поперечными трещинами на прямоугольные полигоны. Так возникает полигональный рельеф (рис. 5.1). В неоднородных грунтах трещины не будут прямолинейны, а полигоны не будут строго прямоугольными (рис.5.2).

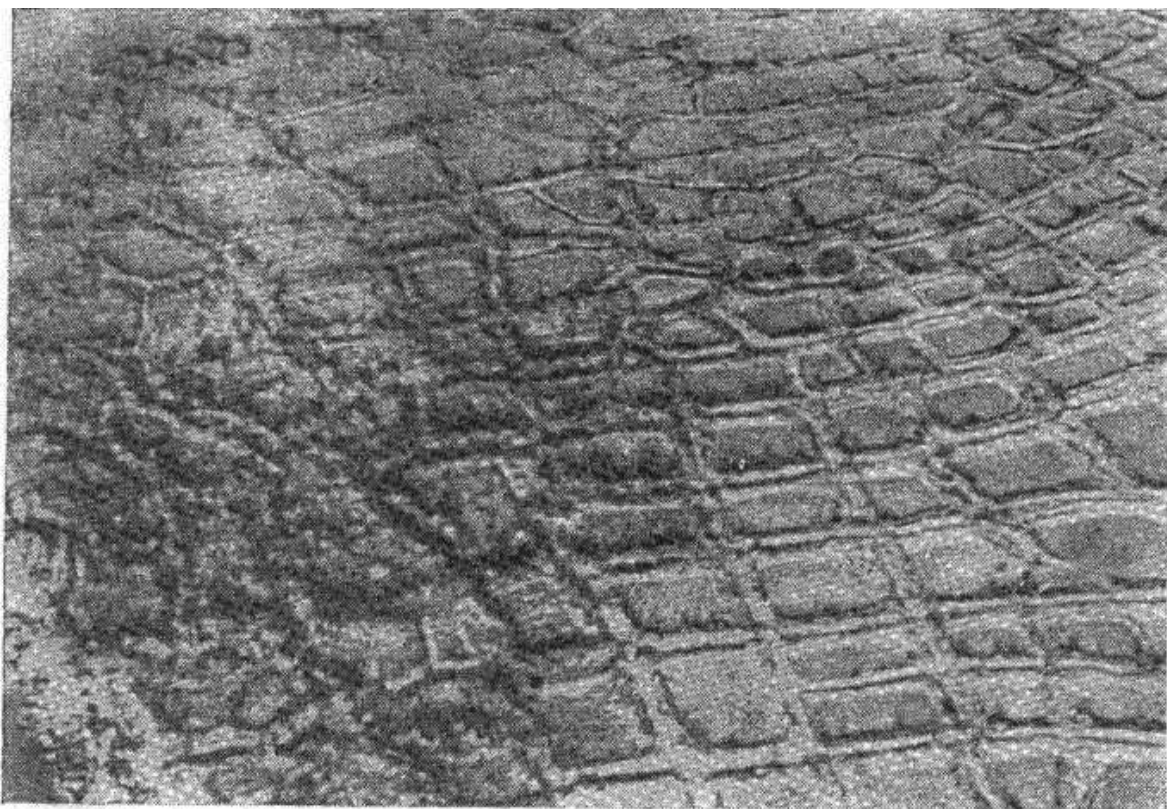


Рис. 5.1. Полигональный рельеф в районе р. Хатанги. Фото с самолета Б.А. Тихомирова

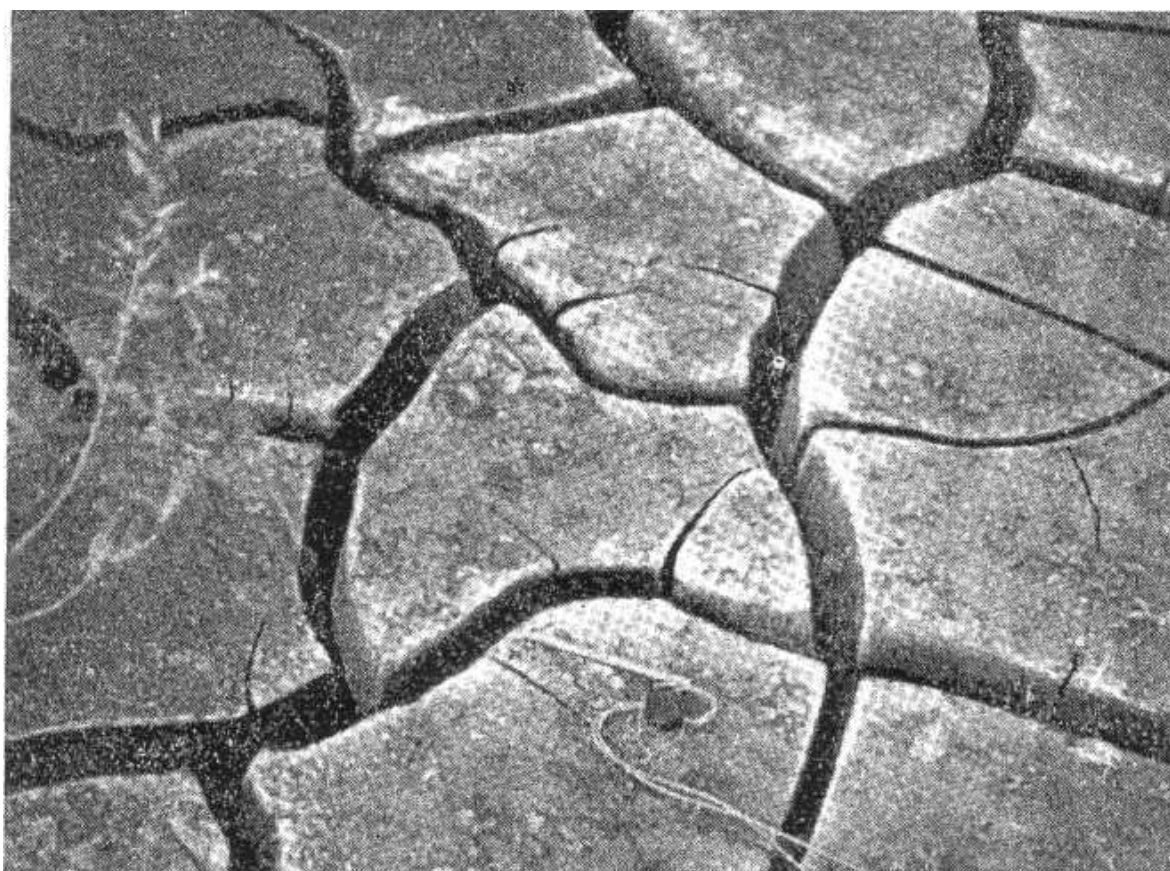


Рис. 5.2. Трещинообразование в неоднородных грунтах. Фото Г.С. Константиновой

Б.Н. Доставалов произвел количественные оценки этого явления и показал, что размеры образующихся полигонов связаны с величиной температурного градиента при охлаждении массива грунта. Чем больше градиент, тем меньше размеры полигонов, и наоборот. Существует определенное соотношение между размерами сторон полигонов и глубиной трещин: чем крупнее полигоны, тем глубже проникновение трещин в мерзлый массив. Приблизительно известно, что при стороне полигонов в 20-30 м глубина трещин составляет около 3 м. Процесс морозобойного трещинообразования широко развит в наиболее холодных районах области распространения мерзлых пород (криолитозоны) и лежит в основе многих форм криогенного рельефа.

Диагенетические объемные изменения в грунтах происходят преимущественно вследствие его высыхания. Б.Н. Достоваловым показано, что напряжения, возникающие из-за неравномерного высыхания грунтов, по своему характеру близки температурным напряжениям и различаются лишь размерами полигонов. Это связано с тем, что коэффициент линейной усадки при высыхании грунта по абсолютной величине гораздо больше коэффициента линейного сокращения при охлаждении грунта, поэтому трещины от высыхания образуются на значительно меньшем расстоянии друг от друга, чем морозобойные трещины. Полигоны при этом тоже образуются мелкими. Процесс трещинообразования от высыхания грунтов чрезвычайно широко распространен в природе, а в криолитозоне предопределяет целый ряд явлений, связанных с образованием микроструктурного рельефа и криогенных текстур в тонкодисперсных грунтах.

В целом, трещинообразование, и морозобойное, и от высыхания, является ведущим фактором в механическом разрушении горных пород и превращении их в мелкозем (так называемое морозное выветривание).

Литература к главе 5

1. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А.. Общее мерзловедение. – М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
2. Общее мерзловедение (геокриология). Ред. В.А.Кудрявцев. – М., Изд-во Моск. Ун-та, 1978.
3. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). – М., 1967.
4. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. Изд-во МГУ, 1985. – 255 с.

Вопросы к главе 5

1. Мерзлые грунты как многофазные и многокомпонентные системы.
2. Вода в мерзлых грунта. Категории воды по связи со скелетом грунта. Категории воды по агрегатному состоянию.
3. Миграция воды в промерзающих и оттаивающих грунтах. Ее причины и закономерности.
5. Миграционные факторы объемных изменений в промерзающих грунтах и возникающие при этом деформации.
6. Температурные факторы объемно-градиентных изменений в грунтах и возникающие при этом деформации.
7. Диагенетические факторы объемно-градиентных изменений в грунтах и возникающие при этом деформации.

Глава 6. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

Геологические процессы, протекающие в рыхлых горных породах области устойчивого охлаждения, обязанные многолетнему и сезонному промерзанию и оттаиванию, называются **криогенными (мерзлотными) процессами**. Следствие криогенных процессов – криогенные образования; их отражение в геологическом строении; формирование специфического рельефа и микрорельефа.

6.1. Типы криолитогенеза

Криолитогенез в качестве самостоятельной науки о мерзлотном литогенезе и льдообразовании разработан в конце 60-х-начале 70-х годов профессором А.И. Поповым, как учение о специфическом литогенезе (породообразовании) в зонах устойчивого охлаждения Земли (Попов, 1967).

Главными особенностями зоны криолитогенеза являются:

1. преобладание низких температур и, как следствие этого, высокое увлажнение верхних горизонтов горных пород;
2. преобладание воды в твердой фазе – в виде льда;
3. присутствие вечномёрзлых пород;
4. преобладание мерзлотного фактора в механическом разрушении горных пород – самого мощного механического фактора по сравнению с другими зонами Земли.

Промерзание грунтов в таких условиях выступает в качестве диагенетического (то есть породообразующего) процесса, поскольку приводит к формированию льда, льдистых пород и продуктов мерзлотного выветривания (элювиальных продуктов). Этот процесс сопровождают характерные для диагенеза в других областях Земли *уплотнение, цементация* (в данных условиях цементация минеральных частиц льдом), *перекристаллизация* (в данных условиях перекристаллизация льда с течением времени под влиянием изменения температуры и давления).

Криолитогенез не ограничивается рыхлыми осадками, а активно

воздействует и на плотные кристаллические и метаморфические породы. Многократные циклы замерзания-таяния ведут к постепенному дроблению породы и, тем самым, к изменению ее дисперсности. В этом смысле криолитогенез выступает как процесс выветривания, как криоэлювиальный процесс.

Характер криолитогенеза зависит от многих факторов – от интенсивности охлаждения горных пород, температурных градиентов, режима замерзания-таяния, литологии грунтов, их влажности и многого другого. Но в наиболее общем случае следует выделить два типа криолитогенеза (в зависимости от условий промерзания и осадконакопления): эпигенетический и сингенетический.

Эпигенетический тип криолитогенеза – это промерзание ранее сформировавшихся отложений, уже прошедших первичную стадию диагенеза. Именно поэтому эпигенетический тип промерзания предполагает стационарность земной поверхности (возможна и денудация поверхности и снос грунтов). Сингенетический тип криолитогенеза – это промерзание грунтов одновременно с его накоплением. Поэтому сингенетический тип промерзания предполагает нестационарность земной поверхности, она постепенно передвигается вверх вместе с накоплением осадков. При криолитогенезе каждого из выделенных типов создаются свои особые условия льдовыделения, заметно отличающиеся друг от друга. Это отражается в криогенном строении мерзлой толщи, в распределении льда по разрезу.

В строении эпигенетически промерзающей толщи выделяются сверху вниз три генетических горизонта.

Горизонт прерывистого криолитогенеза (или активного криогипергенеза), совпадающий по своему положению со слоем сезонного промерзания-протаивания. Этот слой отличается наиболее активными криогенными процессами. Здесь наблюдаются самые высокие градиенты температуры, происходит массовое трещинообразование, криогенное выветривание горных пород,

течение и перемещение грунта и воды, пучение грунта и т.п. Все эти процессы, как правило, проявляются и в рельефе земной поверхности.

Горизонт активного криолитогенеза (или активного криодиагенеза), располагающийся ниже слоя сезонного промерзания-протаивания и охватывающий верхний слой вечномерзлой толщи – слой годовых колебаний температуры (см. раздел 3.3). В этом слое, хотя и не происходит летнего оттаивания грунтов, но имеют место заметные колебания температуры в течение года, зимой грунты сильно выхолаживаются, и прослеживаются все еще большие температурные градиенты, вызывающие напряжения в породах и нередко объемно-градиентные деформации. При формировании вечной мерзлоты в тонкодисперсных грунтах здесь идет интенсивная миграция воды к фронту промерзания, уплотнение блоков грунта при льдовыделении, в грубозернистых и песчаных грунтах – интенсивное перемещение воды либо вверх под действием гидростатического напора, либо вниз под влиянием поршневого эффекта. Поэтому в этом слое идет интенсивное льдовыделение и формируются крупные ледяные прослои (шлиры).

Горизонт пассивного криолитогенеза (или пассивного криодиагенеза) охватывает остальную часть вечномерзлой толщи, т.е. слой нулевых годовых амплитуд (см. раздел 3.3). Здесь изменения температуры в течение года практически отсутствуют, температурный градиент невелик, так как определяется преимущественно внутриземным потоком тепла, а потому физические и физико-механические процессы, такие как миграция воды, перемещение грунта, образование ледяных прослоев и т.п., практически затухают. Ледяные тела могут образовываться здесь только в результате инъекционного внедрения воды в имеющиеся пустоты породы.

В конечном итоге формируется вечномерзлая толща, в которой содержание льда уменьшается сверху вниз по разрезу (так называемая разреживающаяся слоистость или решетка).

В строении *сингенетически промерзающей толщи* сверху вниз выделяются те же три горизонта, что и в эпигенетически промерзающей толще, однако генетический смысл их иной. Это связано с тем, что вследствие постоянного накопления осадков и повышения земной поверхности нижняя часть слоя сезонного промерзания-оттаивания переходит в вечномерзлое состояние, наращивая тем самым вечномерзлую толщу снизу вверх.

Горизонт прерывистого криолитогенеза (криодиагенеза). Это верхний слой толщи, расположенный, как и в эпигенетическом типе, в пределах слоя сезонного промерзания-протаивания. Здесь те же наиболее активные криогенные процессы, самые высокие градиенты температуры, активное трещинообразование, миграция воды и формирование ледяных прослоев (сегрегационное льдообразование). Однако, в отличие от эпигенетического типа, этот слой со временем перейдёт в вечномерзлое состояние.

Горизонт активного криолитогенеза (криодиагенеза). Располагается в вечномерзлой зоне с отрицательными температурами, но еще с высокими температурными градиентами, вызывающими физические напряжения в грунтах и деформации грунта. Здесь идет активное морозобойное растрескивание с образованием полигонально-жильного льда. Однако миграции воды и сегрегационного льдообразования здесь уже не происходит. Этот горизонт отличается от соответствующего горизонта в эпигенетических толщах тем, что, с одной стороны, наследует и закрепляет в своем строении криогенные черты, сформировавшиеся в слое сезонного криодиагенеза, с другой, формирует новые структуры полигонально-жильного льдообразования.

Горизонт пассивной консервации располагается еще ниже и представляет собой зону, в которой, как и в эпигенетической толще, затухают все процессы. Однако, этот горизонт, в отличие от эпигенетического типа, наследует и закрепляет все признаки выше расположенного горизонта активного криодиагенеза, который по мере накопления осадков и соответствующего подъёма земной

поверхности постепенно переходит в положение горизонта пассивной консервации.

В результате можно сказать, что при сингенетическом промерзании слой активного криолитогенеза наследует черты горизонта прерывистого криолитогенеза, на которые накладывается новый процесс полигонально-жильного льдообразования, а горизонт пассивной консервации, в свою очередь, наследует все черты активного криолитогенеза. При этом, в отличие от эпигенетического типа криолитогенеза, формируется мерзлая толща однотипного по всей глубине строения.

6.2. Лед в мерзлых породах. Криогенные текстуры и структуры мёрзлых дисперсных пород

Лед в горных породах может встречаться в виде крупных скоплений, представляющих собой мономинеральную породу, а может пронизывать горные породы в виде тонких прослоек и прожилок или в виде рассеянных кристаллов, образуя тем самым полиминеральную мерзлую породу.

Лед в вечномерзлых породах распределен неравномерно. Закономерности распределения льда зависят от условий промерзания грунтов, типа криолитогенеза, от характера и свойств самих грунтов и др. В этом отношении можно выделить несколько генетических типов подземных льдов (Попов, 1967; Попов и др., 1985). Основные из них – полигонально-жильные, инъекционные, сегрегационные льды и лед-цемент.

Полигонально-жильные льды – крупные мономинеральные тела. Основной причиной образования полигонально-жильных льдов является образование субвертикальных морозобойных трещин (за счёт объёмного сжатия грунтового массива в зимний период), рассекающих деятельный слой и частично проникающих в горизонт активного криодиагенеза. Проникновение поверхностной воды в трещины и последующее её замерзание формируют элементарную ледяную жилку. Многократное (из года в год) морозобойное

растрескивание и образование новых элементарных жилок формируют ледяную жилу. При эпигенетическом типе криолитогенеза ледяные жилы имеют форму клина, сужающегося книзу. Вертикальная их мощность до 10-12 м; горизонтальная в верхней части – до 2-2,5 м. В пространственном отношении жилы образуют ледяную решётку. Вмещающая ледяные жилы порода несёт следы деформации: слои отгибаются вверх у боковых контактов с ледяными клиньями (наибольшие деформации наблюдаются в верхней части жил). При сингенетическом типе криолитогенеза ледяные жилы могут достигать вертикальной мощности до 50 м и более; горизонтальную – от 1 м до 10-12 м, нередко изменяющуюся по вертикали. Деформации слоёв вмещающей породы на боковых контактах с сингенетическими ледяными жилами разнообразны. Если формирование эпигенетических жил обязано преимущественно морозобойному растрескиванию, то механизм образования сингенетических жил более сложен. В настоящее время большинство исследователей придерживаются следующего объяснения механизма. Начальное формирование ледяной жилы обязано морозобойному растрескиванию и образованию ледяного клина за счёт приращения элементарных жилок. В дальнейшем, при условии одновременного осадконакопления и морозобойного растрескивания, горизонтальная мощность ледяной жилы в верхней части достигает предельных значений, когда в весенне-летний период за счёт объёмных расширений в горизонте активного криолитогенеза (в ледогрунтовой системе) происходит фронтальное выдавливание верхней поверхности жилы. Частичное снятие напряжений в системе за счёт пластических деформаций в жильном льде позволяет дальнейшее освоение выдавленного фронтально ледяного объёма последующим морозобойным растрескиванием. (Конищев, Маслов, 1969). Различные деформации вмещающих пород на боковых контактах контролируются преимущественным местоположением зоны морозобойного растрескивания на конкретном этапе формирования сингенетических жил (Маслов, 1982).

Инъекционные льды – крупные мономинеральные тела. Образуются из свободной воды, локализуемой в отдельных местах, преимущественно в грубодисперсных породах, или на контакте пород разной плотности под влиянием гидростатического или гидродинамического напора. Наиболее часто они возникают в местах выходов водоисточников или при промерзании подозерных таликов и водоносных горизонтов.

Сегрегационный лёд образуется из рыхлосвязанной воды, содержащейся в тонкодисперсных грунтах, при их промерзании в результате миграции воды к фронту промерзания (см. раздел 5.2). Сегрегационный лёд обычно принизывает грунты в виде прослоев, образуя криогенную текстуру.

Под криогенной текстурой понимается особенность взаиморасположения в мёрзлой дисперсной породе шлиров льда и сцементированных льдом минеральных и растительных частиц. Формирование криотекстур регулируется особенностью льдовыделения: процессом образования кристаллов, слоёв и линз льда при замерзании дисперсных пород. Главными факторами, влияющими на интенсивность льдообразования являются: литологические особенности породы (грансостав и сложение); влажность породы; температура; режим замерзания и система замерзания (открытая или закрытая). При закрытой системе, когда лёд формируется без подтока воды извне, происходит лишь перераспределение влаги в замерзающем объёме породы; при открытой системе формирование ледяных включений происходит и за счёт поступления воды извне.

В условиях закрытой системы при промерзании глинистых пород ледяные включения (линзы, прослои) образуются лишь за счёт обезвоживания близлежащих участков у фронта промерзания, а потому количество образующегося льда (льдистость) зависит от первоначальной влажности грунта.

В условиях открытой системы в глинистых грунтах происходит значительное увеличение объёма породы и формирование мощных

прослоев и линз льда; в песчаных грунтах происходит незначительное льдовыделение, т.к. самый верхний промёрзший слой, расширяясь, отжимает воду вниз (поршневой эффект).

Выделяются следующие виды криогенных текстур (Шумский П.А., 1957):

- *слоистая криотекстура*, когда параллельные ледяные прослои (ледяные шлиры) чередуются со слоями породы, связанной льдом-цементом;
- *сетчатая криотекстура*, когда различно ориентированные ледяные шлиры образуют между собой решётку (сетку);
- *массивная криотекстура*, когда частицы породы сцементированы только ледяными кристаллами.

В зависимости от размеров шлиров, густоты их расположения и пространственной ориентировки слоистая и сетчатая криотекстуры подразделяются на:

- микро-, тонко- и толстослоистые; микро-, тонко- и толсто-сетчатые;
- равномерно- и неравномернослоистые; равномерно- и неравномерносетчатые;
- горизонтально-, косо- и вертикальнослоистые; прямоугольно-, косоугольно- и неправильносетчатые.

По толщине шлиров выделяют криотекстуру:

- микрошлировую (до 0,1 см);
- тонкошлировую (от 0,1 до 0,5 см);
- среднешлировую (от 0,5 до 2 см);
- толстошлировую (более 2 см).

Под криогенной структурой мёрзлых дисперсных пород и льда понимают микростроение породы, обусловленное взаимным расположением, формой и величиной минеральных агрегатов, ледяных включений и характером связей между ними. Существует несколько типов классификации криогенных структур в зависимости от характера включения льда и от степени заполнения им пор

породы или от размеров кристаллов льда и минеральных частиц, или от формы кристаллографической ориентировки ледяных зёрен. Единой признанной классификации не существует.

Формирование криогенных текстур в зависимости от типа криолитогенеза наиболее детально разработано А.И. Поповым (Попов А.И., 1967, Попов А.И. и др., 1985).

При эпигенетическом типе криолитогенеза в слое сезонного проомерзания-протаивания (горизонте прерывистого криолитогенеза) зимой формируется четыре типа распределения льда в тонкодисперсных породах (летом лед протаивает):

- льдистость повышена в верхней и нижней части горизонта за счёт миграции (подтягивания) влаги вверх – к фронту промерзания, образованному низкими отрицательными значениями температуры воздуха и вниз – к фронту промерзания, сформированному у кровли вечномерзлых пород;
- льдистость повышена только в верхней части деятельного слоя, когда отрицательная температура вечномерзлой толщи достаточно высока (близка к 0°C);
- льдистость достаточно высока в пределах всего горизонта, когда деятельный слой имеет высокую влажность и малую мощность (быстрое промерзание);
- льдистость незначительна в пределах всего слоя, когда деятельный слой имеет малую влажность.

В горизонте активного криолитогенеза формируются достаточно разнообразные криотекстуры. Так, при замерзании грубозернистых пород (пески, галечники и др.) без напора лёд равномерно распределён в мерзлой породе, цементируя минеральный каркас. При замерзании с напором (более частое явление) наблюдается отжатие воды от фронта промерзания, в результате чего верхняя часть горизонта оказывается малольдистой (мощность определяется глубиной залегания водоупора), а нижняя часть (куда отжималась вода) может быть сильнольдистой. При промерзании горизонта

активного криолитогенеза, сложенного преимущественно тонкодисперсными породами, формирование различных криотекстур зависит от ряда факторов. Например, при очень интенсивном промораживании или при промерзании слабоувлажнённых грунтов при отсутствии подтока влаги извне, формируется массивная криогенная текстура (лёд-цемент). При промерзании торфа также образуется преимущественно лёд-цемент. Но случаев глины, суглинки, супеси, пылеватые пески в большинстве промерзают с льдовыделением, формируя в рассматриваемом горизонте наряду с льдом-цементом слоистые и сетчатые текстуры. Для горизонта активного криолитогенеза эпигенетического типа характерно разреживание с глубиной слоистой и сетчатой текстур и увеличение толщины ледяных прослоев. Например, в Западной Сибири и Большеземельной тундры на глубинах около 15-20 м мощность ледяных шлиров достигает 10-20 см, а расстояние между ними достигает 0,5-1,5 м.

В горизонте пассивного криолитогенеза (при эпигенетическом типе промерзания) при формировании вечной мерзлоты происходит замедленное промерзание и, соответственно, очень слабая миграция воды к фронту промерзания. Это формирует малую льдистость толщи.

Факт разреживания сверху вниз ледяных шлиров в эпигенетической толще, при прочих равных условиях, обязан уменьшению с глубиной температурного градиента у продвигающегося книзу фронта промерзания и, соответственно, медленного и более длительного подтягивания плёночной воды. Разреживающаяся книзу слоистая и сетчатая криотекстуры, утолщение в этом же направлении самих ледяных шлиров являются основным генетическим признаком эпигенетического типа криолитогенеза.

При сингенетическом типе криолитогенеза формирование вечномёрзлых толщ происходит по мере накопления осадков и, соответственно, перехода нижней части слоя прерывистого криолитогенеза (слоя сезонного промерзания-протаивания) в вечномёрзлое

состояние. В результате, этот горизонт постепенно занимает место горизонта активного криодиагенеза, а затем и место горизонта пассивной консервации, фиксируя в своём строении криогенные признаки сезонного промерзания. Это является основным отличием сингенетического типа промерзания от эпигенетического. Характерной криотекстурной особенностью сингенетических толщ, сложенных тонкодисперсными породами, является наличие в разрезе однотипных преимущественно тонкослоистых (в несколько мм) и мелкосетчатых текстур, выдержанных по всей глубине вечномерзлой толщи.

Лед-цемент характерен для грунтов разного механического состава, образуется при промерзании слабоувлажненных пород или при очень быстром промерзании грунтов независимо от их влажности. Не образует заметных скоплений, чаще всего равномерно распределен в толще мерзлой породы.

6.3. Криогенный рельеф и процессы, его обуславливающие

6.3.1 Процессы пучения – бугристый рельеф

Пучение грунтов определяется составом, влажностью и сложением рыхлых отложений, а также температурным режимом и условиями промерзания.

1. **Вымораживание (выпучивание).** При осенне-зимнем промерзании рыхлые влажные отложения в деятельном слое увеличиваются в объёме, то есть пучатся; при весенне-летнем оттаивании их объём уменьшается, и в деятельном слое происходит осадка грунтов. Если в сезонно-талом или сезонно-мёрзлом слое присутствуют твёрдые включения (например камни, валуны), то последние в процессе многолетнего сезонного промерзания и протаивания постепенно выталкиваются на поверхность (выпучиваются, вымораживаются), концентрируясь здесь в виде «каменных россыпей» (Мерзлотоведение, 1981). При неправильном (малом) заглублении могут выпучиваться и искусственные сооружения (столбы, сваи и т.д.). В течение года происходит следующий цикл: при промерзании происходит смерзание

вмещающей породы с боковой поверхностью сваи (столба). Если силы смерзания велики, то могут возникать вертикальные силы пучения, которые будут превышать вес сваи и боковые силы трения, в результате чего произойдёт приподнимание сваи. Полость под свайей будет заполняться разжиженным грунтом. При последующем протаивании деятельного слоя может произойти частичная осадка грунта под свайей, но она не будет превышать высоты выпучивания (вымораживания). В конечном итоге, при многолетнем повторении данного цикла свая потеряет свою устойчивость.

2. **Сезонные бугры пучения** формируются в верхнем горизонте криолитозоны. Их формирование связано с процессом промерзания дисперсных отложений, приуроченных к локальным площадям с высокой влажностью. Однолетние (протаивающие летом) бугры пучения образуются за счёт подтягивания, миграции влаги к фронту промерзания или внедрения и замерзания воды (инъекции) при наличии надмерзлотных вод. Сезонные бугры пучения имеют высоту до 1-1,5 м и ширину от 1,2 до 5,6 м.

3. **Многолетние бугры пучения** образуются при многолетнем и неравномерном по площади промерзании дисперсных отложений. Наиболее распространённым типом таких бугров являются миграционные. Они обычно имеют размеры в диаметре от 3-х до десятков метров и имеют высоту от 2 до 5 метров. К числу инъекционных бугров пучения относятся гидролакколиты, которые образуются в местах подземных, как правило, напорных вод. Подобные образования встречаются, большей частью, в речных долинах, на берегах водоёмов, в межгорных впадинах. Внутри такого бугра находится ледяное ядро. Крупные бугры пучения, сформированные за счёт промерзания напорных вод, называются «булгуннями» (в Якутии) или «пинго» в Канаде.

6.3.2. Морозобойное трещинообразование

Как уже говорилось в разделе 5.3., в мерзлых породах понижение температуры вызывает уменьшение объёма породы. В

грунтовой массе возникают напряжения растяжения и формируется полигональный рельеф. При превышении напряжений временного сопротивления на разрыв массив будет разбит сетью морозобойных трещин на блоки (Мерзлотоведение, 1981). Малые градиентные температуры образуют крупные прямоугольные полигоны; возрастание температурных градиентов предопределяет деление полигонов пополам (трещины второй генерации), образуя более мелкие полигоны.

Проникновение поверхностной воды в трещины и последующее её замерзание формируют элементарную ледяную жилку. Многократное (из года в год) морозобойное растрескивание и образование новых элементарных жилок формируют ледяную жилу. На дневной поверхности формируется полигональная сеть морозобойных трещин – полигонально-валиковый рельеф: полигоны со стороной от 3 до 10 м и более, по периферийным частям которых сформированы валики высотой до 10-30 см, между которыми проходит зона морозобойного растрескивания; в центральной части полигона располагаются болотца. В разрезе под валиками находятся ледяные жилы; под центральными частями полигонов –вмещающая порода.

6.3.3. Криогенные микроформы рельефа, склоновые процессы и явления

Наряду с рассмотренными выше процессами вымораживания, пучения, температурных объёмных изменений и морозобойного трещинообразования в формировании криогенного микрорельефа принимают участие явление тиксотронности грунтов и солифлюкция.

1. **Тиксотронность** – способность тонкодисперсного грунта разжижаться под действием динамической (дополнительной) нагрузки и переходить в неустойчивое состояние, приобретая плавунные свойства. В первоначальное уплотнённое состояние грунт возвратится лишь по мере снятия нагрузки.

Явление тиксотронности может возникать при сезонном промерзании (сверху – при эпигенетическом; сверху и снизу – при

сингенетическом типе криолитогенеза) достаточно увлажнённых дисперсных пород деятельного слоя. Промерзание вызывает возникновение напряжений в ещё не промёрзших талых грунтах, которые будут здесь возрастать по мере увеличения промерзания и приведёт, в конечном итоге, к разжиженному состоянию таких пород и, как следствие, – к конвективным деформациям (полигональным в плане и клиновидным в разрезе). В дальнейшем возникшие напряжения снимаются за счёт фиксированных в разрезе деформаций.

2. **Солифлюкция** представляет собой медленное вязко-текучее течение грунтовой массы под действием силы тяжести вниз по отлогому склону. Солифлюкции способствуют: большое увлажнение грунтов в деятельном слое; интенсивная миграция влаги при промерзании и протаивании; льдовыделение с образованием криогенных текстур, ориентированных параллельно поверхности склона (зоне скольжения); активная подвижность грунтов при протаивании; тиксотропность грунтов; условия образования трещин (морозобойных и усыхания); отсутствие растительного покрова.

3. **Криогенные формы микрорельефа.** Распространенным типом мерзлотного микрорельефа являются так называемые **пятна-медальоны**, образующиеся преимущественно на плоских поверхностях в породах глинистого состава с наличием в них крупнообломочного материала. Такие пятна (полигоны) имеют размер до 0,5-1,0 м, в центральной части сложены тиксотронным грунтом, по периферии оконтуренные каменным материалом. Пятна-медальоны образуются комплексом процессов. Сам механизм в схематическом виде выглядит следующим образом: мелкополигональное растрескивание грунтов (морозобойное растрескивание и трещины усыхания) предопределяет неравномерное промерзание пород; в результате в деятельном слое в центральных частях полигонов под промерзающими грунтами формируются замкнутые талые системы, в которых возникает высокое гидростатическое давление. В результате расслабленные

(тиксотропные) грунты могут прорвать верхнюю мёрзлую корку и излиться в виде пятна на поверхность. Многократные повторения этого процесса образуют пятна-медальоны и дифференциальное выпучивание по их краям каменного материала (каменные кольца, венки и другие структурные формы).

4. *Криогенные склоновые процессы* протекают в деятельном слое за счёт его периодического протаивания и промерзания. При протаивании, благодаря близкому залеганию мёрзлого водоупора и таяния подземного льда (криогенных текстур), создаётся переувлажнение пород и их вязкопластичное течение по склону. При промерзании дисперсных пород на склонах развиваются процессы пучения и вымораживания каменных включений.

При этом, например, пятна-медальоны, формирующиеся на склонах, приобретают овальные, вытянутые вдоль склона формы.

Важным процессом на склонах является криогенная дисерпция (сползание, крип): пучение пород на склонах и промерзание происходит по нормали к самой поверхности склона, в то время как при протаивании движение частиц грунта вниз по склону происходит по вертикали, за счёт действия сил тяжести. Сползание грунта вниз по склону тем быстрее, чем значительней пучение и угол наклона склона (Мерзлотоведение, 1981). Циклов промерзания-протаивания в течение года может быть достаточно много (смещение частиц составляет от 2-5 до 70 см в год).

Морфологические результаты, обязанные преимущественно солифлюкционным процессам, в рельефе могут выражаться разнообразно. При оплывленной солифлюкции на склонах образуются натечные формы в виде террас, лопастей, языков, конусов выноса. Грубообломочный материал при этом не сортирован, либо сортировка не упорядочена. При собственно солифлюкции (медленном смещении грунта) возникают структурные формы в виде параллельных, направленных вдоль склона полос. При этом происходит сортировка крупнообломочного материала (к периферии

полос), грунт же перемещается самостоятельно в рамках каждой полосы (Попов А.И., 1967).

Особый вид микрорельефа на склонах формируют, так называемые, курумы – каменные накопления на склонах различной крутизны. Их образование связывает комплекс различных процессов: физическое выветривание коренных пород, выпучивание камней, криогенная дисерпция, подповерхностный смыв, соскальзывание и сползание (Мерзлотоведение, 1981).

6.3.4. Термокарст

Термокарст возникает в результате повышения температуры таяния льда в горной породе и последующего возникновения просадки дневной поверхности вследствие выжимания воды (от таяния льда) и происходящего при этом уплотнения породы. Главное условие термокарста – высокая степень льдистости; главная причина термокарста – увеличение глубины деятельного слоя (слоя сезонного протаивания); главное следствие – формирование на поверхности отрицательных форм рельефа. Причины возникновения термокарста различны: общее потепление климата; усиление его континентальности, облесение, увеличение мощности снежного покрова; частные причины: морозобойные трещины, вырубки, лесные пожары, строительство дорог и др.

Формы термокарста определяются характером и генезисом подземного льда, а также морфологией земной поверхности. Наиболее характерные формы термокарста возникают при вытаивании мощного полигонально-жильного льда. Сначала, при таянии ледяной решётки появляются (на местах центральных частей полигонов) бугры-останцы, называемые байджерахами. По мере более глубокого вытаивания происходит разрушение байджерахов, увеличение площади термокарста и формирование термокарстовых понижений – аласов, представляющих собой обширные котловины с плоским дном, занятым озерами; склоны аласа «покрыты» байджерахами.

При вытаивании маломощных полигонально-жильных льдов на мёрзлых торфяниках формируются плоскобугристые торфяники.

При протаивании гидролакколитов на поверхности остаются впадины, обычно заполненные водой; при протаивании ледяных ядер булгунняхов образуются крупные овалы озёра.

Часто термокарсту сопутствуют термоабразия и термоэрозия берегов морей, озёр, рек: водное тепловое воздействие на мёрзлую породу (размыв, образование ниш, транспортировка и переотложение рыхлого материала).

6.3.5. Наледи

Наледи образуются в результате излияния на поверхность подземных, речных и озёрных вод и последующего их послойного замерзания (Мерзлотоведение, 1981). Их формирование происходит в период зимнего промерзания водоносных пород и соответствующего давления воды. При промерзании происходит сужение живого сечения потока, в результате чего возникший криогенный напор прорывает кровлю мёрзлого грунта или льда, растекаясь и замерзая на поверхности. Цикличность прорывов за зиму (несколько десятков) обуславливает слоистость наледного льда и формирование наледных бугров, которые (при прорывах) могут взрываться. Размеры наледей могут быть от очень мелких (локальных) до очень крупных и гигантских. Мощность наледей колеблется от десятков сантиметров до 10 м. Мелкие (маломощные) наледи летом стаивают; наледи мощностью более 5-6 м частично стаивают и являются многолетними.

Литература к главе 6

1. Конищев В.Н., Маслов А.Д. Физические причины фронтального роста сингенетических полигонально-жильных льдов. – В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 1, М., 1969.
2. Маслов А.Д. Динамика развития ледогрунтовых систем с полигонально-жильными льдами. – В кн.: Проблемы криолитологии, вып. X, М., 1982.

3. Мерзлотоведение (краткий курс). Под редакцией В.А. Кудрявцева, Изд-во МГУ, 1981. – 240 с.
4. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология), М., 1967.
5. Попов А.И. Криолитогенез. – В кн.: II международная конференция по мерзлоте. Якутск, 1973, вып. 3.
6. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. Изд-во МГУ, 1985. – 255 с.
7. Шумский П.А. Строение мёрзлых пород. Материалы по лабораторным исследованиям мёрзлых грунтов, М., 1957.

Вопросы к главе 6

1. Эпигенетический и сингенетический типы промерзания.
2. Горизонты эпигенетического и сингенетического типов криолитогенеза (основные отличия).
3. Криогенные текстуры, характерные для эпигенетического и сингенетического типов.
4. Вымораживание, пучение, бугры пучения.
5. Механизм морозобойного трещинообразования.
6. Типы льдов и условия их образование.
7. Солифлюкция и тиксотропность грунтов.
8. Склоновые криогенные процессы и явления.
9. Термокарст – условия образования, формы.
10. Наледи.

Глава 7. ДИАГНОСТИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПОРОД

По физическому состоянию криолитозона представляет собой природную систему, состоящую из талых (формирование деятельного слоя и таликовых зон), охлажденных и мерзлых пород. Талые породы имеют положительную естественную температуру; охлажденные и мерзлые формируются в зоне отрицательных значений естественных температур, причем охлажденные не содержат в своем составе льда.

Общие представления о строении и мощности криолитозоны и особенно ее нижних горизонтов до сих пор еще основываются лишь на визуальных описаниях поднимаемого бурового керна и на данных термометрических наблюдений в выстоявшихся скважинах. В первом случае на естественное физическое состояние породы накладывается ее механический разогрев при бурении, что соответственно приводит к искусственному переходу льда (особенно льда-цемента) в жидкую фазу. По данным термометрических наблюдений за подошву многолетнемерзлых пород довольно часто ошибочно принимают нулевую изотерму, хотя фактически последняя фиксирует нижнюю границу криолитозоны. Следовательно, двух названных методов совершенно недостаточно для получения количественной и качественной информации.

Анализ большого фактического материала, полученного за последние двадцать лет (бурение глубоких скважин с отбором керна в Большеземельской тундре и на арктическом шельфе, проведение режимных термометрических наблюдений, лабораторные и экспериментальные исследования) позволил разработать универсальную методику диагностирования физического состояния пород на всю мощность криолитозоны (Маслов, 1985, 1992).

7.1. Методы диагностирования

7.1.1. Расчет температурного запаса устойчивости

Само физическое состояние породы при прочих равных условиях определяется соотношением естественной температуры (t_e)

и температуры начала замерзания (оттаивания) поровых растворов в грунтах (t_3). Условие $t_e > 0^\circ\text{C}$ характеризует талое состояние породы. Дисперсная порода (грунт, осадок) находится в мерзлом состоянии, если имеет отрицательное значение t_e и частично содержит воду в твердой фазе. Если порода имеет отрицательную температуру, но не содержит льда, она находится в охлажденном состоянии. Таким образом, в области отрицательных значений температур при условии t_e ниже t_3 , порода находится в мерзлом; при t_e выше t_3 – в охлажденном состоянии.

В связи с изложенным основным диагностирующим критерием физического состояния породы (охлажденное или мерзлое) является величина $\Delta t = t_e - t_3$.

При $\Delta t < 0^\circ\text{C}$ – грунт находится в мерзлом состоянии; при $\Delta t > 0^\circ\text{C}$ – в охлажденном. Следовательно, величина Δt характеризует температурный запас устойчивости физического состояния породы, или температурный барьер модификационного перехода.

При условии $\Delta t = 0^\circ\text{C}$ температурный запас устойчивости отсутствует – порода (слой) находится в неустойчивом равновесном состоянии. В результате Δt , равная 0°C , определяет своеобразный нулевой барьер модификационного перехода породы из одного состояния в другое, а изотермические поверхности и зоны с нулевым запасом устойчивости являются границами и слоями раздела между мерзлыми и охлажденными породами.

Такие уровни внутри криолитозоны соответствуют границе подошвы мерзлых пород и кровле охлажденных, если на данном участке (уровне) слой мерзлых пород залегает выше охлажденных или подошве охлажденных пород и кровле мерзлых – при противоположном залегании.

Границей раздела (изотермической поверхностью) между талыми и охлажденными породами является нулевая изотерма ($t_e = 0^\circ\text{C}$). Нулевая изотерма определяет границы криолитозоны (фиксирует ее подошву и кровлю) и разделяет талые породы от охлажденных и мерзлых.

Таким образом, для определения талого состояния породы достаточно выявить значение t_e . Для выявления же физического состояния породы в области отрицательных значений (мерзлое или охлажденное) необходимо определить значения t_e и t_z и, соответственно Δt . Качественная оценка их физического состояния определяется знаком величины: положительный знак соответствует охлажденному состоянию, отрицательный – мерзлому.

Количественная же оценка устойчивости пребывания породы в данном физическом состоянии (ее метастабильность) определяется абсолютной величиной Δt : чем меньше она (независимо от знака), тем ниже температурный запас устойчивости, тем легче при прочих равных условиях вывести породу (под действием внешних или внутренних сил) в противоположное состояние: из охлажденного в мерзлое или наоборот.

7.1.2. Графические методы диагностирования

Определение Δt по графикам содержания не замерзшей воды в спектре отрицательных температур. Экспериментально калориметрическим методом определяется фазовый состав воды в исследуемых грунтах при конкретно задаваемых значениях температуры. При этом методе исходное значение влажности грунта (W_0) задается произвольно, но с таким расчетом, чтобы оно численно было близким к своему пределу текучести. Определение фазового состава (количества не замерзшей воды) проводится при пяти или шести фиксированных значениях отрицательных температур в диапазоне от $-0,3$ до $-6,0^\circ\text{C}$. Поскольку при эксперименте исходные значения влажности, а также значения засоленности (Z) и концентрации порового раствора ($K_{пр}$) остаются постоянными, а с повышением температуры менялось лишь соотношение в грунте количества не замерзшей воды (W_n) и льда-цемента ($W_{ц}$) и соответственно концентрация остаточного в не замерзшей воде порового раствора, калориметрический метод характеризует исследуемые грунты в автономном влажностном режиме, то есть

изменения W_H и $W_{\text{ц}}$ от температуры происходят в условиях замкнутой дисперсной системы.

По полученным экспериментальным данным (определение количества не замерзшей воды при нескольких фиксированных значениях температуры) строится кривая зависимости $W_H = f(t)$. Пример расчета величины Δt на графике $W_H = f(t)$ приводится на рис. 7.1.

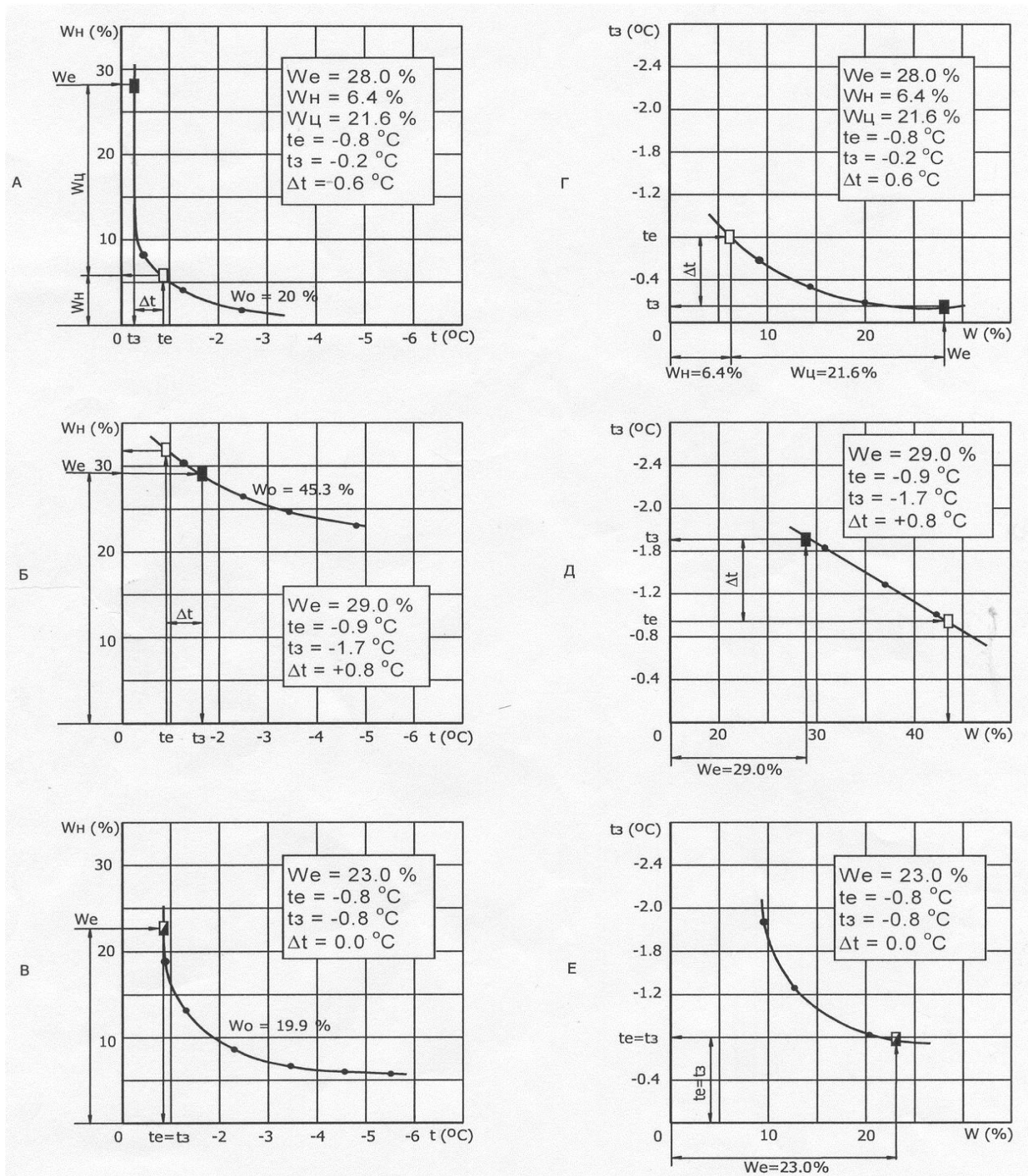


Рис. 7.1. Графический метод расчёта величины Δt по кривым зависимости $w_H = f(t)$ и $t_z = f(w)$

На полученную кривую выносятся соответственно точки t_e и t_z . Значение t_e определяется по результатам термометрических наблюдений в выстоявшейся скважине. Точка замера температуры должна соответствовать глубине исследуемого грунта. Вынесенному на кривую зависимости $W_n = f(t)$ значению t_e исследуемого грунта соответствует на оси ординат точка, выше которой фиксируется общее содержание образовавшегося в данном грунте льда – цемента при естественной влажности (W_e) и данной температуре; ниже – количество не замерзшей воды. Значение t_z определяется путем соблюдения условия равенства естественной влажности количеству не замерзшей воды, то есть условию, при котором в грунтовом поровом растворе появляются первые кристаллы льда.

Расположение на кривой $W_n = f(t)$ двух точек (t_e и t_z) относительно друг друга характеризует физическое состояние исследуемого образца в естественных условиях. Если точка t_e на кривой $W_n = f(t)$ расположена ниже точки t_z , данный грунт в естественных условиях находится в мерзлом состоянии (см. рис. 7.1а). При этом соблюдается условие $\Delta t < 0^\circ\text{C}$. Если точка t_e на кривой $W_n = f(t)$ расположена выше (левее) точки t_z , данный грунт в естественных условиях находится в охлажденном состоянии (см. рис. 7.1б). При этом соблюдается условие $\Delta t > 0^\circ\text{C}$.

Если точки t_e и t_z на кривой $W_n = f(t)$ совпадают, данный грунт находится в неустойчивом равновесном состоянии (см. рис. 7.1в). При этом соблюдается условие $\Delta t = 0^\circ\text{C}$.

Разность значений t_e и t_z , снятых с кривой зависимости $W_n = f(t)$ дает абсолютную величину температурного запаса устойчивости физического состояния породы.

Рассмотренный метод, наряду с прямым своим назначением (расчет количества не замерзшей воды и льда – цемента в зависимости от температуры), позволяет определить физическое состояние и величину Δt исследуемого образца породы применительно к конкретным условиям ее залегания. Кроме того, по экспериментально полученным кривым $W_n = f(t)$ можно сделать

анализ изменения температурного запаса устойчивости исследуемого грунта в зависимости от естественной влажности и температуры и определить их численные значения, при которых возможны модификационные переходы данной породы из охлажденного состояния в мерзлое и наоборот. Учитывая же, что калориметрический метод моделирует замкнутую систему, переход грунтов из одного физического состояния в другое при неизменности природной влажности возможен лишь при изменении естественного температурного режима.

Определение Δt по графикам изменения температуры начала замерзания поровых растворов в грунтах в спектре влажности. Термoeлектрическим методом температура начала замерзания порового раствора грунтов определяется при трех или четырех значениях влажности (W_0) задаваемых произвольно, но с таким расчетом, чтобы величина природной влажности исследуемого образца грунта находилась в интервале задаваемых влажностных значений. При данном методе засоленность исследуемого грунта оставалась постоянной, а концентрация порового раствора в нем в течение опыта уменьшалась за счет увеличения задаваемых для данного грунта исходных значений влажности.

Таким образом, кривые зависимости $t_z = f(W)$, построенные по результатам термoeлектрического метода, характеризуют те же исследуемые грунты, но в режиме открытых дисперсных систем. Пример расчета величины Δt по кривым зависимости температуры начала замерзания поровых растворов в грунтах в зависимости от влажности (см. рис. 7.1, те же образцы).

На кривую $t_z = f(W)$ выносятся соответственно точки t_e и t_z исследуемого образца грунта. Значение t_e определяется, как и в предыдущем методе, по результатам термометрических наблюдений в скважине. Причем точка замера температуры должна соответствовать глубине отбора исследуемого образца грунта. Значение t_z на графике определяется путем выноса на кривую $t_z = f(W)$ естественной влажности исследуемого грунта.

Расположение на кривой $t_z = f(W)$ двух точек (t_e и t_z) относительно друг друга характеризует физическое состояние исследуемого образца грунта в естественных условиях. Если точка t_e на кривой $t_z = f(W)$ расположена выше (левее) точки t_z , данный грунт в естественных условиях находится в мерзлом состоянии (см. рис. 7.1г). При этом соблюдается условие $\Delta t < 0^\circ\text{C}$. Если точка t_e на кривой $t_z = f(W)$ расположена ниже (правее) точки t_z , данный грунт в естественных условиях находится в охлажденном состоянии (см. рис. 7.1д). При этом соблюдается условие $\Delta t > 0^\circ\text{C}$.

Если точки t_e и t_z на кривой $t_z = f(W)$ совпадают, данный грунт в естественных условиях находится в неустойчивом равновесном состоянии (см. рис. 7.1е). При этом соблюдается условие $\Delta t = 0^\circ\text{C}$.

Разность значений t_e и t_z , снятых с кривой зависимости $t_z = f(W)$ дает абсолютную величину температурного запаса устойчивости физического состояния породы.

Данный способ также позволяет определить физическое состояние и величину Δt в естественных условиях конкретно исследуемого образца породы и выявить критические значения влажности и температуры, при которых порода может находиться в неустойчивом равновесном состоянии ($\Delta t = 0^\circ\text{C}$). Учитывая, что термоэлектрический метод моделирует открытую дисперсную систему, переход грунта из одного физического состояния в другое возможен даже при условии сохранения в этой системе прежнего естественного температурного режима: за счет увеличения или уменьшения в грунте его природной влажности (изменение влажностного режима может привести к смене знака величины температурного запаса устойчивости). Например, увеличение влажности грунта уменьшит концентрацию в нем перового раствора, что соответственно повысит его температуру замерзания. В результате повышения t_z и сохранения прежнего значения t_e величина Δt станет отрицательной и грунт перейдет в мерзлое состояние и, наоборот, незначительное уменьшение природной влажности может понизить t_z исследуемого грунта, и он из неустойчивого равновесного

состояния перейдет в охлажденное – величина Δt получит положительное значение.

Следовательно, изменение в режиме открытой дисперсной системы исходной влажности – поступление в систему или, наоборот, удаление из нее некоторого объема влаги приводит к изменению концентрации перового раствора, что может качественным образом сказаться на ее физическом состоянии.

Предложенные графические способы определения физического состояния пород и величины их температурного запаса устойчивости по графикам $W_n = f(t)$ и $t_z = f(W)$ дают высокую сходимость значений величины Δt одного и того же исследуемого образца, полученных различными лабораторными методами.

Высокая сходимость t_z и Δt , получаемых двумя различными методами, позволяет использовать любой из предложенных графических способов при проведении массовых определений.

Для контроля и более точного определения абсолютного значения величины температурного запаса устойчивости породы рекомендуется выборочно применять оба способа.

Метод одновременного наложения на график кривых изменения значений температуры начала замерзания порового раствора с глубиной $t_z = f(H)$ и естественной температуры грунта с глубиной $t_e = f(H)$. На график с абсциссой температуры и ординатой глубины наносятся кривая изменения естественной температуры с глубиной $t_e = f(H)$ и кривая температуры начала замерзания поровых растворов в грунтах с глубиной $t_z = f(H)$. Кривая t_e получена по результатам режимных термометрических наблюдений в скважинах, а кривая t_z – по результатам экспериментальных исследований образцов грунта из скважины, определенных калориметрическим или термоэлектрическим методом.

Расположение кривых $t_e = f(H)$ и $t_z = f(H)$ относительно друг друга характеризует физическое состояние исследуемых грунтов в естественных условиях по разрезу. Графическое определение

физического состояния пород, при одновременном наложении на график кривых t_e и t_3 приведено на рис. 7.2а (слева от колонки).

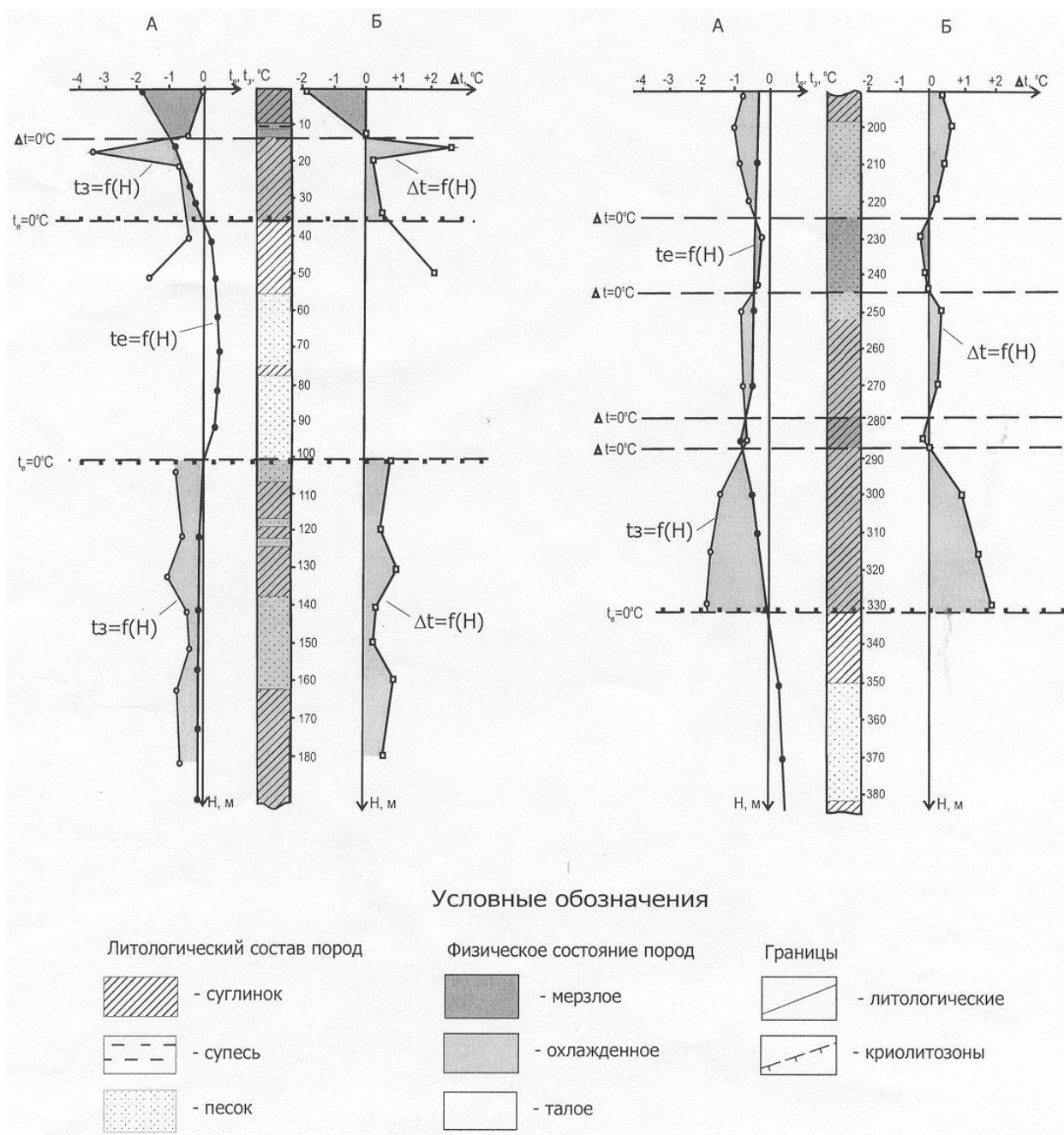


Рис. 7.2. Диагностирование физического состояния пород и расчёт величины температурного запаса устойчивости

Если участок кривой t_e расположен левее кривой t_3 , исследуемые грунты на данном гипсометрическом уровне находятся в мерзлом состоянии. При этом соблюдается условие $\Delta t < 0^\circ\text{C}$. Если участок кривой t_e расположен правее кривой t_3 , исследуемые грунты на данном гипсометрическом уровне находятся в охлажденном

состоянии. При этом соблюдается условие $\Delta t > 0^\circ\text{C}$. Если кривые t_e и t_z пересекаются или сливаются, исследуемые грунты на данных уровнях находятся в неустойчивом равновесном состоянии. При этом соблюдается условие $\Delta t = 0^\circ\text{C}$. В последнем случае точки пересечения и зоны слияния кривых t_e и t_z определяют границы и зоны раздела между мерзлыми и охлажденными породами.

Разность значений t_e и t_z , снятых с кривых зависимости $t_e = f(H)$ и $t_z = f(H)$ дает абсолютную величину температурного запаса устойчивости физического состояния породы на данном гипсометрическом уровне.

Предлагаемый способ позволяет проследить изменение физического состояния пород по разрезу и латерали и выявить по простиранию границы и зоны раздела между охлажденными и мерзлыми породами.

Метод определения физического состояния пород по кривой изменения величины температурного запаса устойчивости по глубине $\Delta t = f(H)$. На график с абсциссой величины температурного запаса устойчивости Δt и с ординатой глубины H наносится кривая изменения $\Delta t = f(H)$. Расположение кривой $\Delta t = f(H)$ относительно ординаты, где $\Delta t = 0^\circ\text{C}$, фиксирует физическое состояние грунтов в естественных условиях по разрезу. Графическое определение физического состояния пород по кривой $\Delta t = f(H)$ приведено, на рис. 7.2б (справа от колонки).

Если участки кривой $\Delta t = f(H)$ расположены слева от оси ординат (от $\Delta t = 0^\circ\text{C}$), исследуемые грунты на данных гипсометрических уровнях находятся в мерзлом состоянии. Если участки кривой $\Delta t = f(H)$ расположены справа от оси ординат, исследуемые грунты на данных гипсометрических уровнях находятся в охлажденном состоянии.

Если кривая $\Delta t = f(H)$ пересекается с осью ординат или сливается с ней ($\Delta t = 0^\circ\text{C}$), исследуемые грунты на данных гипсометрических уровнях находятся в неустойчивом равновесном состоянии.

В последнем случае точки пересечения и зоны слияния кривой $\Delta t = f(H)$ с осью ординат определяют границы и зоны раздела между мерзлыми и охлажденными породами.

Рекомендуемый способ диагностирования физического состояния пород по кривым зависимости $\Delta t = f(H)$ является самым универсальным и в тоже время надежным и точным. Он позволяет проводить в разрезе по глубине и, простирая границы раздела между мерзлыми и охлажденными породами, определять зоны и мощность пород, находящихся в неустойчивом равновесном состоянии (нулевой барьер модификационного перехода: $(\Delta t = 0^\circ\text{C})$, выделять внутри криолитозоны толщи и слои (их мощность и пространственное расположение) с меньшими и большими температурными запасами устойчивости физического состояния пород, а в конечном итоге, количественно и качественно оценить степень метастабильности криолитозоны в целом, рассматриваемой в качестве природной или природно-техногенной системы.

Данный метод является основополагающим при решении задач, связанных с изучением глубинного строения субаэральной и субаквальной криолитозоны.

7.2. Концепция многослойного строения криолитозоны

Итак, криолитозона представляет собой природную многокомпонентную систему. Предположение о том, что вблизи нижней границы криолитозоны, где температура близка к 0°C , породы находятся в охлажденном состоянии, высказывалась многими исследователями. В частности, отмечалось, что на этих глубинах (за счет геостатического давления) между мерзлыми и талыми породами существует слой своеобразного равновесия твердой и жидкой фаз воды (Мельников, 1950; Ефимов, Соловьев, 1952 и др.). Они считали, что между нулевой изотермой и подошвой мерзлых пород существует зона отрицательных температур, где вода находится только в жидком состоянии, то есть, зона охлажденных пород.

Некоторые исследователи ошибочно связывают с границей ну-

левой изотермы такие понятия, как «мощность мерзлых пород», «граница кровли мерзлых пород», «граница подошвы мерзлых пород».

Встречается и такая крайность, как вольная трактовка разделения пород на мерзлые и охлажденные, базируемая лишь на температурном признаке: мерзлым соответствуют низкие; охлажденным – высокие отрицательные значения температур, близкие к 0°C . Такой подход в корне не верен. Имеется масса натуральных и экспериментальных данных, когда охлажденные породы фиксируются при низких значениях t_e (например, при минус 3°C и ниже), а мерзлые при более высоких. В подобных случаях, при прочих равных условиях, физическое состояние пород определяется концентрацией порового раствора в грунтах.

Как отмечалось выше, нередко общие представления о строении криолитозоны и ее мощности базируются лишь на результатах визуальных исследований (по керну) и термометрических наблюдений в скважинах. Такой подход приводит к искажению реальной картины. Во-первых, талые и охлажденные породы визуально не различимы; трудно бывает отделить от них и мерзлые породы, имеющие малое содержание льда- цемента. Кроме того, на естественное физическое состояние пород накладывается механический разогрев керна при бурении, что приводит к искусственному изменению его физического состояния. Во-вторых, по данным термометрических наблюдений в выстоявшихся скважинах по нулевой изотерме ($t_e = 0^{\circ}\text{C}$) можно определить лишь границы криолитозоны и выделить талые зоны ($t_e > 0^{\circ}\text{C}$), но невозможно диагностировать внутри криолитозоны границы раздела между мерзлыми и охлажденными породами.

Конкретизируем само понятие «строение криолитозоны». Традиционные определения: однослойная, двуслойная, погребенная мерзлота – характеризуют строение криолитозоны с точки зрения ее пространственного размещения в литосфере (расположение криолитозоны относительно дневной поверхности и окружающих талых пород). Таким образом, эти определения отражают внешние

признаки строения криолитозоны (исключение составляют замкнутые талики). Следовательно, решающим фактором, определяющим внешнее строение криолитозоны является нулевая изотерма (в разрезе) или нулевая изоповерхность (в пространстве) естественной температуры пород ($t_e = 0^\circ\text{C}$).

Взаимное же расположение в пределах криолитозоны мерзлых и охлажденных пород характеризует ее внутренне строение. В этом случае решающей характеристикой является величина температурного запаса устойчивости физического состояния пород: величина $\Delta t > 0^\circ\text{C}$ – характеризует охлажденное, $\Delta t < 0^\circ\text{C}$ – мерзлое состояние пород, а неустойчивое равновесное состояние ($\Delta t = 0^\circ\text{C}$) «отбивает» границы и зоны раздела между охлажденными и мерзлыми породами.

Рассмотрим строение криолитозоны на примере Харьягинского месторождения. Сначала обратимся к результатам диагностирования физического состояния пород (см. рис. 7.2).

Криолитозону в районе скважины 5Д характеризуют следующие особенности:

- криолитозона имеет в разрезе двуслойное строение: два горизонта (слоя) криолитозоны разделены талым горизонтом в интервале 35-100 м; границы талых пород «отбиваются» нулевой изотермой естественной температуры ($t_e = 0^\circ\text{C}$); мощность талого горизонта 65 м;

- мощность верхнего горизонта криолитозоны составляет 35 м; нижнего – 230 м (ее кровля расположена на глубине 100 м, подошва – 330 м); общая мощность криолитозоны (двух горизонтов) составляет 265 м;

- криолитозона верхнего горизонта по физическому состоянию имеет двухслойное строение; его формируют два слоя (зоны): сверху мерзлый (мощностью до 15 м) и снизу – охлажденный (мощностью около 20 м); границей раздела между мерзлым и охлажденным слоями является нулевой барьер модификационного перехода ($\Delta t = 0^\circ\text{C}$); здесь (на глубине 15 м) значения t_e и t_z равны и соответствуют $-0,8^\circ\text{C}$;

- мерзлый слой верхнего горизонта криолитозоны по величине Δt можно разделить на две зоны: верхнюю – до глубины 8 м с относительно высоким по модулю барьером модификационного перехода (температурный запас устойчивости: $\Delta t < -1,0^{\circ}\text{C}$) и нижнюю – от 8 до 15 м, близкую к неустойчивому равновесию (величина Δt колеблется от 0°C до $-1,0^{\circ}\text{C}$);

- охлажденный слой верхнего горизонта криолитозоны находится также в неустойчивом равновесном состоянии (Δt варьирует от 0°C до $+1,0^{\circ}\text{C}$); лишь на уровне 17 м находится охлажденная порода с величиной $\Delta t > 2,0^{\circ}\text{C}$ (здесь значение t_z порового раствора достигает $-3,4^{\circ}\text{C}$);

- криолитозона нижнего горизонта (от глубины 100 м до 330 м) по физическому состоянию имеет многослойное строение: ее формируют чередующиеся по вертикали слои различной мощности охлажденных и мерзлых пород; в разрезе четко выделяется 5 слоев, из которых 3 находятся в охлажденном (интервалы глубин 100-224 м; 244-277 м; 287-333 м) и два – в мерзлом состоянии (соответственно 224-244 и 277-287 м);

- мерзлые слои нижнего горизонта криолитозоны по величине температурного запаса близки к неустойчивому равновесному состоянию; величина Δt не ниже $-0,3^{\circ}\text{C}$;

- охлажденные слои нижнего горизонта криолитозоны находятся в неустойчивом равновесном состоянии; величина Δt не превышает $+1,0^{\circ}\text{C}$; лишь в нижней части разреза (с глубины 300 м) охлажденные породы находятся в относительно устойчивом состоянии: величина Δt растет книзу от $+1,0^{\circ}\text{C}$ до $+2,0^{\circ}\text{C}$.

Анализ полевых, лабораторных, экспериментальных и камеральных исследований в комплексе с использованием разработанной методики диагностирования физического состояния пород показывает, что криолитозона рассмотренного участка имеет многослойное строение: чередование внутри криолитозоны мерзлых и охлажденных пород.

Анализ всех полученных результатов позволяет выдвинуть концепцию многослойного по физическому состоянию строения криолитозоны. Подкрепим ее дополнительными данными. В южной части Большеземельской тундры (Возейское месторождение) под верхним слоем многолетнемерзлых пород в интервале глубин от 32 до 175 м выявлен мощный горизонт охлажденных пород. Ниже 175 м (подошва криолитозоны на глубине 260 м) наблюдается (апробировано методикой диагностирования) чередование мерзлых и охлажденных пород (четыре слоя мерзлых и четыре – охлажденных), обязанные здесь, главным образом, значительной изменчивости по глубине температуры начала замерзания на фоне относительно однородного по вертикали естественного температурного режима. Наличие в разрезе мерзлых и охлажденных пород выявлено и в центральной части Большеземельской тундры (Хыльчуйское месторождение). Для северной части также характерно многослойное строение криолитозоны. Например, в исследуемой скважине Коровинской структуры значения t_e основной части разреза изменяются от $-1,0$ до $-2,0^{\circ}\text{C}$, в то время как значения t_z в интервале глубин 108-156 м значительно варьируют в диапазоне от $-1,4$ до $-2,7^{\circ}\text{C}$. Наличие охлажденных пород внутри мерзлой толщи обнаружено и в плейстоценовых отложениях о. Колгуев. Многослойность пород по физическому состоянию характерна и для шельфовой зоны. Так в толще охлажденных плейстоцен-голоценовых отложений, слагающих сублитораль Печорского и Карского морей, выявлены слои мерзлых пород, а в зоне литорали, пляжа и лайд в мерзлой толще залегают прослои пород в охлажденном состоянии.

Анализ зарубежной литературы (более 20 источников) также показал большое количество фактических данных, указывающих на наличие слоев и прослоев охлажденных пород внутри многолетнемерзлых пород (сам тезис о многослойном строении криолитозоны в работе американских и канадских ученых остался незамеченным).

Приведенных данных, на наш взгляд, достаточно, чтобы, во-

первых, подтвердить выдвинутую концепцию многослойного строения субэаральной и субаквальной криолитозоны России и, во-вторых, распространить этот вывод на криолитозону североамериканского материка.

7.3. Схема механизма формирования многослойной криолитозоны

Наиболее сложным является вопрос, касающийся условий формирования криолитозоны и ее мощности. Механизм же многослойного образования криолитозоны по физическому состоянию пород вообще не изучен. На наш взгляд, он зависит от многих причин.

Во-первых, строение криолитозоны определяют исходные геологические данные: генезис и условия осадконакопления, литологический состав, степень седиментации, химический состав воднорастворимых солей, засоленность, химический режим. Во-вторых, условия формирования криолитозоны контролируются динамикой ее температурного режима во времени. В-третьих, сам механизм образования чередующихся мерзлых и охлажденных пород является следствием условий промерзания и протаивания их периодичности и длительности, так как именно эти условия определяют, с одной стороны, режим промерзания, с другой, перераспределение в разрезе в процессе промерзания и протаивания влаги и засоленности, а, соответственно, концентрации порового раствора, количества незамерзшей воды и, в конечном итоге, температуры начала замерзания.

Рассмотрим закономерности изменения t_z поровых растворов, так как эта характеристика является важнейшей при изучении глубинного строения криолитозоны, в, частности, при диагностировании физического состояния пород. Значение t_z зависит от многих факторов, роль каждого из которых важна, но неодинакова. Основными факторами, определяющими величину t_z грунтов, являются их дисперсность, влажность, химический состав, а также горное давление. Чем дисперснее порода, тем ниже значение t_z , и при

прочих равных условиях температура начала замерзания понижается в направлении ряда: пески-супеси-суглинки-глины. В естественных условиях величина t_3 грунтов существенно варьирует в широком диапазоне отрицательных значений температур в связи с изменчивостью по глубине значений влажности, химического состава, засоленности и концентрации порового раствора ($K_{п.р.}$).

При промерзании сверху легкорастворимые соли отжимаются растущими ледяными кристаллами вниз. В результате концентрация порового раствора в подстилающем слое грунта увеличивается. Таким образом, при промерзании происходит дифференциация в грунте растворенного вещества (перераспределение по вертикали влажности, засоленности, содержания солей и ионов, концентрации порового раствора). В результате в подстилающем слое за счет увеличения концентрации понижается значение t_3 по сравнению с исходным ее значением. В естественных условиях режим промерзания осуществляется в течении довольно длительного времени. В процессе продвижения вниз фронта промерзания (охлаждения) в толще будут формироваться изолированные зоны (слои), в которых измененная температура начала замерзания может оказаться ниже естественной температуры на границе фронта. В результате эти зоны останутся в охлажденном состоянии ($\Delta t > 0^\circ\text{C}$). При прохождении фронтом таких охлажденных зон могут опять возникнуть условия для образования мерзлых слоев ($t_e < t_3$). Таким образом, будет формироваться многослойная за счет чередования мерзлых и охлажденных пород криолитозона. Сам же механизм образования многослойности контролируется при прочих равных условиях поведением фронта промерзания (значением t_e , температурным градиентом, временем и скоростью продвижения).

7.4. Вопросы метастабильности криолитозоны

Итак, знак величины Δt диагностирует физическое состояние пород криолитозоны: положительный (при $\Delta t > 0^\circ\text{C}$) – охлаждённое состояние; отрицательный (при $\Delta t < 0^\circ\text{C}$) – мёрзлое. Тогда условие Δt

= 0°C характеризует нулевой барьер модификационного перехода (отбивается граница или зона между мёрзлыми и охлаждёнными породами). Численное же значение величины Δt независимо от знака (её модуль) характеризует степень устойчивости породы в данном физическом состоянии: чем больше величина Δt по модулю, тем в более устойчивом физическом состоянии находится порода и тем сложнее её перевести из одного состояния в другое (из охлаждённого в мёрзлое или наоборот). При этом, совершенно очевидно, что при Δt , равном 0°C, порода находится в самом неустойчивом равновесном состоянии; при значениях Δt , близких к 0°C порода находится в относительно устойчивом состоянии – метастабильном; при более высоких – в устойчивом (стабильном) состоянии. Следовательно, величина Δt по модулю характеризует метастабильность криолитозоны: чем меньше численное значение (модуль) температурного барьера модификационного перехода, тем метастабильней порода криолитозоны (независимо от того, в мёрзлом или охлаждённом состоянии она находится), тем ближе (потенциальней) порода к изменению своего физического состояния. Характерным признаком внутреннего строения криолитозоны является разнообразное чередование по глубине и простираению охлаждённых и мёрзлых пород. Многослойность сформировалась за счёт изменчивости значений t_z на фоне относительно однородного естественного температурного режима пород криолитозоны. Учитывая вышеизложенное, а также то, что охлаждённые породы составляют особую категорию грунтов, резко отличающуюся по свойствам, в том числе и по деформационно-прочностным, от талых и мёрзлых пород, вопросы метастабильности криолитозоны, в том числе и как основа криомониторинга, имеют важное научное и практическое значение.

Если величина температурного запаса определяется разностью двух физических характеристик ($t_e - t_z$), то каждая из этих двух характеристик в отдельности зависит от различных внешних и внутренних факторов. Так, определяющим значение естественной

температуры пород криолитозоны является при прочих равных условиях климатический фактор: потепление или похолодание вызывают соответствующее изменение температуры воздуха, что, в свою очередь, повышает или понижает значение t_e пород криолитозоны. Значение же температуры начала замерзания поровых растворов в породах криолитозоны контролируется многими факторами, главными из которых являются: давление, гранулометрический состав, влажность (W) и засоленность (z). Давление является внешним фактором: чем больше давление вышележащих толщ, тем ниже значение t_3 . Теперь рассмотрим влияние внутренних факторов. Экспериментально доказано, что чем дисперснее порода, тем ниже при прочих равных условиях t_3 (понижение t_3 соответствует ряду: пески – супеси – суглинки – глины). Изменение значений t_3 для одной и той же литологической разности подчиняется следующей зависимости: с уменьшением влажности значение t_3 пород понижается. Совершенно очевидно, что и повышение засоленности понижает температуру начала замерзания. Экспериментами установлено, что, в конечном итоге, оперируя лабораторно определенными W , z и t_3 , сложно найти прямую зависимость температуры начала замерзания от одновременного влияния влажности и засоленности (увеличение W повышает, а z – понижает значение t_3). В то же время, существует прямая зависимость t_3 от концентрации порового раствора ($K_{п.р.}$), которая является величиной расчётной, включающей в себя значения влажности и засоленности: $K_{п.р.} = \frac{z}{z + 100W}$ (влажность в долях единицы): чем выше концентрация порового раствора в породе, тем ниже его значение t_3 .

Теперь перейдем к вопросу о причинах, которые определяют метастабильность криолитозоны (изменяют величину Δt). Эти причины могут быть природными и техногенными, иногда техногенное воздействие накладывается на изменение природных факторов и дает суммарный эффект.

Рассмотрим изменения в криолитозоне, которые произойдут при изменении климатических условий. Например, при потеплении произойдет повышение t_e пород криолитозоны (в области отрицательных значений), которое приведет к частичному переходу мерзлых слоев в охлажденное, уменьшению в мерзлых слоях льдистости за счёт увеличения незамерзшей воды и, в конечном итоге, к общему увеличению доли охлажденных пород; понижение t_e – к переходу в мерзлое состояние части охлажденных слоев, увеличению льдистости в мерзлых, а также к переходу части талых слоев в охлажденное состояние.

При формировании криолитозоны (в процессе осадконакопления и увеличения мощности криолитозоны) увеличивается давление за счет образующихся вышележащих слоев. В результате будет увеличиваться доля охлаждённых слоев криолитозоны в нижней ее части. При рассмотрении криолитозоны в качестве открытой природной системы, например, при возможности изменения внутри её влажностного режима, могут возникать случаи модификационных переходов даже при условии постоянства давления и отрицательной естественной температуры пород. Так увеличение влажности охлажденного грунта (за счет притока извне) уменьшит концентрацию в нем порового раствора, что соответственно повысит значение его t_z , в результате чего Δt может стать отрицательной, и грунт перейдет в мерзлое состояние. И наоборот, иногда незначительное уменьшение природной влажности (за счет отжатия влаги в соседние слои) повысит $K_{п.р.}$ и значение t_z грунта, и он, перейдя через неустойчивое равновесие, может стать охлажденным.

Рассматривая криолитозону в качестве природно-техногенной системы (строительство и эксплуатация инженерных сооружений, нефтедобыча, бурение скважин), ее метастабильность будет регулироваться целым комплексом факторов техногенного воздействия, накладывающихся на естественные условия и определенным образом изменяющих суммарный результат трансформации физического состояния пород криолитозоны.

Существенное влияние на температуру начала замерзания, а следовательно, и на физическое состояние породы, оказывает давление (вес вышележащих толщ). Рассмотрим, на первый взгляд, парадоксальный эффект (Маслов, 2002), который может возникнуть в процессе бурения скважин (парадокс Маслова). Установлено, что доля охлажденных пород преобладает в нижней части криолитозоны; сверху вниз растет и геостатическое давление (взаимосвязь здесь очевидна: горное давление понижает значение t_3). При проходке скважин в породах (в приконтактной зоне бурения происходит частичное, скорее всего, скачкообразное (в зависимости от скорости бурения) снятие напряжений и соответственно повышение здесь значений t_3 поровых растворов. Это, в свою очередь, может вызвать переход породы через неустойчивое равновесное состояние и к смене знака величины Δt с положительного на отрицательный. В результате произойдет трансформация (модификационный переход) физического состояния породы из охлажденного в мерзлое. Расчеты это подтверждают. Строго говоря, практически в приконтактной зоне изначально охлажденная порода сначала перейдет в талое состояние (за счет бурового разогрева), затем, при восстановлении естественного температурного режима, обратно в охлажденное и пройдя нулевой барьер неустойчивого равновесия в мерзлое состояние.

Эффект трансформации породы из охлажденного состояния в мерзлое в процессе бурения может привести к значительным экстремальным негативным техногенным последствиям: смерзание породы с обсадными трубами и кондуктором, образование ледяных пробок, «прихват» бурового оборудования. Наличие в толще криолитозоны газовых гидратов и снижение давления в породах в приконтактной зоне в скважине провоцирует здесь частичное разложение газогидратов, что, в свою очередь, дополнительно снижает температуру, усугубляя процесс промерзания и льдообразования. Известно, что разложение газогидратов происходит при понижении давления ниже равновесного или при повышении

температуры выше равновесной (буровое растепление), которое сопровождается поглощением значительного количества энергии. Совершенно очевидно, что процессы в криолитозоне, связанные с бурением: переход закрытой системы в открытую, снижение статического давления и изменение влажностного режима в породах, повышение температуры, а затем ее восстановление с возможностью модификационного перехода – количественно и качественно оказывает влияние на газовые гидраты, содержащиеся в призабойной зоне. Разложение газогидратов предопределяет образование грифонов (скопление газа в затрубном пространстве), а поступление газа в скважину – последующий его выброс, что ведет к снижению температуры за счет дроссельного эффекта. Оставшаяся часть газогидратов консервируется в толще криолитозоны за счет процесса льдообразования (Маслов А.Д., Васильева З.А., 2002).

Приведенный выше неполный, на наш взгляд, перечень проблем, связанных не только с бурением скважин в криолитозоне, а вообще с освоением месторождений (изыскания проектирование, строительство, эксплуатация), требует первоочередного решения, причем на качественно новом современном уровне, учитывающем, в том числе, многослойное по физическому состоянию (чередование мерзлых и охлажденных пород) строение криолитозоны.

Литература к главе 7

1. Маслов А.Д. Физико-механические и теплофизические свойства донных отложений юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского морей. Инженерно-геологические свойства донных отложений Мирового океана. Ленинград, 1985. – С. 51-64.

2. Маслов А.Д. Криосинерезис и его роль в преобразовании морских осадков на стадии диагенеза // Инженерная геология: РАН, Москва, 1992, том 1. – С. 40-49.

3. Маслов А.Д., Маслов Д.А. Трансформация пород криолитозоны из охлажденного состояния в мерзлое в процессе бурения. //

Материалы международной конференции: «Экстремальные криосферные явления». Пущино, 2002. – С. 152.

4. Маслов А.Д., Васильева З.А. Экстремальные техногенные явления, возникающие в криолитозоне в процессе бурения скважин. // Материалы международной конференции: «Экстремальные криосферные явления». Пущино, 2002. – С. 107-108.

Вопросы к главе 7

1. Расчетный способ определения величины температурного запаса устойчивости.
2. Графические методы диагностирования пород.
3. Способ определения Δt по $W_H = f(t)$.
4. Способ определения Δt по $t_z = f(w)$.
5. Определение физического состояния по $t_e = f(H)$ и $t_z = f(H)$.
6. Определение физического состояния по $t = f(H)$.
7. Суть концепции многослойного строения криолитозоны.
8. Механизм формирования многослойности.
9. Природно-технические факторы, влияющие на метастабильность криолитозоны.

Глава 8. ГЕОЭКОЛОГИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ

8.1. Оценка мерзлотно-экологических ситуаций в криолитозоне в условиях техногенеза

Суровость природы криолитозоны всегда ограничивала освоение и до сегодняшнего дня является сдерживающим началом такого ее изменения, которое наблюдается в южнее расположенных ландшафтах. Техногенный прессинг в области вечной мерзлоты имеет очаговый характер. Оценка освоенности и состояния криолитозоны рассматривается во многих работах, часть которых сосредотачивает свое внимание на Севере или Крайнем Севере (Зотова, Тумель, 1993; Тумель, 2001), другие – на всей территории российской криолитозоны (Конищев и др., 1995; Тумель, Зотова, 1996; Востокова, Тумель, 1997). Такое территориально дифференцированное изучение геоэкологических ситуаций объяснимо, так как Север из-за специфики природы наиболее уязвим к влиянию антропогенеза по сравнению с таежной и более южными ландшафтными зонами, в которых мерзлые породы занимают меньшее место.

Север занимает около 30% от площади всей области вечной мерзлоты. Граница собственно Севера связывается с различными характеристиками природы – это и широта Полярного круга, и северная граница земледелия, и северная граница лесотундры или северной тайги, и июльская изотерма 10°C. Расхождение в широтном положении этих южных пределов распространения северных ландшафтов составляет 100-200 км.

Разнообразие природных, в том числе мерзлотных условий, на Севере и в криолитозоне в целом чрезвычайно разнообразно, что отражается на геоэкологической ситуации современных импактных районов и должно учитываться при прогнозе потенциальной опасности освоения. В пределах Севера освоено примерно 10-15% площади, а коренное изменение геосистем, сопровождающееся возникновением критических, кризисных и локально

катастрофических ситуаций наблюдается на 1-3% его территории. Эти небольшие цифры, однако, «весят» больше, чем в других природных зонах, так как регенерация природных условий путем самовосстановления или при проведении природоохранных мероприятий значительно менее результативна, не говоря уже о материальных затратах. Наиболее яркими примерами кризисных ситуаций на Севере являются Кольский, Воркутинский, Норильский, Депутатский, Валькумейский промышленные районы, южнее – Западно-Сибирский, Мирненский, Южно-Якутский, Братско-Усть-Илимский, Иркутский, Магаданский регионы, в пределах которых порядка 50% территорий площади техногенно изменены. На локальных площадях природная среда изменена и загрязнена настолько, что состояние ее катастрофично, а люди расплачиваются здоровьем. Техногенный прессинг определяется ориентацией и инфраструктурой производства, плотностью населения, химическим (местами и радиоактивным) загрязнением, объемами перемещенного материала, удельным потреблением энергии и другими воздействиями и показателями экономической сферы деятельности (Тумель, Зотова, 1996; Природные опасности..., 2000). В разнообразных природных условиях, определяемых климатом, геологическим строением, рельефом и, в целом, ландшафтом наложение хозяйственной деятельности создает свою специфическую геоэкологическую среду. Задача специалистов по вечной мерзлоте – исследовать и отдать должное мерзлотным условиям, вписав их в иерархию других компонентов природы, «ответственных» за геоэкологию, показать их значимость и удельный вес для предотвращения или ликвидации последствий освоения и оптимизации природопользования.

Региональные особенности реакции мерзлотных условий на техногенные воздействия, их разнообразие, особенно ярко проявляются на Крайнем Севере, где наблюдается сплошное и прерывистое распространение мерзлых пород. В южной части криолитозоны снижается «доля» участия многолетнемерзлых пород в

возникновении КЭС из-за того, что они занимают все меньшие площади (зоны массивно-островной и островной мерзлоты). Однако на участках развития мерзлых пород, которые, как правило, сильно льдисты и характеризуются температурами близкими 0°C , опасность протаивания и, как следствие, термокарста чрезвычайно велика. Вместе с тем промерзание талых пород из-за нарушения теплообмена в зимнее время активизирует пучение и наледообразование. Последнее особенно характерно для восточной части криолитозоны и не уступает по степени изменения естественных геосистем и воздействия на инженерные сооружения криогенным процессам «летнего» ряда – термокарсту, термоэрозии, солифлюкции. Примером этого являются наледи по трассе БАМа.

В северной части криолитозоны можно выделить четыре крупных региона с различными мерзлотными условиями и специфической реакцией на антропогенное вмешательство. Это Европейский Север, Западная Сибирь, Таймыр, Приморские низменности северо-востока России (северная Якутия и Чукотка).

На Европейском Севере, в Мало- и Большеземельской тундре, преобладают мерзлые породы с температурами не ниже $2-3^{\circ}\text{C}$, относительно небольшим количеством льда в породах, преимущественно умеренной или небольшой мощностью мерзлых пород (не более 100-150 м). Такая ситуация создает очень динамичную обстановку из-за того, что мерзлые породы сравнительно быстро и на большую глубину протаивают или образуются вновь. Если прогноз антропогенного потепления климата реализуется, то сравнительно «мягкая» мерзлота в европейской России деградирует в первую очередь.

Наиболее острая ситуация складывается в пределах Тимано-Печерском ПТК, то есть в Воркутинском промышленном районе и в местах добычи нефти и газа. Широкое распространение значительного протаивания мерзлых пород в Печорском угольном бассейне заставляет предполагать региональное изменение мерзлотной обстановки. На территории г. Воркуты произошло

опускание кровли мерзлых пород на 5-10 и более метров, и образовалась почти единая чаша протаивания. Это приводит к неравномерным осадкам зданий, выходу из строя коммуникаций. Ремонтные работы стоят нередко больше, чем затраты на строительство. Дымовые шлейфы от Воркутинского промышленного комплекса (ТЭЦ, цементный завод и др.) распространяются в окрестностях до 50 км. За зиму выпадает до 1500 мм пыли на 1 км². Затемнение снега приводит к значительно более ранним срокам его схода, и, следовательно более интенсивному прогреванию мерзлых пород. Поэтому на протяжении последних 45 лет происходит направленное изменение естественных геосистем – образуются талики, развиваются термокарстовые озера, происходит интенсивное заболачивание, уменьшается разнообразие естественной растительности и экосистем в целом.

Освоение нефтегазоносных месторождений на Европейском Севере уже на первом изыскательском этапе сопровождается нарушением естественных условий на 10% потенциальной площади освоения. Строительство и эксплуатация на территориях месторождений приводит к полному уничтожению естественных геокомплексов. Протаивание вокруг шахтных стволов приводит не просто к термокарстовым просадкам, но к авариям и необходимости полной разборки сооружений. Еще одна проблема связана с нарушением режима подмерзлотных вод в шахтах и выбросу их на поверхность. Интенсивность откачки изменяется от 50 до 600 м³/час. Сброс вод на поверхность приводит в зимнее время к образованию наледей, летом к уничтожению растительности и приповерхностных отложений, загрязнению вод, образованию термокарстовых озер и новых таликов, изменяющих естественный водообмен (Природные опасности..., 2000).

В Западной Сибири, на полуостровах Ямал, Тазовский и Гыдан, мерзлотная обстановка характеризуется ужесточением характеристик многолетнемерзлых пород по сравнению с Европейским сектором области вечной мерзлоты. Температура пород понижается до минус

5-8°C, их мощность возрастает до 300-400 м, что как будто делает их более устойчивыми к техногенным воздействиям. Однако здесь значительно больше содержание льда в породах, разнообразие его форм и происхождения. Лед составляет 40-50% от объема породы в целом и часто представлен ледяными жилами и крупными пластовыми залежами мощностью в 10 и более метров и протяженностью в сотни метров. Ледяные тела нередко залегают близко к земной поверхности. Это приводит к тому, что удаление растительности, приповерхностных горизонтов пород, изменение обводненности территории стимулирует более глубокое, чем в естественных условиях, протаивание, которое достигает подземного льда. Разрушение льда, застаивание или сброс талых вод ведет к термокарстовым просадкам, термоэрозии, заболачиванию. На участках трасс линейных сооружений в результате термоэрозии начинается интенсивное оврагообразование. В течение первых лет овраги достигают длины в сотни метров (до 300 м), их глубина превышает 3 м, а ширина достигает 6-10 м.

Оценка площадей нарушений на осваиваемых территориях в связи с разведкой и эксплуатацией газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений дает следующие цифры: 5-10% площади освоения находятся под постоянным воздействием промышленных трубопроводов, промплощадок, поселков и т. д.; 75% площади освоения подвергается нагрузкам в течение одного-двух лет, когда действуют временные дороги, идет разведочное бурение, на больших территориях наблюдаются разовые проезды транспорта и пр. При освоении растительный покров нарушается на 60% площади, а уничтожается полностью на 15%. Площадь нарушений природных условий, как правило, значительно превышает размеры самих техногенных объектов. Площадь влияния карьеров в 3-12 раз больше их самих. Зона влияния трасс линейных сооружений в торфяниках достигает 150-250 м (Геокриология..., 1989). На Ямале интенсивное строительство с проведением земляных работ, приводит к образованию криогенных бедлендов. Они представляют собой

крутосклонные, лишенные растительности останцы мерзлых пород, чередующиеся с глубокими просадками и промоинами. Сами породы находятся в текущем состоянии, оплывают, создают выносы, в которых вязнет не только человек, но и техника. На территории г. Салехарда, в пос. Салемал, Тазовский, Солёный (бассейн р. Мессояха) в течение трех лет скорость образования оврагов из-за термоэрозии достигала 130 м/год и лишь в последующие годы уменьшалась до 5-25 м/год. Скорость термокарстовых просадок даже при отсутствии большого количества льда достигает 15-20 см/год и составляет 1 м в первые 5 лет. Пучение и криогенное выпучивание стимулируется увеличением летнего протаивания пород при удалении растительного покрова. Выпучивание опор линий электропередач со скоростью 2-10 см/год приводит к тому, что через 5-10 лет они выходят из строя. Уничтожение растительности на песчаных грунтах и невозможность ее восстановления из-за жесткости мерзлотных условий и недостатка влаги приводит к опустыниванию территории. В окрестностях г. Надыма, Уренгоя уже сейчас наблюдаются пыльные бури, образуются дюны высотой до 3 м.

Дальнейшая эксплуатация месторождений газа, газоконденсата и нефти в Западной Сибири может привести к региональной перестройке ландшафтной структуры и изменению экологической ситуации. На месте современных достаточно разнообразных природных условий в тундре, лесотундре и северной тайге могут появиться территории с господством мерзлотно-болотно-пустынных комплексов, где получают широкое распространение песчаные и термокарстово-эрозионно-солифлюкционные бедленды.

Таймырский регион характеризуется дальнейшим увеличением суровости мерзлых пород и большим разнообразием мерзлотных условий. Это связано с тем, что здесь сочетаются горы, низменности, плоскогорья, в пределах которых наблюдаются разные по составу и происхождению породы – рыхлые и скальные. Содержание льда в них соответственно изменяется от 30-40% до 5-10%. Эпицентром изменения мерзлотных условий и природы в целом является

Норильский промышленный район. Здесь активно развивается термокарст, заболоченность, просадочность пород, образование участков с плавунными грунтами, засоленность почв и грунтов слоя летнего протаивания, водоупором которому служат многолетнемерзлые породы. Разработка полезных ископаемых открытым способом в карьерах занимает площадь более 200 тыс.м². Глубина карьеров достигает 200 м. Верхняя часть разреза в них, как правило, представлена сильно льдистыми породами, нередко с пластовыми льдами, что определяет развитие солифлюкции, оплывания, оползания рыхлых пород. В коренных породах активизируется выветривание, осыпание, увеличивается их трещиноватость, фильтрационные свойства, что создает опасность загрязнения подземных вод.

Подземная разработка полезных ископаемых в рудниках и шахтах изменяет водообмен в породах на территории, выходящей за пределы поля горных работ. В просадочных формах происходит сбор и фильтрация вод, что неизбежно приводит к дальнейшему протаиванию мерзлоты, обводнению рудников и шахт. Существует опасность появления сквозных таликов и химического загрязнения глубоких горизонтов подземных вод. Окрестности самого Норильска и пос. Кайеркан, где расположен угольный карьер, в настоящее время представляют собой территории с катастрофической экологической ситуацией, где погибли или уничтожаются растительность и почвы, предельно загрязнены поверхностные воды, а труднопроходимая поверхность активно перерабатывается такими процессами, как термокарст, солифлюкция, заболачивание.

На северо-востоке России, в пределах Яно-Колымской низменности, располагаются самые льдонасыщенные породы. Содержание льда в них не менее 50% и может достигать 70-80%. Основная масса льда представлена ледяными жилами, образующими гигантскую ледяную решетку практически повсеместно. Размеры жильных льдов разнообразны. По вертикали они могут достигать 40-60 м. Их залегание неглубоко от земной поверхности, и возможность их протаивания

при нарушениях растительного и торфяного покровов, режима обводнения, удаление приповерхностных отложений определяет очень широкое распространение термокарста, термоэрозии, термоабразии, солифлюкции, которые могут привести к снижению высоты обширных территорий на метры, возможно первые десятки метров. Примером разрушения таких льдистых пород в естественных условиях может быть исчезновение небольших арктических островов – Семеновского в 40х гг. XX вв., земли Андреева и Санникова в XVII-XVIII вв. (Природные опасности..., 2000).

Наиболее острая экологическая ситуация на северо-востоке России складывается в местах добычи месторождений цветных металлов и золота. Использование дражного и гидравлического способов добычи в долинах рек превращает эти территории в техногенные бедленды. Высота отвалов вскрытых пород изменяется от 3-4 до 15 м, при этом оттаивание и разработка мерзлых пород полностью нарушает не только ландшафтную ситуацию, но и гидрологический режим. Особенно опасна разработка россыпей на участках развития ледового комплекса. После работ на месторождениях, которые длятся от нескольких до 20-30 лет, остаются обширные поля валунно-гравийно-галечного материала со шлейфами мелкозема, которые в условиях сурового климата быстро промерзают, что затрудняет рекультивацию таких территорий.

Анализ экологических последствий освоения четырех крупных регионов севера криолитозоны позволяет представить географию потенциального возникновения КЭС. Это территории добычи полезных ископаемых. К ним относятся газо- и нефтепромыслы Западной Сибири, шахтные поля Воркуты, Норильский промышленный район, долины рек северо-востока с открытой разработкой россыпных месторождений. Радикальное изменение мерзлотной обстановки связано с удалением при строительстве верхних горизонтов пород и изменением режима поверхностных и подземных вод. Инженерные и геоботанические приемы рекультивации здесь крайне затруднены, так как техногенные

отложения находятся в мерзлом состоянии. Планировка местности, перераспределение горных отвалов, фиторекультивация практически не применимы. Правда, низкие отрицательные температуры с течением времени останавливают развитие термокарста, отчасти термоэрозии и солифлюкции, но контрастный рельеф мерзлотных неудобий и бедлендов из-за неравномерного вытаивания подземных льдов остается навсегда.

Оценка состояния природной среды проводится с точки зрения: а) качества среды для обитания человека; б) сохранности структуры ландшафта и процессов функционирования природных экосистем; в) возможности осуществления проектных решений, различной хозяйственной деятельности. Экологическая обстановка определяется по возрастанию степени экологического неблагополучия в связи с утратой природных ресурсов и возможностью их восстановления в соответствии со следующей классификацией, которая при геоэкологических исследованиях в криолитозоне дополняется оценкой изменения мерзлотных условий (Критерии и показатели..., 1992).

1. Относительно удовлетворительная (условно благоприятная) или просто удовлетворительная ситуация наблюдается, когда ландшафты мало подвергаются антропогенным воздействиям и экстремальным природным процессам. Типичным примером такой ситуации является перевыпас оленей или в целом результаты традиционного природопользования малыми народами Севера. При перевыпасе восстановление кормовых угодий происходит при прекращении использования территории. В мерзлотном отношении в этом случае наблюдается незначительное (на 5-20 см) увеличение глубины протаивания из-за уничтожения растительности, внешне почти не отражающееся на облике ландшафта. Ключевым понятием при таком состоянии природного комплекса является «нагрузка на ландшафт».

2. Напряженная ситуация возникает при незначительных изменениях ландшафтов, в том числе их средо- и ресурсовоспроизводящих свойств, исчезающих в результате

процессов саморегуляции или проведения несложных природоохранных мер. Это может иметь место при проведении геологической, мерзлотной, инженерно-геологической, гидрогеологической и других съемок на стадии разработки генеральных схем освоения регионов, например, нефте-газоносных провинций Печоро-Тимаского региона или Западной Сибири или трассы Байкало-Амурской магистрали. Полевые исследования ограничиваются в этом случае маршрутами, неглубоким бурением, полустационарными наблюдениями и другими видами работ. В мерзлотном отношении в этом случае локально увеличивается глубина протаивания или промерзания и относительно слабо активизируется неглубокий термокарст, возникают отдельные термоэрозионные промоины, оживляются солифлюкция и несколько увеличивается площадное пучение. Ключевым понятием при таком состоянии природного комплекса является «изменение в ландшафте».

3. Критическая ситуация выражается в негативных изменениях отдельных компонентов ландшафтов, что ведет к сравнительно небольшой перестройке структуры ландшафтов. При соблюдении природоохранных мер острота ситуации спадает. Критические последствия наблюдаются на территориях, где ведется глубокое разведочное и промысловое бурение на нефть и газ, на стройплощадках, в том числе и при строительстве линейных сооружений (трубопроводов, дорог), в небольших поселках с числом жителей в первые сотни человек. Изменение мерзлотной ситуации заключается в появлении глубоких термоэрозионных оврагов, значительных термокарстовых просадок вплоть до аварийного состояния небольших построек, повсеместном заболачивании, образовании участков с разжиженным, плавунным грунтом и пр. После снятия нагрузок, которые чаще всего заключаются в том, что сворачивается бурение, покидаются поселки, заканчивается строительство дорог и трубопроводов, в течение 5-20 лет биота самовосстанавливается, а криогенные процессы «затухают, хотя их последствия в виде вновь сформированного мезорельефа

сохраняются. Примером, правда, печальным является «залечивание» многочисленных объектов ГУЛАГа (1930-50 г.г.) на севере, в том числе и знаменитой «мертвой» железной дороги Салехард-Игарка. По прошествии 35-50 лет часто места жизни и работы этого времени плохо различимы в природе. Ключевым понятием критических ситуаций является «перестройка ландшафта».

4. Кризисная ситуация характеризуется возникновением значительных и слабокомпенсируемых изменений в ландшафтах. Ее нередко называют также чрезвычайной экологической ситуацией. Происходит истощение природных объектов, ухудшаются условия проживания населения. Техногенные нагрузки превышают установленные нормативные величины. В то же время эта стадия по отношению к некоторым составляющим ландшафта носит обратимый характер после уменьшения техногенных воздействий и проведения природоохранных мероприятий. Кризисные экологические ситуации (КЭС) возникают при добыче полезных ископаемых, например, на нефте-газовых промыслах, в некоторых поселках и непромышленных городах криолитозоны, при эксплуатации линейных сооружений в сложных природных условиях, где устойчивость природных комплексов мала. В этом случае наблюдаются опасные изменения в состоянии природных вод, биоты, ландшафта в целом, и его литогенной мерзлотной основы в частности. С последней связаны аварии инженерных сооружений, среди которых наиболее известны аварии трубопроводов на Европейском Севере и в Западной Сибири. В более широком плане причинами КЭС являются радиоактивное и нефтепромышленное загрязнение, ее ярким показателем является медико-эпидемиологическая обстановка, т.е. здоровье человека. Ключевым понятием кризисных ситуаций является «истощение природных ресурсов» или «угроза природным ресурсам».

В проблеме геоэкологических исследований КЭС принадлежит особое место и им посвящено целый ряд работ (Зотова и др., 1993, Кочуров, 1999). Возникновению КЭС предшествует нормальное или фоновое состояние природы, а завершаться она может экологической

катастрофой с необратимыми процессами деградации геосистем. Однако, как бы ни была изменена геосистема в результате антропогенного воздействия, она остается природной системой, характеризующейся лишь более низким энергетическим уровнем и упрощенной структурой.

Развитие КЭС в ландшафтах криолитозоны проявляется прежде всего в активизации криогенных процессов и радикальных изменениях биотической составляющей природного комплекса. Возникновение КЭС определяется антропогенными нагрузками, в которых велик удельный вес собственно инженерных сооружений. Аварийность таких систем, как трубопроводы, промышленные здания и пр., в криолитозоне значительно выше, чем аналогичных сооружений вне ее, сами аварии являются дополнительным и мощным источником загрязнения природы. На юге криолитозоны Западной Сибири при прерывистом или массивно-островном распространении мерзлых пород на участках, сложенных многолетнемерзлыми грунтами, частота разрывов трубопроводов значительно больше, чем на талых породах. На долю первых приходится до 60% аварий. Следовательно, к традиционному ряду антропогенных нагрузок должна быть прибавлена повышенная аварийная опасность на всех этапах освоения территорий. Исходя из этого, традиционное понимание КЭС в различных областях географической науки как негативных изменений, угрожающих экологическому состоянию природного комплекса, для криолитозоны должно быть дополнено «инженерной» компонентой. Тем самым подчеркивается повышенная аварийность инженерных сооружений в пределах геосистем, что является дополнительным источником загрязнения природной среды. В соответствии с этим под кризисной экологической ситуацией в криолитозоне следует понимать резкую активизацию криогенных процессов и радикальные изменения биоты, приводящие к устойчивому отрицательному изменению геосистемы и составляющие угрозу функционированию инженерных сооружений (Кочуров, 1999).

5. Катастрофическая ситуация, или экологическое бедствие характеризуется глубокими и необратимыми изменениями, утратой природных ресурсов, резким ухудшением здоровья людей, утратой генофонда биоты и уникальных природных объектов. В криолитозоне такие ситуации возникают в радиусе действия горно-обогатительных комбинатов с их мощным химическим загрязнением природы, при открытой добыче полезных ископаемых, когда ландшафты превращаются в бедленды, вокруг факелов на газопромыслах. При добыче полезных ископаемых особую опасность имеют отвалы пустой породы, которые по мере накопления промерзают, образуя техногенные сингенетические образования, любая рекультивация которых практически невозможна. Они на века сохраняются как следы варварского техногенеза. Ключевым понятием для экологической катастрофы является «утрата природных ресурсов», в том числе здоровья человека.

8.2. Особенности природы криолитозоны как основа геоэкологических оценок

8.2.1. Оценка площади, мощности и температурного режима много- летнемерзлых пород при геоэкологических исследованиях

Мерзлотные характеристики, влияющие на геоэкологическое состояние и устойчивость природных комплексов при техногенных нагрузках, а также на надежность работы инженерных сооружений включают площадь, мощность, температурный режим и криогенное строение ММП, сезонное промерзание и протаивание и криогенные процессы. Основные закономерности пространственного разнообразия этих мерзлотных характеристик хорошо изучены и поэтому целенаправленно используются при геоэкологических исследованиях.

Площадь, которую ММП занимают в пределах той или иной территории, в первую очередь, влияет на напряженность экологических ситуаций в связи с мерзлотными условиями. С юга на север в криолитозоне последовательное увеличение площади ММП означает все больший удельный вес мерзлотного фактора в

интегральной оценке экологической ситуации. В геокриологии используются следующие типы ММП в зависимости от занимаемой ими площади (Методика ..., 1970): сплошная мерзлота ($> 90\%$), прерывистая ($> 50\%$), массивно-островная ($< 50\%$), островная ($< 10\%$). К югу от границы сплошного распространения ММП весьма важным при площадных оценках является анализ причин возникновения талых пород (сквозных и несквозных таликов) в естественных условиях с целью прогноза глубокого техногенного протаивания. Эта проблема особенно остра в зоне прерывистой мерзлоты, где увеличение мощности снега, обводненности поверхности, уничтожение растительности, удаления верхнего слоя грунтов приводит к возникновению тепловых, гидрогенных и радиационных таликов, сопровождаемых термокарстом и термоденудацией. Южнее, в зонах массивно-островной и особенно островной мерзлоты весьма актуальными является не только протаивание ММП и замещение их талыми участками, но и опасность новообразований, перелетков ММП при уменьшении мощности снега и главным образом при дренировании болот и спуске озер. Это приводит к большей интенсивности площадного пучения и локально к образованию бугров пучения.

Мощность ММП является следующей важной характеристикой при мерзлотных исследованиях. В геокриологии нет универсальной типизации шкалы мощности ММП, но в экологическом контексте можно считать маломощными ММП до 50 м, средней мощностью ММП от 50 до 100-200 м, мощными – 200-500 м и более. Изучение мощности ММП особенно важно при малых и средних ее значениях из-за опасности полного или глубокого оттаивания мерзлоты, а следовательно значительных термокарстовых осадков. Севернее изучение мощности мерзлоты менее актуально за исключением таких типов освоения территории, как создание водохранилищ при строительстве ГЭС, добычи полезных ископаемых в шахтах, а также бурении глубоких скважин на нефть и газ. Водоохранилища в любой части криолитозоны приводят к протаиванию ММП – полному на юге

140

(Братская, Усть-Илимская, Зейская ГЭС) или столь глубокому в центральных и северных регионах (Хантайская, Виллюйская, Колымская ГЭС), что это приводит к значительному сокращению мощности ММП. Подземная добыча полезных ископаемых также требует оценки мощности мерзлоты и особенностей ее выдержанности в разрезе, так как наличие межмерзлотных таликов в подавляющем большинстве случаев связано с циркуляцией подземных вод.

Температурный режим ММП прежде всего оценивается по значению их среднегодовой температуры, относительно которой есть общепринятая классификация, предложенная В.А. Кудрявцевым (Общее мерзловедение, 1978). Она основана на двух принципах, равно важных для экологических оценок: возможность перехода среднегодовой температуры через 0°C , с которой связано многолетнее протаивание (или промерзание талых пород), а также зависимость несущей способности пород от температуры. Чем ниже температура, тем меньше вероятность оттаивания мерзлых пород и более надежным фундаментом оснований инженерных сооружений они являются. Весь спектр естественных температур мерзлых пород разделен на шесть интервалов: $0^{\circ}\dots-1^{\circ}$; $-1^{\circ}\dots-2^{\circ}$; $-2^{\circ}\dots-5^{\circ}$; $-5^{\circ}\dots-10^{\circ}$; $-10^{\circ}\dots-15^{\circ}$; ниже -20° . Они использованы для выделения мерзлотных зон и при классификации сезонного протаивания и промерзания. Из приведенного спектра температур наиболее экологически важными являются следующие их значения: 0°C , -1°C и -5°C . Первая температура означает пограничное состояние мерзлых и талых пород, когда даже незначительное изменение природных условий чревато новообразованием перелетков мерзлоты или ее исчезновением. Температура не ниже -1°C означает, что эти породы не только неустойчивы в пространстве и времени, но и характеризуются вязко-пластичными свойствами, представляя угрозу надежности инженерных сооружений. В интервале. От -2 до -5°C мерзлые породы представляют собой не очень надежное основание сооружений, так как сохраняют пластичность, но опасность их протаивания становится все меньше.

По мере накопления информации о температурном поле ММП России и его картографировании эти интервалы температур не всегда используются буквально. Вместо них типы мерзлых пород характеризуются конкретными региональными значениями температур. Однако, это не уменьшает значения принципиального подхода В.А. Кудрявцева к обоснованию температурных рубежей ММП. Для экологических целей это чрезвычайно важно. Наиболее принципиальным положением о связи температуры ММП и их реакцией на техногенные нагрузки является следующее: чем ниже температура, тем более устойчивыми к нарушениям являются мерзлые породы. Это означает, что низкотемпературные породы будут существовать и при значительных тепловых нагрузках, тогда как сохранение высокотемпературных пород требует разработки специальных мелиоративных и инженерных решений.

Для экологических целей важны следующие положения. Уязвимость мерзлых пород с севера на юг возрастает, так как повышается их температура и сокращается мощность. Вместе с тем, уменьшение площади ММП в этом направлении локализует криогенные процессы, связанные с деградацией мерзлоты. Однако, даже в пределах островной криолитозоны сохраняется опасность новообразования мерзлоты, пучения и выпучивания. В пределах основным показателям приведена на рис. 7.1. В пределах четырех зон с разной площадью мерзлых пород выделены регионы с определенным сочетанием их температуры и мощности прерывистых и сплошных ММП их жесткость возрастает с запада на восток, что означает большую вероятность изменения мерзлотных условий в европейской криолитозоне по сравнению с азиатской при близких по типу техногенных воздействиях. Следует иметь в виду, что ММП с одинаковыми распространением по площади, температурой мощностью формируются в весьма различных природных условиях (климат, ландшафты, геологическое строение). Сплошная мерзлота в западной секторе криолитозоны до широты Енисея наблюдается в тундре и лесотундре, а в восточном – и в таежной зоне. Массивно-

островная мерзлота на западе не выходит за пределы подзоны северной тайги, а на юге Восточной Сибири и дальнего Востока, это не только юг таежной зоны, но и степные ландшафты и широколиственные леса. Это весьма важно, так как изменение собственно мерзлотных условий связано с нарушением ландшафтной ситуации в целом. В зонах массивно-островной и островной мерзлоты западного сектора наиболее опасными являются изменения, связанные с нарушением растительного и снежного покровов, торфянистого горизонта и обводненности поверхности, тогда как в среднетаежных ландшафтах Восточной Сибири это, прежде всего, – уничтожение растительности, а в степном Забайкалье – изменение гидроморфности ландшафтов, так как дренирование ведет к исчезновению мерзлоты.

8.2.2. Криогенное строение многолетнемерзлых пород – основа геоэкологических оценок

Криогенное строение ММП занимает особое место в ряду мерзлотных характеристик при геоэкологических оценках. Количество льда и его виды являются наиболее важными факторами, определяющими отношение ММП к техногенезу. Независимо от температуры, площади и мощности ММП при любых видах антропогенных воздействий реакция мерзлоты зависит прежде всего от льдосодержания. На крайнем севере при низких температурах мерзлых пород в регионах с повышенной льдистостью нарушение теплообмена на поверхности сопровождается активным развитием термокарста, термоэрозии, термоабразии, солифлюкции только потому, что сразу под слоем сезонного протаивания залегают насыщенные льдом породы, да и сам сезонно-талый слой характеризуется большим содержанием льда. Примером этому являются Приморские низменности северо-востока Сибири, сложенные сингенетическими мерзлыми толщами с мощными ледяными жилами. На крайнем юге криолитозоны даже редкие острова мерзлоты, протаивая, являются местами активного развития

термокарста, если они представлены сильно льдистыми озерно-болотными породами. В любых регионах криолитозоны ландшафты, в которых литогенная основа представлена сильно льдистыми породами, относятся к наиболее опасным для освоения территориям.

В криолитологии разработано немало классификаций подземных льдов и мерзлых пород, существуют концепции их генетической, количественной и пространственной дифференциации (Попов и др., 1985). Для геоэкологических целей наиболее важны следующие позиции криолитологии: генетическая типизация подземных льдов и мерзлых пород в целом, количество льда в породе, возраст ММП, тип криолитогенза. Наиболее распространенным типом подземных льдов являются текстурообразующие льды. Их количество оценивается отношением объема (или веса) льда к объему (или весу) всей породы. Самое обобщенное разделение пород по льдистости позволяет выделить малольдистые (льда менее 20%), среднелльдистые (20-40%) и сильнольдистые (более 40%) их варианты. Другой тип подземных льдов представлен мономинеральными ледяными породами (криолитами). Они включают генетически разнообразные льды – полигонально-жильные льды, ядра бугров пучения, пластовые. Их присутствие в породах резко увеличивает экологическую опасность, так как при протаивании именно этих льдов образуются наиболее глубокие термокарстовые и термоэрозионные формы. Пластовые льды, а также погребенные древние ледяные жилы наиболее опасны при освоении территории: они не выражены в рельефе и не маркируются ландшафтными индикаторами (растительностью, заболоченностью).

Максимальные значения льдистости за счет мощных залежей льда характерны для плейстоценовых мерзлых толщ в пределах аккумулятивных равнин северной Евразии. Голоценовые мерзлые толщи характеризуются меньшими показателями суммарной льдонасыщенности. Поэтому ММП в зоне сплошной мерзлоты, в пределах которой развиты преимущественно гетерохронные в том

числе и плейстоценовые мерзлые толщи, оцениваются как потенциально весьма неустойчивые из-за их большой льдистости. В ареале прерывистой и островной мерзлоты по крайней мере верхние горизонты мерзлых толщ имеют преимущественно голоценовый возраст, в них отсутствуют реликты прошлого – мощные залежи льдов, а термодинамические условия голоцена были сравнительно с плейстоценом менее благоприятны для формирования мощных повторно-жильных льдов и больших залежей пластовых льдов. Это свойство, которое можно условно назвать реликтовостью мерзлых толщ или их гетерохронностью, естественно должно учитываться в прогнозных оценках устойчивости ландшафтов криолитозоны.

В верхних горизонтах мерзлых толщ сразу ниже подошвы слоя сезонного протаивания в настоящее время, а также так на протяжении голоцена, в определенных условиях возникает так называемый промежуточный горизонт, характеризующийся очень высокой льдистостью. В Западной Сибири изучены промежуточные слои, достигающие 1,5-2 м мощности, льдистость которых равна 60-70%. Промежуточный слой формируется за счет миграции воды из слоя сезонного оттаивания в верхние горизонты мерзлых толщ летом и ранней осенью, когда имеются благоприятные условия увлажнения. Его широкое распространение в гидроморфных ландшафтах представляет большую опасность при освоении. Протаивание этого слоя влечет за собой интенсивный термокарст, а на склонах, даже пологих, термоэрозию, солифлюкцию и оплывание. Техногенное увеличение грунтов сезонноталого слоя может привести к формированию антропогенного промежуточного слоя, который будет постоянной угрозой для сооружений при изменении теплового состояния пород.

Тип криолитогенеза, то есть син- или эпигенетическое промерзание, определяет мощность горизонта с высокой льдистостью и характер распределения льда по разрезу. Сингенетические мерзлые породы потенциально более опасны, чем эпигенетические, так как они до глубины в несколько десятков метров сложены сильно

льдистыми породами. В эпигенетических породах максимальная льдистость наблюдается в верхних 5-10 м разреза. Это обстоятельство очень важно при глубокой вскрышке мерзлых пород в шахтах и карьерах.

Ряд убывания экологической опасности в зависимости от льдосодержания пород разного состава, генезиса и типа промерзания можно представить такой обобщенной последовательностью: криолиты (полигонально-жильные льды и др.) – торф – сингенетические озерно-аллювиальные, делювиальные, солифлюкционные, морские отложения любого состава – эпигенетические суглинисто-супесчаные отложения того же генезиса – пески – крупнообломочные и коренные породы.

Объемная льдистость за счет текстурообразующих льдов в пределах равнин криолитозоны изменяется в очень больших пределах. Она особенно велика (более 40%) в сингенетически промерзших отложениях равнин Западной и Восточной Сибири, Дальнего Востока. Умеренное количество льда (20-40%) содержится в морских и гляциально-морских эпигенетически промерзших отложениях Европейского Севера, Западной Сибири и Северо-Таймырской низменности. Малольдистые минеральные породы (менее 20%) встречаются главным образом в южных регионах криолитозоны. В горных странах льдистость оценивается одновременно для собственно горных ландшафтов с маломощным грубообломочным рыхлым чехлом (склоны, водоразделы, хребты) и в горных долинах. В типичных горных странах льдистость маломощного элювия, делювия и других типов склоновых отложений не более 10%, а в долинах 20-40%. Однако в горных долинах Северо-Востока в сингенетически промерзшем аллювии льдистость может быть соизмерима с льдосодержанием озерно-аллювиальных отложений Приморских равнин, то есть 60% и более. В пределах менее расчлененного рельефа Средне-Сибирского плоскогорья и низкогорья юга и востока Сибири льдистость рыхлого чехла возрастает до 10-20%, а в долинах равна 40-60%.

Распространение полигонально-жильных льдов (ПЖЛ), бугров пучения и пластовых льдов имеет следующие особенности. Приморские и Вилуйская низменности являются регионами с самыми мощными (до 60 м) ПЖЛ, образующими частую решетку. Меньше по мощности сингенетические ПЖЛ широко распространены в Западной Сибири, в пределах Анадырской низменности, в горных долинах Восточной Сибири. Эпигенетические ПЖЛ наиболее типичны для западного сектора криолитозоны.

Бугры пучения в зависимости от механизма образования их ледяного ядра подразделяются на три основных типа – миграционные бугры, булгунняхы, гидролакколиты. Эти типы бугров имеют весьма определенный географический ареал распространения, т.к. условия их образования зависят от ландшафтных, геологических, гидрогеологических, климатических и, разумеется, мерзлотных условий. Миграционные бугры пучения образуются в результате подтягивания воды к фронту промерзания, их ядра представлены текстурообразующими льдами. Они наиболее типичны для зон прерывистой и островной мерзлоты в Западной Сибири и на Европейском Севере. К ним относятся знаменитые бугристые торфяники, по распространению которых проведена южная граница криолитозоны на Европейском Севере и в Западной Сибири (Региональная криолитология, 1989). Булгунняхы образуются за счет замерзания свободной воды в замкнутых системах подозерных таликов, которые начинают промерзать. Ядро булгунняхов представлено сочетанием монолитного инъекционного и текстурообразующего льда. Эти бугры чаще всего встречаются на равнинах севера криолитозоны к востоку от Урала, изобилующих древними термокарстовыми озерами, обмелевшими или мелеющими. Гидролакколиты возникают при промерзании напорных подземных вод. Их ядра представлены чистым инъекционным льдом. Основным регионом их распространения является Восточная Сибирь с прерывистой и массивно-островной мерзлотой и сложными гидрогеологическими условиями.

Знание региональных особенностей образования бугров пучения в естественных условиях является ориентиром относительно основных причин одного из самых опасных криогенных процессов, а следовательно и борьбы с ним при освоении территории. Однако вмешательство человека нередко создает условия для образования бугров пучения, не типичных в данной природной обстановке. Например, при быстром искусственном спуске озер в таежной зоне у южной границы области вечной мерзлоты в Западной Сибири образуются булгунняхи, хотя в естественных условиях здесь типичны миграционные бугры пучения. Промерзание бытовых или техногенных вод при их незарегулированном сбросе в населенных пунктах в любом районе криолитозоны может быть причиной образования «рукотворных» гидролакколитов.

Пластовые льды – термин, используемый для льдов самого различного генезиса – внутригрунтового (инъекционного, инъекционно-сегрегационного) и погребенного (глетчерные, морские, озерные, речные, наледные льды). Наибольшее количество подземных льдов обнаружено и исследовано в Западной Сибири и особенно на полуострове Ямал. С экологических позиций наиболее опасны пластовые льды, залегающие на небольших глубинах (до 10-20 м).

Представление о региональном распространении основных типов подземных льдов является базовым для оценки термокарста, термоэрозии, термоабразии, а также пучения в двух его вариантах – выпучивания и образования бугров, в первую очередь, булгунняхов и гидролакколитов.

8.2.3. Основные характеристики сезонного промерзания и протаивания при геоэкологических оценках

Слой сезонного промерзания и протаивания, или деятельный слой является тем первым от поверхности горизонтом пород, изменение которого, вслед за изменением теплообмена на поверхности, приводит к развитию экологически опасных

криогенных процессов. Наиболее часто используемой характеристикой СТС-СМС является их мощность (глубина) и ее изменение. При всем многообразии причин, от которых зависит мощность СТС-СМС, наиболее важными являются состав пород и, как правило, связанная с ним их влажность (льдистость). В естественных условиях глубина протаивания или промерзания увеличивается от торфа через минеральные связные грунты к обломочным и коренным породам. При геоэкологических оценках этот ряд имеет обратный характер. Несмотря на небольшую мощность СТС-СМС в торфе или льдистых суглинках и супесях, именно в них практически одновременно с изменением глубины протаивания или промерзания развиваются опасные криогенные процессы, а в дальнейшем сами эти процессы и их результаты усугубляют протаивание, но уже не как сезонное явление, а в качестве многолетней тенденции. В обломочных и коренных породах изменение глубины СТС-СМС под влиянием техногенеза значительно больше, но последствия этого весьма незначительны, хотя со временем могут накапливаться вследствие, например, увеличения горизонта криогенного выветривания.

Оценка изменения собственно мощности СТС-СМС наименее актуальна при мелкомасштабных, обзорных исследованиях, но имеет первостепенное значение при решении конкретных инженерно-геологических задач по обеспечению надежности работы гражданских и промышленных объектов. В первом случае изменение протаивания или промерзания интегрируется в том или ином криогенном процессе, во втором – чрезвычайно важно обеспечить стабильность проектной мощности СТС-СМС. Следует отметить еще одно обстоятельство: интенсивность проявления криогенных процессов нередко связана не с достижением максимальной мощности СТС поздней осенью (СМС поздней весной), а в разгар лета (или в предзимье) в период максимальных температур или экстремальных осадков, то есть в ходе сезонного протаивания или промерзания.

Из двух вариантов деятельного слоя – сезонное протаивание мерзлых пород (СТС) или сезонное промерзание талых пород (СМС), – для экологических целей наиболее важно использование мощности применительно к СМС. С этой мощностью связана защищенность таликов от проникновения загрязнений в подземные воды, а также конечная величина пучения и выпучивания, если учесть, что продолжительность зимнего периода в криолитозоне с прерывистой, массивно-островной и островной мерзлотой (то есть там, где распространены талые породы) составляет 6-8 месяцев. Следует отметить, что для талых пород глубина промерзания и льдистость пород зимой являются теми мерзлотными характеристиками, которые позволяют оценить вклад криогенной составляющей в геоэкологическую ситуацию.

Для конкретных экологических оценок грунтов слоя сезонного оттаивания важны текстурно-структурные особенности. На основе криогенной текстуры в глинистых грунтах слоя сезонного оттаивания возникает посткриогенная структурность. По местам вытаявших или испарившихся шпиров возникают ослабленные зоны и трещины, разделяющие грунтовые агрегаты. Последние относительно обезвоживаются и уплотняются в ходе формирования ледяных текстур и сохраняются длительное время. Величина и прочность структурных отдельностей зависит от температурного режима, влажности и характера криогенных текстур. Посткриогенная структура грунтов СТС существенно изменяет их размываемость и воднофильтрационные свойства. Коэффициент фильтрации суглинков с естественной структурой СТС превышает в 100-1000 раз тот же показатель у тех же суглинков, но с нарушенной структурой. Это является причиной того, что надмерзлотные воды и вообще внутригрунтовые потоки возможны даже в глинах и тяжелых суглинках, слагающих СТС.

Как показывают эксперименты, посткриогенная структура может возникнуть в течение нескольких лет, то есть в результате нескольких циклов промерзания-оттаивания. Изменение термическо-

го режима грунтов, что всегда имеет место при нарушениях естественных покровов, способствует формированию более отчетливой посткриогенной структуры. Посткриогенная структура очень сильно увеличивает размываемость грунтов, и в этом смысле ее роль несомненна.

Территориальные типы деятельного слоя, которые характеризуются определенным диапазоном глубины промерзания и протаивания, отражают взаимодействие между собой природных факторов, под влиянием которых они формируются: микроклимата, рельефа, состава и льдистости (влажности) пород, напочвенных покровов (снег, растительность), обводненности поверхности (Тумель, Снопков, 1979; Тумель и др., 1989). Мелкий тип СТС-СМС (интервал глубин порядка 0,2-0,7 м) формируется в условиях, когда все или большая часть природных факторов способствует сокращению протаивания или промерзания. В гидроморфных ландшафтах, например, с мощным моховым и снежным покровом, сложенных сильнольдистыми торфом и озерными суглинками, глубина протаивания и промерзания минимальна.

Средний тип СТС-СМС (диапазон глубин порядка 0,7-1,5 м) характеризуется такими условиями теплообмена, когда его составляющие действуют разнонаправленно по отношению к мощности слоя. Примером могут быть довольно широко распространенные в Западной Сибири сосновые леса с моховым покровом, произрастающие на песках, где снег имеет среднюю региональную мощность, заболоченность, мох, отчасти снег препятствуют интенсивному промерзанию, а песчаный состав грунтов компенсирует потери в этом смысле. Чаще всего средний тип деятельного слоя встречается в пределах типичного, господствующего ландшафта, наиболее адекватно суммирующего комплекс природных условий.

Глубокий тип СТС-СМС (диапазон глубин примерно от 1,5-2 м до 3-5 м) формируется в условиях, когда большинство компонентов ландшафта способствует увеличению глубины протаивания или

промерзания. В подзоне типичной и южной тундры Европейского Севера и Западной Сибири в пределах вершин дренированных холмов и гряд с разреженной растительностью, сложенных песками, глубина протаивания равна 1,7-2,2 м.

Очень мелкое сезонное протаивание (менее 0,2 м) наблюдается в арктической тундре и в гольцовом поясе гор, где холодное непродолжительное лето нивелирует все иные различия природных условий. Очень мелкое сезонное промерзание в криолитозоне характерно для снежных или подозерных таликов, где промерзание блокируется мощным снежным или ледяным покровом. Очень глубокое промерзание или протаивание (4-7 м) наблюдается в коренных породах горных стран главным образом центральных и южных регионов восточного сектора криолитозоны.

Такая типизация СТС-СМС позволяет более продуктивно использовать информацию о деятельном слое в геоэкологических интересах. Кроме того она весьма наглядна и не зашифрована в узко специальных мерзлотных характеристиках. Степень геоэкологической опасности возрастает от глубокого к мелкому деятельному слою, так как в этом же направлении увеличивается опасность нарушения естественных природных условий при техногенных воздействиях. При освоении, в первую очередь, более всего страдают напочвенные покровы (снег, растительность), обводненность. Их теплоизолирующая и, следовательно, стабилизирующая роль больше в ландшафтах с мелким протаиванием или промерзанием. Такова же тенденция изменения льдистости (влажности). Поэтому мелкий тип деятельного слоя является индикатором опасных геоэкологических последствий, которые относительно меньше в ландшафтах со средними и затем глубокими типами протаивания или промерзания. Очень мелкое сезонное протаивание в Арктике вряд ли способно к радикальным изменениям (за исключением летних аномалий). Очень мелкое сезонное промерзание, напротив, находится в прямой зависимости от нарушений снежного или водного покрова, и при удалении снега и

спуске озера может стать не только глубоким, но и многолетним. Очень глубокое промерзание или протаивание в коренных породах вряд ли может быть уменьшено, но переход его в многолетний процесс, то есть образование таликов или перелетков мерзлоты весьма вероятны при подтоплении в акватории водохранилищ (талики) или вырубке лесов на горных склонах.

8.2.4. Кр​иогенные процессы – индикаторы напряженности ге​оэкологических ситуаций

Кр​иогенные процессы занимают совершенно особое место при ге​оэкологических оценках. Причины этого многообразны и, по крайней мере, четыре из них являются наиболее важными. Во-первых, по характеру проявления кр​иогенных процессов и созданному ими рельефу судят о степени изменения деформации естественных ландшафтов. Во-вторых, созданный кр​иогенными процессами новый мезо- или микрорельеф влияет на перераспределение тепла и влаги, а, следовательно, на самовосстановление растительности и регенерацию ландшафта в целом. Третье – в результате антропогенно обусловленных процессов возникают по сути дела, новые ландшафты, которые могут быть рекультивированы лишь в определенных пределах. Кр​иолитозона оказывается более беззащитной перед техногенным морфогенезом, чем другие регионы, так как естественные кр​иогенные формы рельефа не восстанавливаются, а вновь образующиеся плохо ликвидируются инженерными или иными природоохранными мероприятиями. И, наконец, четвертое – кр​иогенные процессы являются главной или одной из главных причин высокой аварийности зданий, линейных сооружений, гидротехнических объектов и т.д.

Ге​оэкологические исследования ставят следующие задачи при изучении кр​иогенных процессов: определить весь спектр экологически опасных процессов, что не всегда соответствует их многообразию в естественных условиях; определить степень пораженности процессами площади ландшафта; оценить скорости их

развития и затухания, а также их роль в изменении ландшафта; ранжировать процессы по степени угрозы для инженерных сооружений; рассмотреть меры борьбы с процессами и защиты от них. Эти задачи можно объединить в две основных группы. В первую входят позиции, которые способствуют увеличению экологической опасности. Это большое разнообразие процессов, значительные площади, пораженные ими, высокие скорости развития, а также значительная аварийность из-за них инженерных объектов. Вторая группа включает быстрое затухание процессов и возможность инженерной или иной защиты от них, что естественно уменьшает экологическую напряженность.

К экологически опасным относятся такие процессы летнего периода, как термокарст, термоэрозия, термоабразия, солифлюкция, подвижка курумов, а зимой – пучение, наледообразование, морозобойное растрескивание. Соподчинить эти процессы по степени их экологической угрозы чрезвычайно сложно. Термокарст наиболее опасен на льдистых породах, он сопровождается в щадящем варианте увеличением заболоченности, а при протаивании большого количества льда – глубокими провальными формами. При освоении на рыхлых породах он развивается практически повсеместно. Термоэрозия и термоабразия чаще, чем другие процессы являются катастрофическими и характеризуются самыми большими скоростями развития. Термоэрозия приводит к глубокому расчленению ландшафта, превращая его в неудобье. За один летний сезон возникают овраги глубиной в несколько метров и протяженностью 100 и более метров. Солифлюкция распространена очень широко на склонах при их крутизне от 2-5° до 25°. Как правило, техногенно обусловленная солифлюкция быстрая (до 10 м/сут), может иметь катастрофические последствия, нередко переходит в сплывы, а на очень крутых склонах, сложенных льдистыми породами, сменяется микроселями. Пучение проявляется почти повсеместно в рыхлых отложениях, но наиболее опасно выпучивание опор или образование бугров пучения, хотя последние

наблюдаются нечасто. Наледи широко распространены при сооружении и эксплуатации дорог, особенно, на востоке криолитозоны, и угрожают их состоянию, являясь причиной аварий. Морозобойное растрескивание, связанное с антропогенным воздействием, по степени экологической опасности уступает всем выше перечисленным процессам, тогда как в естественной ситуации оно наблюдается почти повсеместно. Наибольшую опасность растрескивание представляет для дорожных покрытий. В некоторых случаях свежие морозобойные трещины осваиваются термоэрозией. Подвижки курумов локализованы в пределах горных ландшафтов, а также в связи с тем, что при строительстве дорог и иных объектов курумоопасные склоны чаще всего избегают. Еще один процесс может быть включен в спектр экологически опасных – это криогенное выветривание опор фундаментов зданий, где периодическое промерзание – протаивание при длительной эксплуатации разрушает их.

Криогенные процессы нередко превращают естественные ландшафты в неудобья, бедленды. В этом отношении первое место занимает термоэрозия из-за глубокого расчленения поверхности, затем, следует солифлюкция и пывунное разжижение грунтов, превращающие ландшафты в непроходимые из-за пывунного грунта участки; зимой наледи создают ландшафт неудобий. Резкая термокарстовая дифференциация поверхности (воронки, озера) аналогична термоэрозионной опасности, тогда как увеличение заболоченности в связи с сезонным термокарстом не всегда плохо для флоры и фауны. Пучение, площадное и локальное в виде бугров, играет значительно меньшую роль в превращении ландшафтов в неудобья. Скорость затухания криогенных процессов определяется естественными условиями, из которых главными являются самовосстановление растительности, выработка ледяных ресурсов и низкие температуры мерзлых пород.

Рассмотрение основных мерзлотных компонентов природного комплекса проведено в том порядке, который принят при

региональных исследованиях, в процессе мерзлотной съемки. При геоэкологических оценках первое место по праву занимают криогенные процессы, которые опасны для естественных ландшафтов и инженерных сооружений и физиономичны в том смысле, что могут служить мерой нарушения природного комплекса. Второй по экологической значимости является льдосодержание мерзлых пород, так как от него прежде всего зависит степень активизации криогенных процессов. Следующее место следует отдать площади мерзлых пород, с которой связано проявление экологически опасных криогенных процессов. Температура мерзлых пород является фоновой характеристикой, способствующей или препятствующей развитию криогенных процессов. В самом общем виде температура выше 5°C благоприятна для развития процессов, а ниже -5°C способствует их затуханию. Мощность мерзлых пород оказывает воздействие на экологическую ситуацию на юге криолитозоны, где ее величина не более 5-20 м, и есть опасность полного протаивания мерзлоты. Деятельный слой, сезонное протаивание и промерзание, используется при экологических оценках в качестве индикатора степени развития криогенных процессов.

8.3. Активизация криогенных процессов при антропогенных воздействиях

Оценка современного геоэкологического состояния криолитозоны показывает, что при освоении резко, часто лавинообразно активизируются криогенные процессы, их интенсивность, скорость развития, разнообразие, особенности их влияния на ландшафт и инженерные сооружения.

Геоэкологическое значение криогенных процессов определяется следующими причинами. Техногенные криогенные процессы, как правило, формируют новый микро- и мезорельеф, который влияет на распределение тепла и влаги. Это, в свою очередь изменяет экологическую ситуацию и влияет на развитие вторичной растительности, в частности, и возникновение новых геокомплексов в

целом. Дефицит тепла определяет сложность восстановления биоты, а специфика криогенных ландшафтов затрудняет их регенерацию до исходного состояния. Поэтому техногенно стимулированный криоморфогенез опаснее, чем изменение рельефа вне криолитозоны. Дополнительная опасность криогенных процессов заключается в практически повсеместно наблюдаемых аварийных ситуациях, возникающих при строительстве и эксплуатации инженерных сооружений.

Спектр механических воздействий, являющихся причиной активизации мерзлотных процессов, состоит из нарушения растительного покрова вплоть до полного его удаления; изменение мощности, плотности и отражательной способности снега; изменение режима поверхностных вод и обводненности поверхности – дренаж, подтопление и пр.; изменения первичного рельефа, а также состава и свойств приповерхностных отложений в результате планировки поверхности (выемка грунта, насыпи и пр.). Эти изменения приводят к резкому нарушению тепло- и влагообмена на поверхности и активизации мерзлотных процессов. Экспертная оценка этой активизации дается для наиболее типичных техногенных воздействий в их жестком, но реальном варианте на этапах исследования под генеральные схемы освоения территорий или инвестиционные проекты, при разведке полезных ископаемых, проведении геологических, инженерно-геологических, мерзлотных и других съемок, при разработке технико-экономических обоснований (ТЭО) и оценках воздействий на окружающую среду (ОВОС) на территориях проектируемых месторождений, линейных сооружений, поселков и других объектов, когда начинается их строительство и обустройство, при рекреационном использовании территорий. Эти этапы освоения предполагают либо прекращение через некоторое время воздействий на большей части территории (разведка, съемочные работы, Генсхема, ТЭО, ОВОС), либо качественное и количественное увеличение техногенного прессинга при дальнейшей эксплуатации. Тогда идет более глубокое изменение природной среды, которое на

данном этапе оценки потенциальной активизации криогенных процессов не рассматривается.

Потенциальная опасность активизации процессов заключается в степени активизации мерзлотных процессов и сочетании наиболее типичных процессов в пределах тех или иных природных комплексов (Экологический Атлас России, 2002).

Выделено 5 групп по степени активизации процессов: слабая, умеренная, средняя, сильная, катастрофическая. Степень активизации оценивается, в первую очередь, по площади ландшафта, которая может быть поражена криогенными процессами на территории освоения. Кроме того, оценивается скорость развития криогенных процессов, степень преобразования и расчленения первичного рельефа, возможность затухания процессов за счет естественных природных факторов. Слабая активизация процессов означает, что криогенные процессы в связи с техногенными причинами занимают не более 10% площади ландшафта, умеренная – до 50%, средняя – примерно половину площади ландшафта, сильная – более 50%, катастрофическая – более 90%.

Скорость развития антропогенных криогенных процессов далеко не одинакова – от первых десятков метров в год (термоэрозия, термоабразия) до десятков сантиметров в год (пучение, некоторые проявления термокарста). Ее оценка является не столько строго количественной, сколько принципиально качественной, экспертной в понятиях «медленное, среднее, быстрое, катастрофическое развитие процессов». Степень преобразования первичного мезо- и микрорельефа зависит в первую очередь от литогенной основы ландшафтов и преимущественно от льдосодержания пород. Эта часть оценки увеличивает или ослабляет опорную характеристику – площадь пораженности ландшафта криогенными процессами.

Возможность (скорость) затухания криогенных процессов является «противоположной по знаку» частью оценки. Необходимость ее включения в интегральную оценку связана с тем, что она указывает на скорость стабилизации антропогенного ландшафта под влиянием естест-

венных причин. К последним относятся самовосстановление растительности, температура вечной мерзлоты, льдосодержание пород.

Оценка активизации мерзлотных процессов различна для равнинных и горных территорий. В первом случае оценивается вся площадь ландшафта. Для горных стран должна быть отдельно рассмотрена активизация процессов в пределах собственно горного рельефа и в долинах по двум причинам. Во-первых, мерзлотно-ландшафтные условия весьма различны в пределах междуречий, их склонов и в долинах; во-вторых, хозяйственное освоение в долинах больше, чем в пределах собственно горных ландшафтов. В соответствии с этим степень активизации для горных ландшафтов меньше, чем в долинах горных стран.

Оценка степени активизации процессов основана на анализе следующих природных факторов – криогенное строение (или льдосодержание) и температурный режим пород в верхней их части до глубины примерно соответствующей слою годовых теплооборотов (10-25 м). Относительно этих характеристик в мерзловедении существуют весьма определенные и апробированные ориентиры, рассмотренные в предыдущем разделе. При оценке активизации процессов большую роль играет площадь, занимаемая самими мерзлыми породами. Зонально, с юга на север, площади, которые могут быть поражены антропогенными криогенными процессами, возрастают, что увеличивает опасность проявления процессов.

Из «немерзлотных» компонентов природы ведущее место принадлежит растительности и геолого-геоморфологическим условиям. Нарушение растительности является самым распространенным типом изменения теплообмена на поверхности и в этом смысле наиболее распространенным «спусковым крючком» для активизации криогенных процессов. Ее роль двояка: в естественных условиях она является одним из ведущих стабилизаторов мерзлотных условий, так как выполняет теплоизолирующие и закрепляющие функции (протекторная роль растительности). После техногенного нарушения скорость восстановления растительного покрова влияет на

затухание мерзлотных процессов. Поэтому растительность в пределах одного и того же ландшафта на разных этапах развития мерзлотного процесса может играть различную роль. Наиболее яркий пример – моховые покровы различных типов болот, широко распространенных в криолитозоне. Удаление мхов приводит к резкой активизации термокарста и термоэрозии. Вместе с тем в болотных ландшафтах наблюдается наиболее быстрое самовосстановление вторичной травянистой растительности (3-5 лет), которая способствует затуханию процессов.

Оценка влияния рельефа определяется разделением рельефа на равнинные и горные территории. Парагенетическая связь рельефа и геологического строения обуславливает разное количество льда в породах. Рыхлый чехол тонкозернистых четвертичных отложений равнин и долин характеризуется большим разнообразием и количеством льда, чем маломощные обломочные породы рыхлого чехла и коренные породы в горных странах.

Оценка степени активизации техногенных мерзлотных процессов в зависимости от основных компонентов природной среды сведена в таблицу 8.1.

Интегральная экспертная оценка степени активизации процессов не является простым суммированием «по горизонтали» влияния фоновых компонентов природы. Например, сильная и катастрофическая активизация процессов на Приморских низменностях Якутии есть результат максимальной льдистости пород (более 0,6 с обилием ПЛЖ) при сплошном распространении мерзлых пород по площади, а также плохого самовосстановления растительности арктической тундры, хотя низкие температуры пород (ниже -5°C) должны способствовать достаточно быстрой стабилизации процессов. Однако, сами типы процессов (термокарст, термоэрозия, термоабразия) так существенно изменяют микро- и мезорельеф, что техногенные ландшафты должны быть значительно более расчлененными, чем естественные, и представлять собой «неудобья», а иногда и «бедленды».

Таблица 8.1.

Оценка степени активизации техногенных мерзлотных процессов

Степень активизации криогенных процессов	Основные характеристики природной среды				
	Льдосодержание пород (в частях от объема породы)	Среднегодовая температура ММП (°C)	Площадь ММП (в ‰)	Протекторные свойства растительности	Самовосстановление растительности
слабая	<i>менее 0,1</i>	<i>ниже -10</i>	<i>менее 5</i> редко-островные ММП	слабые в арктической тундре	практически не восстанавливается в арктической тундре
умеренная	<i>0,1-0,2</i>	<i>-5 ÷ -10</i>	<i>5-10</i> островные ММП	умеренные в типичной тундре	до 100 лет в тайге
средняя	<i>0,2-0,4</i> эпигенетические ПЖЛ	<i>-3 ÷ -5</i> <i>0 ÷ +2</i>	<i>10-50</i> массивно-островные ММП	значительные в южной тундре	десятки лет в лесотундре
сильная	<i>0,4-0,6</i> ПЖЛ, БП	<i>-3 ÷ -1</i>	<i>50-90</i> прерывистые ММП	большие в лесотундре и тайге	первые десятки лет в тундре
катастрофическая	<i>более 0,6</i> ПЖЛ, ПЛ, БП	<i>0 ÷ -1</i>	<i>более 90</i> сплошные ММП	максимальные в болотных ландшафтах	2-10 лет в болотных ландшафтах

ММП – многолетнемерзлые породы; ПЖЛ – полигонально-жильные льды; ПЛ – пластовые льды; БП – ядра бугров пучения.

Температура – $0 \div +2^{\circ}\text{C}$ наблюдается в талых породах зоны массивно-островного и островного распространения ММП.

Сочетания основных криогенных процессов объединяются в группы в соответствии с зональным и региональным разнообразием мерзлотных, ландшафтных и климатических условий. Эти группы характеризуются разными вариациями восьми наиболее экологически технологически опасных и типичных криогенных процессов: термокарста, термоэрозии, термоабразии, морозобойного растрески-

вания, пучения, наледообразования, солифлюкции, курумообразования. В пределах равнин, в долинах горных стран универсальными процессами являются термокарст и пучение. Особенности геолого-геоморфологических и климатических условий предопределяется широкое развитие наледей в горных и долинных ландшафтах восточного сектора криолитозоны. Жесткий континентальный климат является причиной активного проявления морозобойного растрескивания в пределах равнинных ландшафтов севера Восточной Сибири. С севера на юг в пределах равнинных территорий западного сектора криолитозоны (к западу от Енисея) в соответствии с мерзлотно-ландшафтной зональностью уменьшается разнообразие мерзлотных процессов. На севере это преимущественно термокарст, термоэрозия, термоабразия морских берегов, морозобойное растрескивание, на юге – термокарст, термоэрозия и пучение. В циркумполярном пространстве Арктики и Субарктики разнообразие, напряженность и в целом роль криогенных процессов в ландшафтной структуре уменьшается с востока на запад в соответствие с увеличением «мористости» климатических условий и более мягкой мерзлотной обстановкой. Таким образом, разнообразие криогенных процессов контролируется зональными и секторными особенностями природного фона.

Равнинные территории включают ландшафты низменных и возвышенных равнин, внутригорных впадин, крупных речных долин Европейского Севера, Западной Сибири, Таймыра, Приморских низменностей Северо-востока, Вилуйской впадины, Анадырской низменности и пр. В их пределах география активизации процессов на полуострове и в «континентальной» части низменности широкое развитие сильнольдистых озерно-болотных отложений, повышение температуры мерзлых пород, опасность удаления моховых покровов в азональных болотных ландшафтах являются предпосылками для повсеместного и быстрого развития мерзлотных процессов.

К востоку от Енисея главной причиной возможной катастрофической ситуации является большое количество мощных сингенетических льдов. Общая объемная льдистость озерно-

аллювиального ледового комплекса, слагающего Приморские низменности Якутии и долины крупных рек, составляет 60-80%.

Сильная степень активизации мерзлотных процессов в западном секторе криолитозоны до меридиана Енисея, в том числе на Европейском Севере возможна в тонкозернистых породах верхнего плейстоцена гляциально-морского, морского и ледникового генезиса с достаточно высокой льдистостью (0,4-0,6). К востоку от Енисея спектр ландшафтов с сильной степенью активизации встречается по всей территории криолитозоны. В пределах Приморских низменностей – это ледовый комплекс в арктической тундре с ее фрагментарной растительностью, протекторная роль которой ослаблена, а очень низкие температуры пород должны относительно быстро «гасить» активность процессов.

Южнее, в пределах Лено-Вилуйских возвышенных равнин, активизация процессов определяется широким распространением жильных льдов и значительным изменением теплообмена при нарушении растительности в средней тайге. Межгорные впадины в Прибайкалье и Забайкалье отнесены в эту группу из-за высокой активизации таких процессов, как наледообразование и пучение, связанных с сезонным и многолетним промерзанием в условиях жестких зимних погод (Сибирский антициклон).

Средняя степень активизации криогенных процессов определяется уменьшением льдосодержания, как правило, в песчаных и более грубых по составу породах. В эту группу входят также эпигенетически промерзшие гляциально-морские и ледниковые отложения, представленные суглинисто-супесчаными разностями, которые слагают относительно дренированные ландшафты. Опасность развития криогенных процессов увеличивается в соответствии с повышением температуры в результате резкого изменения теплообмена в летнее время при нарушении растительности в направлении от южной тундры к северной тайге. Основные регионы со средней степенью активизации сосредоточены на равнинах западной части криолитозоны и на Таймыре.

Умеренная степень активизации криогенных процессов связана с малым льдосодержанием песчаных и грубоскелетных рыхлых отложений, а также с сокращением площадей с многолетнемерзлыми породами, то есть с массивно-островным их распространением в северной тайге Западной Сибири и европейского Севера.

Слабая степень активизации криогенных процессов ожидается на южном пределе распространения мерзлых пород в западном секторе криолитозоны, где встречаются редкие острова мерзлоты, а активизация пучения в талых породах незначительна из-за песчаного состава пород, их небольшой влажности и быстрого восстановления вторичной растительности в пределах средней тайги.

Оценка активизации мерзлотных процессов *горных территорий* включает, как указывалось выше, дифференцированный анализ собственно горных ландшафтов и долин.

Сильная (горные ландшафты) и катастрофическая (долины) активизация может возникать в пределах возвышенных и холмистых предгорий в бассейне рек Лены, Яны, Индигирки и Колымы. Здесь на междуречьях развит достаточно мощных чехол льдонасыщенных ледниковых и водно-ледниковых отложений. Нарушение северо-таежной растительности увеличивает опасность активизации мерзлотных процессов. В долинах катастрофическая активизация связана как с широким развитием ледового комплекса с сингенетическими ледяными жилами, так и с резким изменением теплообмена на поверхности при нарушении растительности.

Средняя (горные ландшафты) и катастрофическая (долины) активизация мерзлотных процессов. В горных ландшафтах этому может способствовать сведение лиственничных редколесий и редкостойных лесов на междуречьях рек Лены и Яны; южнее (хребты Становой и Яблоневый), кроме растительности, развитию процессов благоприятствует повышение температуры многолетнемерзлых пород. На левобережье р. Лены в пределах плоскогорного рельефа увеличение мощности и льдистости рыхлого чехла создает фон для средней активизации процессов. В долинах северных регионов

опасность катастрофической активизации связана с высоким льдосодержанием пород (ледовый комплекс); с движением на юг — изменение условий тепло- и влагообмена может провоцировать развитие летом термокарста, термоэрозии, а зимой — наледообразования и пучения на больших площадях.

Средняя (горные ландшафты) и сильная (долины) активизация мерзлотных процессов. Сюда отнесены выровненные междуречья в центральной и южной частях Средне-Сибирского плоскогорья со среднетаежной растительностью. Нарушение растительности способствует активизации не только склоновых, но и “плакорных” процессов (термокарст, пучение, наледообразование). В пределах Колымского хребта средняя активизация процессов определяется более мягкими мерзлотными условиями, связанными с тихоокеанским влиянием и относительно меньшим распространением многолетнемерзлых пород. В долинах, однако, высокая льдистость аллювиальных и ледниковых отложений является благоприятным фоном для сильной активизации мерзлотных процессов.

Умеренная (горные ландшафты) и сильная (долины) активизация мерзлотных процессов. Умеренная активизация ожидается в верхнем поясе горных массивов с каменными пустынями и горными тундрами. Здесь практически отсутствует или сильно угнетена растительность; маломощен снежный покров; рыхлый чехол представлен грубыми и мало льдистыми породами. Поэтому предполагаемые нарушения естественной ситуации изменяют активность мерзлотных процессов по сравнению с естественными в умеренной степени. В долинах по-прежнему высокое льдосодержание рыхлых отложений является главной причиной сильной активизации процессов.

Умеренная (горные ландшафты) и средняя (долины) активизация мерзлотных процессов. К этой группе отнесены Алтай, Саяны, Камчатка в соответствии с относительно мягкими мерзлотными условиями из-за южного (Алтай, Саяны) и крайне восточного (Камчатка) положения горных стран. В долинах по той же

причине массивно-островное распространение мерзлых пород не позволяет оценить опасность активизации более, чем среднюю.

Слабая (горные ландшафты) и средняя (долины) активизация мерзлотных процессов. Сюда отнесены ландшафты платформ южного Забайкалья с подтаежными ландшафтами, островной мерзлотой и малой напряженностью собственно мерзлотных процессов на междуречьях. В долинах опасность наледообразования и пучения является причиной отнесения их к территориям со средней опасностью.

Слабая (горные ландшафты) и умеренная (долины) активизация мерзлотных процессов. К этим территориям отнесены хребты южной окраины криолитозоны (Буреинский, Сихотэ-Алинь) с островами мерзлых пород, которые в большей степени связаны с долинными комплексами. Именно в долинах опасность может быть оценена как умеренная из-за сезонного и, возможно, многолетнего промерзания, которое может сопровождаться пучением и наледообразованием.

Литература к главе 8

1. Востокова А.В., Тумель Н.В. Новая серия мерзлотно-экологических карт России. Геодезия и картография, 1997, №1. – С. 34-38.
2. Геоэкология СССР. Западная Сибирь. / Под ред. Э.Д. Ершова. – М., Недра, 1989. – 454 с.
3. Зотова Л.И., Тумель Н.В. Оценка воздействия нефтедобычи на мерзлотно-ландшафтно-экологические условия. Методическое пособие для разработки природоохранных мероприятий при проектировании нефтяных месторождений в северо-таежной зоне Зап. Сибири. – М., ПО Совинтервод, 1993, Гипротюменьнефтегаз. – С. 8-55.
4. Конищев В.Н., Тумель Н.В., Зотова Л.И. Эколого-географические проблемы криолитозоны. География на пороге третьего тысячелетия. Сб. тр. РГО. – СПб., 1995. – С. 81-91.
5. Кочуров Б.И. Геоэкология: экодиагностика и эколого-хозяйственный баланс территории. – Смоленск: СГУ, 1999. – 154 с.
6. Критерии и показатели острых экологических ситуаций. / М., Ин-т геогр. РАН, 1992. – 52 с.

7. Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки. – М.: Изд. Моск. Ун-та, 1970. – С. 353.
8. Общее мерзотоведение. / Под ред. В.А. Кудрявцева. – М., Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.
9. Природные опасности России. Геокриологические опасности. – М.: Изд-во фирма «Крук», 2000. – 315 с.
10. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 255 с.
11. Региональная криолитология. Уч. пособие. – М.: Изд. Моск. ун-та, 1989. – 256 с.
12. Тумель Н.В. Геоэкологические оценки в криолитозоне при региональных исследованиях. Мат-лы 2-ой конференции геокриологов России. Т. 4. – М.: Изд. Моск. ун-та, 2001. – С. 278-284.
13. Тумель Н.В., Востокова А.В., Папертева Н.А. Картографирование сезонного промерзания и протаивания в пределах СССР. Вестн. МГУ, сер. 5, география, № 4, 1989. – С. 30-37.
14. Тумель Н.В., Зотова Л.И. Мерзлотно-экологическая оценка состояния ландшафтов в результате антропогенных воздействий. М-лы 1-ой конференции геокриологов России. Кн. 2. – М., 1996. – С. 374-384.
15. Тумель Н.В., Зотова Л.И. Нарушение многолетнемерзлых пород / Российская Арктика на пороге катастрофы. – 1996. – С. 80-87.
16. Тумель Н.В., Снопков А.Е. Сезонное промерзание грунтов нечерноземной зоны РСФСР и его картографирование. Вестн. МГУ, сер. География, № 5.
17. Экологический Атлас России. / ЗАО «Карта», СПб, 2002. – С. 50-51.

Контрольные вопросы к главе 8

1. Типизация экологических ситуаций в криолитозоне.
2. Мерзлотно-экологическая ситуация в регионах добычи углеводородного сырья.

3. Мерзлотно-экологическая ситуация при добыче твердых полезных ископаемых.

4. Распространение, мощность и криогенное строение мерзлых пород как основа геоэкологических оценок состояния криогенных ландшафтов.

5. Особенности изучения температуры мерзлых пород и слоя сезонного протаивания и промерзания при геоэкологических исследованиях.

6. Криогенные процессы как интегральный показатель геоэкологических ситуаций.

7. Обоснование ранжирования степени активизации техногенных криогенных процессов.

8. Влияние природных условий на активизацию техногенных криогенных процессов.

9. Активизация криогенных процессов под влиянием техногенеза на равнинах криолитозоны.

**Фоновые характеристики репрезентативных урочищ
Большеземельской тундры**

Тип растительности	Индекс	Название урочища	Зональная приуроченность (геоботаническая и геофизиологическая подзоны)	Преобладающий тип вертикального строения современных ММП	Температура ММП, град.	Распространение ММП, %	Глубины СТС/СМС, м	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Лесной	1а	Полого-волнистые и слабохолмистые поверхности водоразделов и террас с елово-березовыми и еловыми ерниково-кустарничково-моховыми и мохово-лишайниковыми ассоциациями	Северная лесотундра (II)	Сливающаяся	0	до 70	0,6-1,3/ 0,5-1,2	На склонах долин участки несливающиеся ММП. Маломощная мерзлота менее 3 м
			Южная лесотундра (III)	Сливающаяся; маломощная	0	до 10	0,1-0,6/ 0,2-1,0	
			Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-0,2-0,3	
	1б	Плоские увлажненные поверхности водоразделов с елово-березовыми и елово-моховыми ассоциациями	Лесотундра (II,III), сев.тайга (IV)	Талые грунты			-0,2-0,7	
	1в	Полого-волнистые водораздельные поверхности с редколесными елово-березовыми мохово-лишайниковыми ассоциациями	Лесотундра (II,III)	Несливающаяся	0	до 5	0,6-1,2/ 0,1-0,5	
			Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-0,1-1,0	
	1г	Выровненные участки террас и водоразделов с елово-лишайниковыми ассоциациями	Южная лесотундра (III)	Сливающаяся	0...-0,5	до 30	0,3-1,1/ 1,0-1,5	
			Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-1,0-1,5	
	1д	Выровненные участки террас с сосново-березово-лишайниковыми ассоциациями	Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-0,1-0,5	
	1е	Плоские местами грядистые поверхности пойм со смешанными елово-березовыми кустарничково-травяно-моховыми ассоциациями	Лесотундра (II,III), Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-0,1-0,5	

Продолжение 1 таблицы

Поемный	2а	Плоские низкие поймы крупных рек	Южная тундра (I)	Сливающаяся	0	до 50	1,0-1,6/ 0,6-1,3	Интразональный ландшафтный тип
			Лесотундра (II,III), сев.тайга (IV)	Талые грунты			-/0,6-2,1	
	2б	Крупные ложбины стока, мелкие ручьи с ивняково-осоковыми ассоциациями	Южная тундра (I)	Сливающаяся, реже несквозной талик	0	до 50	0,4-0,9/ 0,4-1,2	Интразональный ландшафтный тип В южлесотундре встречены локаль- ные участки с ма- ломошной мерзло- той
			Лесотундра (II,III), Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-/0,4-0,9	
	2в	Долины мелких рек со смешанными лесами в тайге, крупными кустарника- ми в лесотундре и южтундре	Южтундра (I), сев. лесотундра (II)	Сливающаяся, реже несквозной талик	0	до 5	0,5-0,7/ 0,6-1,2	Интразональный ландшафтный тип
			Южлесотундра (III), Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-/0,5-1,5	
	2г	Слабонаклонная поверхность лайд и морского пляжа с ивняково-осоковыми ассоциациями	Южтундра (I)	Сложное сочетание мерзлых, талых и охлажденных грун- тов	0	Не опреде- лено	Нет данных	
Болотный	3а	Плоские топяные болота с травяными и травяно-сфагновыми ассоциациями	Сев.тайга (IV)	Талые грунты			Нет данных	
	3б	Плоские кочковатые болота с травяно- моховыми и кустарничково-травяно- моховыми ассоциациями	Сев.лесотундра (II)	Редкие блоки с ма- ломошной мерзлотой	0	до 5	0,3-0,5/ 0,1-0,8	
			Южлесотундра (III), Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-/0,2-0,6	
	3в	Грядово-мочажинные болота с кустар- ничково-травяно-моховыми ассоциаци- ями	Сев.тайга (IV)	Сливающаяся	0...-0,5	от 5 до 15	0,3-0,5/ 0,1-0,5	
	3г	Плоские обширные термокарстовые понижения с пушицево-осоково-мохо- выми ассоциациями	Южтундра (I)	Сливающаяся	0...-2,5	100	0,4-1,0/- 0,4-0,7	
			Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся	0...-0,5	от 70 до 100	0,5-0,6 -/0,5-0,7	
			Южлесотундра (III)	Талые грунты				

Продолжение 2 таблицы

Торфяни- ковый	4а	Плоские торфяники с багульниково-морошково-мохово-лишайниковыми ассоциациями на блоках и пушицево-осоково-сфагновыми в межблочьях	Южтундра (I)	Сливающиеся	-2,5...-3,5	100	0,4-0,7/-	
			Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся с участками несливающейся в межблочьях	0...-3,0	от 70 до 100	0,2-0,7/ 0,4-0,7	
			Южлесотундра (III)	Сливающаяся	0...-2,5	от 70 до 90	0,2-0,7/ 0,4-0,9	ММП на блоках
			Сев.тайга (IV)	Сливающаяся	0...-1,5	от 50 до 70	0,2-0,6/ 0,2-0,6	ММП на блоках
	4б	Плоские полигональные торфяники с багульниково-морошково-мохово-лишайниковыми ассоциациями на блоках и пушицево-осоково-сфагновыми в межполигональных понижениях	Южтундра (I)	Сливающаяся	-2,5...-4,0	100	0,2-0,7/-	
			Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся	-1,0...-3,0	100	0,2-0,5/-	
	4в	Плоские заозеренные торфяники с лишайниково-багульниковыми ассоциациями грядках и пушицево-осоково-сфагновыми на межрядовых участках	Южтундра (I)	Сливающаяся	0...-3,5	100	0,2-0,8/-	
	4г	Выпуклобугристые торфяники с лишайниково-багульниковыми ассоциациями на буграх и багульниково-морошково-сфагновыми с ерником в межбугровых понижениях	Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся	0...-3,0	от 60 до 80	0,2-0,8/ 0,3-0,8	ММП на буграх
			Южлесотундра (III)	Сливающаяся	0...-2,0	от 50 до 70	0,3-0,6/ 0,4-1,0	ММП на буграх
			Сев.тайга (IV)	Сливающаяся	0...-0,5	от 30 до 70	0,3-0,6/ 0,4-0,6	ММП на буграх
	4д	Хасыреи с ерниково-багульниково-лишайниковыми ассоциациями на буграх и осоково-сфагновыми и осоково-разнотравными на днищах	Южтундра (I)	Сливающаяся с участками маломощной	0...-2,0	от 10 до 100	0,4-0,8/ 0,7-0,9	Маломощные ММП приурочены к днищам
			Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся, преимущественно маломощная	0...-1,5	от 10 до 70	0,4-1,1/ 0,7-1,1	ММП на буграх

Продолжение 3 таблицы

Тундровый	5а	Плоско-волнистые поверхности междуречий с ерничково-ивняково-моховыми ассоциациями и единичными деревьями	Лесотундра (II,III)	Маломощная	0	до 5	0,3-0,9/ 0,3-1,4	ММП на оторфованных участках с сухими напочвенными покровами
			Сев.тайга (IV)	Талые грунты			-/0,1-0,6	
	5б	Слабовогнутые поверхности пологих склонов с ивняково-разнотравно-травяно-моховыми ассоциациями, с отдельными выпуклыми блоками с ерничково-ивняково-мохово-лишайниковыми ассоциациями	Южтундра (I)	Сливающаяся	0...'-2,0	от 10 до 30	0,6-1,2/ 0,5-1,1	ММП на блоках
			Сев.лесотундра (II)	Талые грунты			0,8-1,1	
	5в	Плоские поверхности междуречий и долин с ивняково-разнотравно-моховыми ассоциациями	Южтундра (I)	Слоистая; многослойная	0...'-1,5	от 5 до 90	0,7-1,2/ 0,5-1,0	
			Сев.лесотундра (II)	Талые грунты			-/0,2-0,6	СМС в песках до 1,5 м
	5г	Крупноблочные слабовсхолмленные поверхности водоразделов с багульниково-ерничково-лишайниково-моховыми с ивой ассоциациями на блоках и ерничково-ивняково-лишайниково-моховыми в межблочьях	Южтундра (I)	Сливающаяся на блоках, несливающаяся в межблочьях	-1...'-4	от 80 до 100	0,2-1,2/ 0,5-1,0	Талые грунты приурочены к межблочьям
			Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся	0...'-2,0	около 80	0,6-0,8/ 0,5-1,0	Сквозные талики в межблочьях
	5д	Среднеблочные поверхности полого-волнистых и плоских водоразделов с багульниково-ерничково-лишайниково-моховыми с ивой и ерничково-ивняково-лишайниково-моховыми с багульником ассоциациями на блоках и ивняково-моховыми в межблочьях	Южтундра (I)	Сливающаяся на блоках, несливающаяся в межблочьях	-1...'-3	от 80 до 100	0,2-0,7/ 0,4-0,9	Сквозные талики в межблочьях
			Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся на блоках	0...'-2,5	от 70 до 90	0,4-1,4/ 0,5-1,1	Сквозные талики в межблочьях
			Юж.лесотундра (III)	Сливающаяся, реже слоистая на блоках	0...'-1,5	от 60 до 80	0,3-0,8/ 0,3-1,0	Сквозные талики в межблочьях

Продолжение 4 таблицы

5е	Мелкополигональные поверхности водоразделов и надпойменных террас с лишайниково-водянично-амприковыми ассоциациями	Южтундра (I)	Сливающаяся, в межполигональных понижениях участками несливающаяся	-1...'-3,5	100	0,9-1,8/ 0,8-1,6	
		Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся	0...'-2,0	от 60 до 100	0,5-2,0/ 0,5-0,8	Сквозные талики в межполигональных понижениях
		Южлесотундра (III)	Сливающаяся	0...'-1	от 70 до 95	1,0-2,0/ 1,0-1,7	Сквозные талики в межполигональных понижениях
5ж	Нечеткоблочные поверхности полого-волнистых водоразделов с ерниково-ивняково-лишайниково-моховыми и ивняково-разнотравно-осоковыми ассоциациями	Южтундра (I)	Сливающаяся	-1...'-3,5	100	0,5-2,0/-	
		Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся с участками маломощной	0...'-2,0	от 90 до 100	0,3-1,2/ 0,8-1,2	Сквозные талики на более увлажненных участках
		Южлесотундра (III)	Сливающаяся с участками маломощной	0...'-0,5	от 60 до 70	0,5-2,0/ 0,5-2,0	Сквозные талики на более увлажненных участках
5з	Плоские придолинные поверхности увалистых и плоских междуречий с осоково-пушицево-злаково-мохово-лишайниковыми и ерниково-ивняково-лишайниково-моховыми ассоциациями	Южтундра (I)	Сливающаяся	-1...'-3,5	100	0,8-1,4/-	
		Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся	0...'-2,0	100	0,6-2,0/-	
5и	Холмообразные поверхности водоразделов с лишайниково-водянично-амприковыми со злаками и кустарничками ассоциациями	Южтундра(I)	Сливающаяся, редкие сквозные талики между холмами	-3...'-4,5	100	0,6-2,0/ 0,6-0,8	
5к	Блоково-рядовые поверхности склонов водоразделов с ерниково-ивняково-мохово-лишайниковыми и ерниково-багульниково-лишайниковыми ассоциациями на блоках и ивняково-разнотравными в межблочьях	Южтундра (I)	Сливающаяся	-0,5...'-2,5	от 70 до 90	0,2-1,0/ 0,4-0,8	Сквозные талики в межрядовых понижениях

Окончание таблицы

	5л	Плоские и наклонные поверхности надпойменных террас с кустарничково-мохово-лишайниковыми с осокой ассоциациями	Южтундра (I)	Сливающаяся, реже несливающаяся	0...'-3,5	100	0,5-1,6/ 0,8-1,6	Несквозные и сквозные талики на более увлажненных участках
			Сев.лесотундра (II)	Сливающаяся	0...'-2,0	от 30 до 70	1,5-2,5/ 1,2-2,5	
	5м	Мелкоблочные поверхности водоразделов с комплексной тундровой растительностью	Южтундра (I)	Сочетание участков со сливающейся и несливающейся мерзлотой	0...'-2,0	около 90	0,6-1,2/ 0,9-1,3	Несквозные талики приурочены к переувлажненным участкам, сложенным с поверхности песком
	5н	Мелкоблочные поверхности террас крупных озер с комплексной тундровой растительностью	Южтундра (I)	Сливающаяся	0...'-1	около 50	0,2-0,6/ 0,8-1,2	Талики приурочены к переувлажненным участкам, сложенных с поверхности песком
	5о	Плоские мелкоочковатые поверхности водоразделов с осоково-пушицево-моховыми с кустарничками и багульником ассоциациями	Лесотундра (II,III)	Маломощная	0	100	0,2-0,4	

Распространение ММП: I – сплошное; II – прерывистое; III – массивно-островное; IV – островное

Методика расчета глубин СТС-СМС (Фельдман, 1977)

Расчет СМС

1. Участок без снежного покрова

$$\xi_{\tilde{n}\tilde{i}\tilde{n}} = \left[\frac{\hat{A}_1}{2\dot{A}_1} + \sqrt{\left(\frac{\hat{A}_1}{2\dot{A}_1} \right)^2 + \frac{2,17\lambda_i |t_{\hat{a},\zeta\tilde{e}\tilde{i}}|}{\dot{A}_1}} \right] \cdot \sqrt{\tau_{\zeta\tilde{e}\tilde{i}}}$$

$$\dot{A}_1 = 80\gamma_{\tilde{n}\tilde{e}}(W - W_{i\zeta}) + \frac{1,33\lambda_T - t_{\tilde{n}\tilde{o}}}{\sqrt{\pi}\dot{a}_T}$$

$$\hat{A}_1 = \frac{0,85 \cdot \lambda_i |t_{\hat{a},\zeta\tilde{e}\tilde{i}}|}{\sqrt{\pi a_M}} + \frac{2\lambda_o t_{cp}}{\sqrt{\pi a_T}}$$

2. Участок со снегом

$$\xi_{\tilde{n}\tilde{i}\tilde{n}} = \left[\sqrt{S_{ci}^2 + \frac{2\lambda_i |t_{\hat{a},\zeta}| \cdot \tau_{\zeta\tilde{e}\tilde{i}}}{80\gamma_{\tilde{n}\tilde{e}}(W - W_{i\zeta}) + \frac{1}{2}\tilde{N}_i |t_{\hat{a},\zeta}|}} - S_{\tilde{n}\tilde{i}} \right] \cdot \dot{I}$$

$$Q_{i\tilde{o}} = 80\gamma_{\tilde{n}\tilde{e}}(W - W_{i\zeta}) + \frac{1}{2}\tilde{N}_i |t_{\hat{a},\zeta}|$$

$$\dot{I} = \frac{-\hat{A}_4 + \sqrt{\hat{A}_4^2 + \frac{2\lambda_i |t_{\hat{a},\zeta}|}{\dot{A}_4}}}{\sqrt{\frac{2\lambda_i |t_{\hat{a},\zeta}|}{80\gamma_{\tilde{n}\tilde{e}}(W - W_{i\zeta}) + \frac{1}{2}\tilde{N}_i |t_{\hat{a},\zeta}|}}}$$

$$\hat{A}_4 = \frac{\lambda_o \cdot t_{\tilde{n}\tilde{o}}}{\sqrt{\pi \dot{a}_o} \dot{A}_4}; \dot{A}_4 = Q_{i\tilde{o}} + \frac{1,33\lambda_o t_{cp}}{\sqrt{\pi} \dot{a}_o}$$

При расчете S_{ch} принимаем мощность снега как $Z_{ch} + Z_m$

Расчет СТС

1. Влияние мха учитывается через температурную поправку (Δt_m)

$$\xi_{\tilde{n}\tilde{o}\tilde{n}} = \left[-\frac{\hat{A}_1}{2\dot{A}_1} + \sqrt{\left(\frac{\hat{A}_1}{2\dot{A}_1} \right)^2 + \frac{2,17\lambda_i t_{\tilde{n}\tilde{o}} \cdot \ddot{e}\ddot{a}\ddot{o}}{\dot{A}_1}} \right] \cdot \sqrt{\tau_{\ddot{e}\ddot{a}\ddot{o}}^*}$$

* – с учетом периода протаивания мха

$$A_1 = 80\gamma_{ск} (W - W_{нз}) - \frac{1,33\lambda_m t_{cp}}{\sqrt{\pi a_m}}$$

$$B_1 = \frac{0,85 \cdot \lambda_T t_{нов.лет}^*}{\sqrt{\pi a_T}} + \frac{2\lambda_m t_{cp}}{\sqrt{\pi a_M}}$$

$$t_{cp} = (1,4 \div 1,5)t_\xi$$

$$t_\xi \approx t_\theta + \Delta t_{ch} \pm \Delta t_p \quad (t_\xi \approx t_0)$$

2. Влияние мохового покрова учитывается через термическое сопротивление мха (R_n)

$$\xi_{mc} = h_n + \left[(-R_n) \cdot \lambda_T \right] + \sqrt{(R_n \lambda_T)^2 + \frac{2\lambda_T \Omega_p}{Q_{ПТ}}} M_2$$

$$M_2 = \frac{\left(B_4 + \sqrt{B_4^2 + \frac{2\lambda_T t_p}{A_4}} \right)}{\sqrt{\frac{2\lambda_T t_p}{Q_{ПТ}}}}$$

$$\Omega_p = t_p \tau_l \text{ (или } t_B^\lambda \cdot \tau_{лет} \text{)}$$

$$t_p \approx t_B^\lambda$$

$$Q_{ПТ} = 80\gamma_{ск} (W - W_{нз}) + \frac{1}{2} C_T t_B^\lambda$$

$$A_4 = Q_{ПТ} - \frac{1,33\lambda_m - t_{cp}}{\sqrt{\pi a_M}};$$

$$t_{cp} = (1,4 \div 1,5)t_0$$

$$B_4 = \frac{\lambda_m t_{cp}}{\sqrt{\pi a_M} A_4}, \text{ где:}$$

t_0 – температура грунта;

$t_{в.зим.}$ – температура воздуха за зимний период $t_{зим.}$;

$t_{нов.лет.}$ – температура воздуха за летний период $t_{лет.}$;

λ , C , a – соответственно теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность талого ($т$) или мерзлого ($м$) грунта;

$\rho_{ск}$ – плотность сухого грунта;

W , $W_{нз}$ – соответственно влажность грунта естественная (суммарная) и за счет незамерзшей воды;

$S_{сн}$ – эквивалентный слой снега;

$Z_{сн}$ и Z_m – соответственно толщина снега и мха.