

МЕТОДЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

МЕТОДЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Под редакцией *Э.Д. Ершова*

Допущено Министерством образования и науки Российской Федерации
в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению 511000 "Геология" и
специальности 011400 "Гидрогеология и инженерная геология"

Издательство
Московского университета
2004

УДК 551.341; 624.139
ББК 26.36
М54

Reviewers:

Geocryology Department of Yakutian State University;
Doctor of Science in Geology, Professor, Academician V. V. *Baulin*

Methods of geocryological investigation: Manual for high school / Ed.
by E.D. Ershov. — Moscow: Moscow University Press. 2004. — 512 p.

Field, laboratory, mathematical modelling methods of frozen ground studying are discussed in this manual. Methodical experience on the studying strategy of the permafrost temperature regime, composition, structure and properties of frozen ground is systematized. Studying methods of geocryological processes and phenomena are considered and also methods of the permafrost engineering research are represented.

Рецензенты:

кафедра мерзлотоведения Якутского государственного университета;
доктор геол.-минер. наук, профессор,
действительный член РАН *В. В. Баулин*

Методы геокриологических исследований: Учеб. пособие / М54
Под ред. Э.Д. Ершова. — М.: Изд-во МГУ. 2004. — 512 с: ил.
ISBN 5-211-06121-7

В учебном пособии рассмотрены полевые, лабораторные и расчетные методы изучения мерзлых пород. Впервые наиболее полно обобщен и систематизирован методический опыт по изучению температурного режима и формирования слоев сезонномерзлых, сезонноталых и многолетнемерзлых пород, состава, строения и свойств мерзлых пород; рассмотрены методы изучения мерзлотно-геологических процессов и явлений, инженерно-геологических исследований в криолитозоне.

Для студентов и аспирантов, обучающихся по направлению «Геология», специализирующихся по гидрогеологии, геокриологии, инженерной геологии, а также научных работников, инженеров-строителей и специалистов по охране окружающей среды.

УДК 551.341
ББК 26.36

ISBN 5-211-26121-7

© Издательство Московского
университета, 2004

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие «Методы геокриологических исследований» представляет собой коллективный труд сотрудников кафедры геокриологии геологического факультета МГУ, обобщивший общепринятые и наиболее апробированные методы геокриологических исследований. Издание такой работы предопределено бурным развитием как теоретических, так и практических аспектов геокриологии. Современные темпы хозяйственного освоения районов, расположенных в области многолетней мерзлоты, диктуют необходимость ее всестороннего и глубокого изучения — температурного режима, состава и свойств мерзлых пород, — на основе которого могут быть выданы геокриологические рекомендации по рациональному использованию мерзлых пород и охране окружающей среды в криолитозоне. Естественно, что решение такого рода задач немыслимо без разработки надежных и эффективных методов исследования в криолитозоне.

Раздел I посвящен изучению состава, строения и свойств мерзлых пород. Рассмотрены методы изучения содержания незамерзшей воды, температуры замерзания и оттаивания пород, криогенного строения пород и подземных льдов, теплофизических и массопроводных свойств талых и мерзлых пород, электрических, акустических и физико-механических свойств мерзлых и оттаивающих пород.

В разделе II описаны методы изучения температурного режима мерзлых пород. Проанализированы методы расчета радиационной поправки на среднегодовую температуру и годовую амплитуду температур на дневной поверхности, влияния снежного и растительного покровов, состава и свойств пород на температурный режим пород, влияния водного покрова на температурный режим донных отложений; рассмотрено применение формулы В.А. Кудрявцева для определения глубин сезонного промерзания (оттаивания) и многолетнего промерзания пород. Представлены полевые методы изучения температурного режима пород, глубины оттаивания и промерзания пород, определения составляющих радиационно-теплогового баланса поверхности, проведения снегомерной съемки и исследования влияния растительности на температурный режим пород.

Раздел III охватывает методы изучения мерзлотно-геологических процессов и явлений — собственно криогенных (морозобойное растрескивание пород, формирование повторно-жильных образований, морозное пучение, термокарст и др.), термогидрогенных (термоабразия, термоэрозия) и гравитационных (солифлюкция, курумообразование) процессов.

В разделе IV изложены расчетные методы инженерно-геологических исследований в криолитозоне. Рассмотрены расчеты нормативных глубин сезонного оттаивания и промерзания грунтов, вентилируемого подполья, чаши оттаивания под зданиями, способы мелиорации мерзлых грунтов, механическое взаимодействие зданий и сооружений с многолетнемерзлыми грунтами.

Учебное пособие «Методы геокриологических исследований» является первой попыткой наиболее полно обобщить существующие методы изучения геокриологических условий и факторов в криолитозоне. При написании пособия использован более чем 50-летний опыт проведения практических занятий по курсу «Общая геокриология» на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ.

Пособие предназначено для изучения и преподавания геокриологии в университетах и вузах России и за рубежом.

В написании учебного пособия принимали участие: Э.Д. Ершов (Предисловие; 2.1, 2.2, 2.3, 2.4; 3.1, 3.2; 6.1; 7.4, 7.5; гл. 9), С.Н. Булдович (7.4, 7.8; гл. 8), Г.И. Гордеева (гл. 9), Т.Ю. Шаталова (9.1), В.Н. Зайцев (гл. 1; 10.1), О.М. Лисицына (7.1, 7.2, 7.3, 7.5, 7.6, 7.7, 7.9, 7.10), Ю.Д. Зыков (гл. 5), СЕ. Гречищев (6.4), Р.Г. Мотенко (2.1, 2.2, 2.3, 2.4; 4.1), В.В. Рогов (3.3), Е.М. Чувилин (2.5; 3.1, 3.2), В.Г. Чеверев, И.Ю. Видяпин (4.2; 10.2), Л.Т. Роман (6.3), Л.В. Шевченко, С.С. Волохов (6.1, 6.2), Е.Н. Оспенников (3.4; 10.3; гл. И; гл. 12), А.И. Тюрин (12.2), СЮ. Пармузин (гл. 13; 16.3), Л.Н. Хрусталева, Л.В. Емельянова (гл. 14; гл. 15; 16.1, 16.2).

Разработка структуры и содержания работы, руководство при ее написании и научное редактирование осуществлены Э.Д. Ершовым.

В подготовке к изданию принимали участие О.Н. Патрик (общее редактирование) и Н.В. Гордеева (рисунки и набор текста).

РАЗДЕЛ I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

ГЛАВА 1

ОТБОР, УПАКОВКА, ТРАНСПОРТИРОВКА, ХРАНЕНИЕ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

При опробовании и отборе образцов (монолитов) мерзлых пород для последующих исследований, как правило, ставятся две основные цели: во-первых, получение классификационных показателей для всех доступных к исследованию в лабораторных условиях разновидностей пород и, во-вторых, выявление закономерностей изменения свойств пород по возможности для всех выделяемых геолого-генетических комплексов и литолого-фациальных типов мерзлых толщ по площади и глубине. При этом количество и объем отдельных отбираемых образцов (монолитов) мерзлой породы зависят от целей и задач проводимых исследований. Так, например, с укрупнением масштаба геокриологической или специальной инженерно-геокриологической съемки повышается роль лабораторных исследований и увеличивается количество определяемых показателей состава, строения, состояния и свойств мерзлых пород, что на детальных стадиях исследований необходимо для выбора наиболее точных расчетных значений характеристик физико-механических и других свойств пород, для прогноза их изменений в связи со строительством (или другими видами хозяйственного освоения) и выработки принципов и приемов управления этими свойствами.

Отбор образцов мерзлых пород может производиться из разрезов естественных (речных, озерных, морских, термоэрозионных и др.) и искусственных (стенки карьеров, котлованов, шахт, штолен и т.п.) обнажений, а также из шурфов и кернов скважин, пройденных способом колонкового бурения.

Работам по отбору образцов из обнажения предшествуют визуальное изучение, пикетаж обнажения по простиранию и высоте, тщательная документация и расчленение вскрытого разреза мерзлых пород на отдельные горизонты, слои, линзы. Расчленение разреза производится на основе общегеологических принципов и данных (гранулометрический состав, оторфованность, цвет, наличие фаунистических остатков и т.д.), что подробно описано в [3].

Однако, учитывая специфику мерзлого состояния пород, которое обуславливает необходимость определения дополнительных, по сравнению с немерзлыми породами, показателей состава, строения и свойств — обязательных элементов инженерно-геокриологической оценки, разрез многолетнемерзлых пород дополнительно расчленяется по характеру криогенного строения и льдистости пород, в том числе по выделению горизонтов, слоев, линз, жил мономинеральных включений льда различной генетической принадлежности. При отборе образцов из обнажений следует иметь в виду, что «стенка» обнажения должна быть зачищена до многолетнемерзлых пород в их естественном состоянии, так как нередко обнажение «бронировано» с поверхности слоем оплывшей или оползшей породы, который промерз предыдущей зимой и к моменту изучения и опробования обнажения мог оттаять не полностью.

При отсутствии естественных и искусственных обнажений рекомендуется заложение выработок (шурфов и скважин) для полевого изучения разреза и отбора образцов мерзлых пород по профилям с пересечением по возможности всех выделяемых элементов рельефа и ландшафтных микрорайонов и связанных с ними геолого-генетических комплексов и литолого-фациальных типов пород. Место заложения шурфов и скважин может быть уточнено с использованием комплекса опережающих электроразведочных работ (электропрофилирование и вертикальное электрозондирование) и построенных на их основе геоэлектрических разрезов.

Точки отбора образцов назначаются в каждом горизонте или слое пород, которые отличаются своим составом, криогенной текстурой, льдистостью или свойствами от других пород разреза.

Место отбора образцов выбирается наиболее просто, если есть основание в пределах выделенных слоев предположить статистическую модель распределения значений изучаемых показателей состава, строения и свойств. При этом используется принцип равнопредставительности, означающий необходимость получения характеристик всех выделенных слоев с одинаковой достоверностью. Это предопределяет необходимость увеличения числа образцов в слоях наиболее неоднородных или важных для понимания закономерностей формирования состава, строения и свойств и соответственно уменьшения их числа в слоях, более однородных по составу, криогенному строению и льдистости или менее важных. При этом необходимо учитывать, насколько выполняемые в дальнейшем анализы важны для решения задач конкретных исследований. Так, для оценки несущей способности массива пород

детальность его изучения в целом увеличивают вверх по разрезу и наиболее подробно исследуют даже небольшие по мощности слои слабых или льдонасыщенных грунтов.

Статистическая модель распределения некоторых показателей состава, строения и свойств мерзлых пород принципиально невозможна. Известно, например, о постепенном изменении с глубиной льдистости в эпикриогенных толщах мерзлых пород супесчано-суглинистого состава морского происхождения, широко распространенных на севере Западной Сибири. Для решения многих геокриологических задач, помимо среднего для слоя значения состава, строения и свойств, необходимо знать их экстремальные значения, например наиболее низкую температуру пород, наибольшую льдистость и т.п. Это может быть достигнуто, если при размещении точек отбора образцов руководствоваться общими тенденциями изменчивости изучаемых показателей по площади и глубине.

При инженерных изысканиях, регламентирующих достоверность (точность и надежность) нормативных и расчетных характеристик, и при наличии количественной оценки неоднородности состава и свойств изучаемого массива мерзлых пород минимально необходимое и достаточное количество образцов может быть рассчитано по формуле

$$n = \frac{\alpha^2 \sigma^2}{\delta^2 \bar{x}^2}, \quad (1.1)$$

где n — необходимое и достаточное число определений; α — коэффициент, определяющий надежность; δ — относительная ошибка определения среднего; $\bar{x}$ — среднее значение показателя;

σ — квадратичное отклонение среднего.

Значение коэффициента α для характеристик мерзлых грунтов при расчете как по несущей способности, так и по деформации допускается принимать равным 0,85, а для оснований фундаментов наиболее ответственных сооружений, например опор мостов, — 0,9.

Отбор образцов мерзлых пород, в особенности монолитов, по сравнению с немерзлыми породами, отличается гораздо большей сложностью и трудоемкостью, главным образом потому, что мерзлые породы могут содержать неравномерно распределенные ледяные шлиры разной толщины и ориентировки, которые создают дополнительную неоднородность породы. Кроме того, рыхлые мерзлые породы, по сравнению с рыхлыми талыми, отличаются гораздо большей прочностью и одновременно, при динамическом воздействии за счет шлировых ледяных включений, значительной хрупкостью.

В соответствии с ГОСТ 12071—84 образцы и монолиты мерзлого грунта (породы) отбирают при отрицательной температуре окружающего воздуха или в теплое время года при условии немедленной их теплоизоляции или доставки в хранилище с отрицательной температурой воздуха. Горные выработки для отбора монолитов мерзлых пород необходимо проходить без предварительного протаивания грунта и при условии предохранения места отбора монолита от протаивания и подтока надмерзлотных вод.

Из обнажений и шурфов монолиты мерзлых пород и льдов обычно отбираются с помощью топора, лопаты, пилы-ножовки и монолитного ножа. В том случае, когда отбор производится из мерзлых обломочных пород или галечников с разной степенью заполнения льдом и мелкоземом, нельзя обойтись без кайла или лома.

При отборе монолита в виде параллелепипеда или куба на свежезачищенной горизонтальной поверхности шурфа или вырубленной ступени обнажения намечают контуры монолита несколько больше требуемого размера. При этом размер стороны куба должен быть не менее 10 см для глинистых и песчаных грунтов, не менее 20 см — для дресвяных и гравийных грунтов и не менее 30 см — для щебенистых и галечниковых грунтов. Вначале удаляют грунт вокруг намеченных контуров, оставляя грунтовый столбик (целик грунта). Затем подрезают (или подрубают) нижнюю грань, отделяя монолит от массива грунта. Грани монолита зачищают, доводя его до необходимых размеров. Однако, исходя из практического опыта, следует отметить, что иногда при высокой степени льдистости и «поясковых» или толстошлировых криогенных текстурах для лабораторных исследований необходимы образцы высотой более 70—100 мм (требования ГОСТ и СНиП) с равнопредставительным количеством толстых шлиров (или «поясков») и вмещающей мерзлой породы. В таких случаях требуется отбор монолитов, где самая длинная грань параллелепипеда имеет длину не менее 30—40 см.

Технология отбора монолитов природных подземных льдов примерно такая же, как и для мерзлых тонкодисперсных пород. Но при этом следует учитывать, что лед, в отличие от вмещающей, даже высокольдистой породы, обладает меньшей прочностью и способностью к хрупкому разрушению при ударном воздействии на него пробоотборных инструментов.

Наибольшие трудности могут возникнуть при отборе образцов и монолитов засоленных мерзлых тонкодисперсных отложений, в особенности при морском типе засоления. В засоленных осадках супесчано-суглинистого состава уже при засоленности 0,5—1% температура начала замерзания поровой влаги становится

ниже $-2...-3^{\circ}\text{C}$, а при более высокой засоленности она опускается еще ниже. Таким образом, чтобы избежать таяния внутригрунтового льда и перераспределения влаги, образцы и монолиты мерзлых засоленных пород должны отбираться при гораздо более низких температурах (ниже $-3...-5^{\circ}\text{C}$), чем образцы незасоленных пород.

Для вырезания монолитов (образцов) цилиндрической формы используют тонкостенные режущие кольца. Режущее кольцо устанавливается острым торцом на поверхность грунта. Нажатием его немного вдавливают в грунт. Грунт обрезают по образующей поверхности кольца на глубину 1—1,5 см, оставляя грунтовый столбик диаметром, на 1,5—2 мм большем внутреннего диаметра кольца. Снова нажимают на кольцо, заставляя целик грунта заходить в режущее кольцо, не допуская при этом перекоса. Операцию вырезания целика грунта и насаживания на него режущего кольца выполняют до тех пор, пока целик грунта не выступит на несколько миллиметров выше его торца. Затем грунт подрезают снизу, отделяют образец с кольцом от массива грунта и срезают с торцов грунт заподлицо с гранями режущего кольца. Допускается отбор монолитов мерзлого грунта произвольной формы, но с сохранением вышеуказанных размеров как минимальных.

Довольно часто монолиты (образцы) мерзлых пород отбираются из кернов скважин, пройденных колонковым бурением, причем оптимальным считается бурение в зимний период с продувкой скважины холодным воздухом. Особенно эффективно колонковое вращательное бурение с использованием пневмоударного импульса и продувкой забоя скважины воздухом. В зимнее время при использовании данного метода даже льдистые галечники и щебенистые породы, сцементированные льдом и мелкоземом, составляют 100% выхода керна без нарушения сплошности и естественного криогенного строения. Для отбора образцов и монолитов мерзлых пород допускается также колонковое бурение всухую (без промывки скважины водой или буровым раствором) с укороченной длиной рейса (до 0,3—0,4 м) при частоте вращения бурового инструмента не более 60 об/мин и минимальном давлении на забой. В этом случае оттаявшую и нарушенную при бурении периферийную зону керна тщательно зачищают. Диаметр мерзлых образцов дисперсных пород, отбираемых из кернов скважин, должен быть не менее 94 мм при высоте не менее одного диаметра, а диаметр кернов мерзлых крупнообломочных пород — не менее 200 мм. Ориентировочные сведения о форме, массе и размерах образцов и монолитов мерзлых пород, а также их количестве, необходимом для лабораторного исследования состава, строения и свойств этих пород, приведены в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Оrientировочные данные о сложении, форме, массе или размере образцов мерзлых пород и их количестве, необходимых для исследования состава, строения и свойств

№ п/п	Вид исследования	Сложение образца	Сохранение льдистости	Форма образца и вид его упаковки	Масса или размер образца*	Число образцов				
1.	Агрегатный и микроагрегатный составы	нарушенное	да	любая, полиэтиленовый мешочек	200 г	1				
2.	Гранулометрический состав		нет	любая, обычный мешочек	200 г	1				
3.	Минеральный состав									
4.	Химический состав		да	любая, полиэтиленовый мешочек	200 г	1				
5.	Влажность и льдистость породы						любая, алюминиевый буюкс	200 г	1	
6.	Содержание незамерзшей воды	естественное								кубик или цилиндр, монолит
7.	Криогенные текстуры		куб, параллелепипед или цилиндр, монолит	размеры монолита превышают в несколько раз размеры прослоев льда	1					
8.	Микростроение					10 x 10 x 10 см ³ ; <i>l=d=10 см</i>	1			
9.	Структура порового пространства									
10.	Плотность минеральных частиц	нарушенное	нет	любая, обычный мешочек	50 г	1				

11.	Плотность и пористость породы	естественное	для	куб, параллелепипед, цилиндр, неправильная форма, монолит	1000 см ³	1
12.	Размываемость и размокаемость			куб, параллелепипед или цилиндр, неправильная форма, монолит	10 x 10 x 10 см ³ ; <i>l=d= 10 см</i>	2
13.	Морозостойкость				15x15x15 см ³ ; <i>l= 1,5 см; d= 10 см</i>	1
14.	Температурные деформации				10 x 10 x 10 см ³ ; <i>l=d= 10 см</i>	1
15.	Температура замерзания и оттаивания				15x15x15 см ³ ; <i>l= 15 см; d= 10 см</i>	2
16.	Теплоемкость и теплопроводность					1
17.	Массообменные свойства: а) коэфф. диффузии б) коэфф. влагопроводности					
18.	Электрические и акустические свойства: а) электропроводность б) диэлектрическая проницаемость в) коэфф. поляризуемости г) скорость распространения упругих колебаний				10 x 10 x 10 см ³ ; <i>l=d= 10 см</i>	2
19.	Пучинистые и усадочные свойства			куб, монолит	20 x 20 x 20 см ³	1
20.	Механические свойства: а) ползучесть б) вязкость в) сжимаемость г) прочность на сжатие, растяжение, сдвиг д) эквивалентное сцепление е) смерзаемость ж) осадка при оттаивании					1

' Для образцов цилиндрической формы: / — высота, *d* — диаметр.

Упаковка образцов мерзлых пород в холодные периоды года, при температуре воздуха ниже -5°C , не вызывает больших проблем и не отличается сложностью. При этом консервацию монолитов производят непосредственно на месте их отбора. На верхнюю поверхность монолита кладут помещенную в непромокаемый прозрачный полиэтиленовый пакет этикетку, на которой указывают: наименование организации, проводящей исследования; местонахождение пункта, где отобран образец; название, вид и номер горной выработки; номер образца; глубину отбора монолита; наименование грунта по визуальным признакам; характеристику криотекстуры в месте взятия монолита; должность и фамилию лица, производившего отбор, — должны стоять его подпись и дата отбора монолита. Этикетку четко заполняют простым графитовым карандашом или шариковой ручкой. Затем монолит обматывают двумя-тремя слоями марли и при отрицательной температуре воздуха обливают водой с температурой, близкой к 0°C , до тех пор, пока вся поверхность монолита не покроется слоем льда толщиной не менее 1 см, или парафинируют при температуре расплава не выше 60°C . Для увеличения пластичности парафина к нему можно добавить до 50% гудрона. После этого в монолит вмораживается или впарафинивается вторая этикетка, на которой указывают верх монолита.

Монолиты грунтов, отбираемые в режущие кольца, отправляют в лабораторию в тех же кольцах, проведя предварительно консервацию открытых граней монолита. Для этого торцы колец покрывают несколькими слоями марли, обливают водой до получения необходимого слоя льда и на верхнюю грань помещают этикетку.

При отборе монолитов мерзлых пород и природных льдов в теплый период года необходимо как можно быстрее, в течение до 1—2 часов, доставить их во временное хранилище с отрицательной температурой воздуха (шахту, штольню, холодильную камеру и т.п.). Для доставки монолитов в хранилище можно использовать переносные сумки-термосы с замороженными фреоновыми элементами. Внутренний объем сумки — до $40\text{—}50\text{ дм}^3$, внутри нее отрицательная температура может сохраняться в течение длительного времени (до суток и более). Если при доставке монолита в хранилище все-таки произошло его частичное оттаивание, то перед консервацией по описанной выше схеме оттаявший слой грунта необходимо удалить с поверхности монолита.

Законсервированные образцы (монолиты) мерзлой породы, предназначенные для транспортировки в лабораторию, находящуюся на значительном расстоянии от места отбора (или временного хранения), упаковываются в жесткую тару (деревянные, металлические, пластмассовые ящики или термосы). Масса ящиков, включая монолиты, не должна превышать 40—50 кг. При укладке монолитов в ящики их отделяют друг от друга и от стенок слоем (толщиной 3—4 см) теплоизоляционного материала (древесные опилки, стружка, мох, пенопласт или пенопластовая крошка и т.п.). Под крышку ящика необходимо положить завернутую в непромокаемый полиэтиленовый пакет ведомость образцов (монолитов). Ящики нумеруют и снабжают надписями: «Верх», «Не бросать», «Не кантовать», а также адресами отправителя и получателя.

Транспортировка и хранение образцов мерзлых пород. Сроки транспортировки и хранения должны быть максимально сжатыми. По возможности транспортировку монолитов и образцов мерзлых пород следует производить при отрицательной температуре. Оптимальная температура для этого, как и последующего хранения мерзлых пород, — 5...-10°C. При воздушной транспортировке ящики с монолитами желательно помещать в грузовом холодном отсеке самолета, при железнодорожных перевозках — в холодильных камерах вагонов-рефрижераторов, при автоперевозках — в автомобилях-рефрижераторах или же в автомобилях, оборудованных специальными холодильниками. При транспортировке мерзлых тонкодисперсных пород следует избегать резких колебаний температуры, которые могут вызвать перераспределение внутригрунтовой влаги и соответственно перестройку (изменение) криогенного строения.

При хранении образцов и монолитов мерзлых пород до их лабораторных исследований воздух в помещениях или камерах должен иметь относительную влажность 80—90% при температуре от -5 до -10°C. Согласно ГОСТ 12071—84, монолиты грунта, имеющие повреждения гидроизоляционного (защитного) слоя и дефекты упаковки или хранения, допускается принимать к лабораторным испытаниям только как образцы грунта нарушенного сложения. При длительном хранении монолитов два раза в месяц проверяется сохранность их изоляции и в случае обнаружения трещин их немедленно заделывают ледяным или парафиновым покрытием.

Таблица 1.2

**Журнал для регистрации образцов мерзлых пород,
поступивших в лабораторию**

12344	Лабораторный №
14.10.81 г.	Дата поступления образца
п. Харасавэй	Место взятия
скв. 24	Номер выработки
5,0–5,2	Глубина взятия, м
тП ²	Геолого-генетический индекс
супесь легкая	Полевое наименование грунта
монолит	Сложение
мерзлое	Состояние
сетчатая	Криогенная текстура
лед	Род упаковки
полный комплекс	Наименование лабораторных определений
07.04.82 г.	Дата окончания лабораторных испытаний
	Примечание
Иванов	Расписка в получении результатов испытаний

Схема последовательности изучения состава, строения и свойств мерзлых горных пород. Исследованию состава, строения и свойств образцов мерзлых пород предшествует детальное изучение и описание их макростроения, при котором отмечаются основные особенности строения (литологическая слоистость, цвет, органические и другие включения и т.п.) и распределения льда в породе с характеристикой криогенных текстур.

В зависимости от решаемых задач и технических возможностей в программу исследований может входить изучение полного комплекса свойств (вещественный состав, строение, водно-физические, теплофизические, механические, электрические, массообменные, пучинистые и другие свойства). Сокращенная программа допускает изучение, например, только состава и водно-физических свойств. В обоих случаях в первую очередь необходимо иметь полное представление о самой мерзлой породе, т.е. о ее вещественном составе, криогенном строении, температурных условиях, являющихся следствием истории ее образования.

Образцы мерзлой породы, доставленные в лабораторию, освобождаются от слоя изоляции (льда или парафина) и регистрируются в журнале (табл. 1.2).

Рациональная схема последовательности изучения состава, строения и свойств мерзлых дисперсных пород приведена в табл. 1.3. Некоторые показатели определяются на всем объеме отобранного монолита, например в случае криогенных текстур. Для анализа других показателей необходима только часть образца или монолита. Строго фиксированный объем породы, используемый для непосредственных определений какого-либо показателя состава, строения или свойств, называется пробой. Размер пробы и способ ее подготовки к проведению анализа зависят от применяемой методики. Масса отобранного монолита должна быть достаточной для всего планируемого комплекса испытаний.

В процессе разделки образцов естественного сложения на отдельных пробах определяют общую плотность породы, ее суммарную влажность и плотность минеральных частиц. Одновременно берут навеску для определения гранулометрического, агрегатного, минерального и химического состава породы, состава водных, солянокислых и щелочных вытяжек. В процессе выполнения гранулометрических анализов собирают отдельные фракции для изучения минерального и петрографического (грубозернистые фракции) состава. При определении глинистых минералов желательно применение комплекса методов — термического, рентгенографического, электронно-микроскопического и др.

В первую очередь изучают криогенное строение, определяют фазовый состав воды в нужном диапазоне температур, размокаемость и размываемость грунтов, их морозостойкость, температурные деформации, температуру замерзания и оттаивания, а затем исследуют теплофизические, влагопроводные, механические, электрические и акустические свойства мерзлых пород и их пучинистость.

Таким образом, сначала выполняют те исследования, для которых необходимы пробы с естественной влажностью и ненарушенной структурой и длительное время.

Из табл. 1.1 видно, что для полного спектра исследований состава, строения и свойств мерзлых пород требуется довольно значительный объем монолитов и образцов. Для каждого типа грунта, проходящего полный комплекс лабораторных исследований, в зависимости от его плотности, а следовательно, от количества текстурообразующего льда, масса монолитов образцов может составлять от -50 до 80—100 кг, или по объему — от -30 до 50—60 дм³. Учитывая физические и технологические сложности отбора, транспортировки и хранения мерзлых пород, в ряде случаев,

Таблица 1.3

Рациональная схема последовательности изучения состава, строения и свойств мерзлых дисперсных пород



видимо, можно рационально оптимизировать, а точнее, минимизировать объемы отбираемых и направляемых в лабораторию монолитов и образцов. Так, например, образцы для исследования температурных деформаций, прочностных, электрических и акустических свойств при условии сохранения их мерзлого состояния можно в дальнейшем использовать для выполнения агрегатного и микроагрегатного анализа, химического анализа, определения влажности и льдистости породы и т.п. Точно так же монолиты больших размеров для изучения криогенного строения после проведения данных исследований в определенном объеме можно разделить на мелкие образцы для других видов лабораторного изучения.

Таким образом, при рациональной минимизации объем мерзлой породы, направляемой на полный комплекс лабораторных исследований, видимо, можно сократить в 1,5—2 раза по сравнению с приведенным в табл. 1.1, а схема последовательности изучения состава, строения и свойств породы при этом может несколько измениться в сравнении со схемой, приведенной в табл. 1.3.

Многолетний практический опыт проведения комплексных геокриологических и (или) инженерно-геокриологических исследований в различных регионах России показывает, что ряд характеристик состава, строения и свойств мерзлых пород можно получить при выполнении полевых исследований непосредственно на месте. В результате объем образцов и монолитов мерзлых пород, отбираемых для последующих исследований в стационарных лабораторных условиях, может быть существенно сокращен. Это, в свою очередь, уменьшает проблемы, связанные с упаковкой, транспортировкой и хранением мерзлых образцов и монолитов, и значительно сокращает общие расходы по определению их характеристик.

При полевых исследованиях после детального описания разреза многолетнемерзлых пород можно на месте определить характеристики их состава, строения и свойств в такой последовательности: криогенные текстуры; объемная масса; влажность и льдистость породы; содержание органического вещества; коэффициент теплопроводности (методом зонда); осадка при оттаивании (методом горячего штампа); размываемость и размокаемость.

Полевые методы определения названных характеристик подробно описаны в последующих разделах. В тех случаях, когда разрез пород (или его часть) представлен песчаными, гравийно-галечниковыми и другими грубодисперсными (дресва, щебень, глыбы) отложениями, в полевых условиях можно определить их гранулометрический состав, используя ситовый анализ и метод грохочения.

Помимо прямых полевых методов существуют методы косвенного определения свойств мерзлых пород. К ним, в частности, относятся нейтронный метод определения влажности и глубинный гамма-каротаж для определения плотности мерзлых грунтов в скважинах. Для расчленения разреза и изучения площадной изменчивости мерзлых толщ по составу и льдистости, включая оценку льдистости их массивов за счет мономинеральных залежей подземных льдов разного генезиса, их размеров и формы, широко применяется комплекс геофизических методов — электропрофилирование, вертикальные электрические зондирования, георадиолокация и др. Они позволяют определять ряд физических параметров мерзлых пород, таких как электропроводность, скорость распространения радиоволн и др.

Если на территории исследований имеются подземные горные выработки (шахты, штольни, подземные склады и т.д.) с постоянной отрицательной температурой воздуха внутри их, представляется возможность дополнительно определить на месте еще ряд характеристик мерзлых пород. При значительной протяженности подземных выработок в различных их частях внутренняя температура воздуха может иметь постоянные отрицательные, но различные значения. Таким образом, некоторые показатели свойств мерзлых пород можно определять в спектре отрицательных температур, тем самым уменьшая количество образцов и монолитов, транспортируемых в стационарные лаборатории. К таким показателям относятся условно-мгновенная и длительная прочность породы, ее сопротивление на разрыв, сдвиг и т.д., а также электрические и акустические свойства.

При наличии подземных выработок с отрицательной температурой в них можно снимать реплики с мерзлой породы для последующего электронно-микроскопического изучения микростроения, а также изготавливать шлифы и исследовать с помощью поляроидов и оптического микроскопа строение внутригрунтовых льдов разного генезиса, в том числе и текстурообразующих.

Литература

1. ГОСТ 12071-84. Грунты. Отбор, упаковка, транспортирование и хранение образцов. М.: Изд-во стандартов, 1985. 7 с.
2. Лабораторные методы исследования мерзлых пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985. 350 с.
3. Руководство по изучению новейших отложений / Под ред. ПА Каплина. М.: Изд-во МГУ, 1976. 310 с.
4. *Фролов А.Д.* Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Мерзлые породы представляют собой многокомпонентную систему, и для изучения закономерностей их формирования и прогноза изменения физико-механических и теплофизических свойств в зависимости от температуры (кроме наименования грунта, установленного по визуальным признакам, по данным гранулометрического анализа или числу пластичности, засоленности и степени оторфованности) необходимо знать также плотность минеральных частиц (удельный вес), плотность скелета породы (объемный вес скелета) и всего мерзлого грунта (объемный вес мерзлой породы), пористость общую, агрегатную и трещинную, коэффициент пористости, суммарную, общую и объемную влажности, влажность за счет незамерзшей воды, льдистость, содержание и свойства незамерзшей воды, свойства газов, находящихся в мерзлой породе. При этом большое практическое значение имеет определение температуры заморзания и оттаивания пород.

2.1. Плотность и пористость

Плотность (или объемная масса) и пористость являются основными физическими показателями мерзлой породы, используемыми при определении теплофизических и механических свойств, степени водонасыщения и льдистости грунтов. Например, величина плотности необходима при расчете коэффициента теплопроводности талых и протаявших грунтов, при характеристике сопротивления грунтов нормальному давлению, сцепления мерзлого грунта, сопротивления мерзлого и оттаивающего грунта сдвигу и др. Пористость характеризует структуру, текстуру грунта и используется при расчетах степени льдонасыщения и коэффициента сжимаемости мерзлых грунтов.

Различают плотность мерзлого грунта, плотность скелета грунта, плотность скелета минеральных агрегатов или минеральных прослоек, плотность частиц породы. Единицей измерения этого свойства в системе СИ является кг/м^3 , в системе СГС — г/см^3 , иногда используется т/м^3 .

Под *плотностью мерзлого грунта* ρ понимают массу единицы его объема в ненарушенном сложении. Плотность определяется на образцах ненарушенного сложения и естественной влажности в единице объема грунта. Величина плотности обуславливается

пористостью, влажностью и составом минеральных частиц скелета грунта и льда. Поэтому грунты одного и того же минерального состава и пористости могут иметь различную плотность из-за различия в льдосодержании, а грунты с одинаковой влажностью (льдистостью) могут различаться по плотности из-за различия их минерального состава и пористости.

В природной обстановке величина плотности изменяется от 1000 кг/м^3 для сильнольдонасыщенных грунтов с атакситовой криогенной текстурой до 2730 кг/м^3 для прочно сцементированных коренных пород. Так, плотность дисперсных грунтов изменяется для района Якутии от 1700 до 2400 кг/м^3 , для района Забайкалья — от 1320 до 2320 кг/м^3 , для Большеземельской тундры — от 1000 до 2300 кг/м^3 . В грунтах с массивной, корковой, порфировидной и шлировыми криогенными текстурами с толщиной минеральных агрегатов меньше $0,5 \text{ см}$ общая плотность мерзлого грунта равна:

$$\rho = m/V, \quad (2.1)$$

где m — масса мерзлого грунта; V — объем мерзлого грунта в ненарушенном сложении. В мерзлых грунтах с крупнослоистой и крупносетчатой криогенными текстурами, где толщина шлиров льда и минеральных агрегатов (минеральных прослоек) больше $0,5 \text{ см}$, устанавливается не только общая плотность мерзлого грунта ρ в целом, но и *плотность минеральных агрегатов* (*минеральных прослоек*) ρ_m , сцементированных льдом-цементом. Плотность минеральных агрегатов (минеральных прослоек) определяется по формуле

$$\rho_m = m_m/V_m, \quad (2.2)$$

где m_m — масса мерзлого грунта, сцементированного льдом-цементом; V_m — объем мерзлого грунта, содержащего только лед-цемент. Плотность минеральных агрегатов (минеральных прослоек) зависит от типа льда-цемента и его количественного содержания в мерзлом массиве.

Для характеристики плотности используется и такой показатель мерзлого грунта, как *плотность скелета грунта* ρ_d , равная массе скелета грунта ненарушенного сложения m_d в единице объема мерзлого грунта V , которая определяется по формулам:

$$\rho_d = m_d/V; \quad (2.3)$$

$$\rho_d = \rho/(1 + W_c), \quad (2.4)$$

где W_c — суммарная влажность.

Плотность скелета минеральных агрегатов или минеральных прослоек ρ_{ds} :

$$\rho_{ds} = m_{ds}/V_m; \quad (2.5)$$

где m_{ds} и W_m — соответственно масса скелета и влажность мерзлого грунта, сцементированного льдом-цементом и расположенного между ледяными включениями.

Плотность частиц (удельный вес) породы ρ_s представляет собой массу единицы объема частиц. Она обуславливается органо-минеральным составом и выражает среднюю плотность слагающих породу минералов и примесей растительных остатков, гумуса, торфа и др. Для районов Забайкалья, Читы и Якутска наиболее характерны значения плотности минеральных частиц для песков и гравия 2670, для супесей — 2700 и суглинков — 2710 кг/м³. С увеличением содержания в породе примесей органики плотность частиц пород уменьшается, а с ростом содержания тяжелых и рудных минералов увеличивается. Значения ρ_s используются в многочисленных расчетах при вычислении пористости, коэффициента водонасыщения, объемной влажности, а по ее величине косвенно можно судить о содержании органических веществ и тяжелых минералов в породе и степени ее глинистости.

Лабораторное определение плотности минеральных частиц мерзлых пород, как и для немерзлых, проводится с помощью пикнометрического метода (ГОСТ 5181—78) в воде и керосине (последнее для засоленных пород).

Под **пористостью** понимается суммарный объем всех пор (независимо от величины и степени их заполнения) в единице объема грунта; выражается она в процентах или в долях единицы. В мерзлых грунтах, где поры заполнены не только незамерзшей водой, воздухом, льдом-цементом, но и крупными включениями льда, образующими шлировые криогенные текстуры, различают пористость общую, агрегатную и трещинную.

Пористость (пустотность) мерзлых пород общая (n) — это отношение объема всех пор (пустот) независимо от их размера и типа льда, заполняющего поры и трещины полностью или частично, к объему мерзлой породы. *Пористость трещинная (n_t)* характеризует отношение объема трещин (пустот), заполненных включениями сегрегационного льда, к объему мерзлой породы, а *пористость агрегатная (n_s)* представляет собой отношение объема пор, заполненных льдом-цементом, незамерзшей водой и воздухом, к объему грунта, сцементированного льдом-цементом. В однотипных по составу грунтах пористость зависит от общего льдосохранения породы и ее криогенного строения. В грунтах с массивной криогенной текстурой общая пористость практически равна пористости агрегатной. В грунтах со шлировой криогенной текстурой увеличение льдистости за счет включений льда от 5 до 50%

(даже при постоянном значении льдистости за счет льда-цемента) приводит к увеличению общей пористости грунта в 1,5—2,5 раза.

Пористость может быть выражена *коэффициентом пористости*, равным отношению объема пор к объему минерального скелета грунта. В соответствии с различными типами пористости выделяют *суммарный (или общий) коэффициент пористости мерзлых грунтов e* и *коэффициент пористости минеральных агрегатов или минеральных прослоек e_s* . В немерзлых грунтах коэффициент пористости, как правило, не превышает 2, в мерзлых грунтах он изменяется в широких пределах и в сильно льдонасыщенных грунтах может быть равен 3 и даже 5. С увеличением льдистости при постоянном значении e_s коэффициент общей пористости возрастает в 2,7—5 раз при увеличении льдистости от 5 до 50%.

Методы определения пористости мерзлого грунта. Пористость и коэффициент пористости мерзлого грунта устанавливаются *расчетным* путем. При этом пористость агрегатная n_s рассчитывается по формуле

$$n_s = (\rho_s - \rho_{ds}) / \rho_s. \quad (2.7)$$

Пористость трещинная n_T численно равна объемной льдистости грунта за счет льда включений и устанавливается по формуле (2.37). Общая пористость мерзлого грунта n может быть вычислена по формуле

$$n = n_s + n_T - n_s n_T, \quad (2.8)$$

так как $n_T = i_i$, то $n = n_s + i_i - n_s i_i$ (i_i — объемная льдистость мерзлого грунта за счет льда включений). Для мерзлых грунтов, в которых определение общей плотности не связано с большими техническими трудностями, общая пористость определяется из

$$n = (\rho_s - \rho_d) / \rho_s. \quad (2.9)$$

Коэффициент пористости минеральных агрегатов (минеральных прослоек) вычисляется по формуле

$$e_s = (\rho_s - \rho_{ds}) / \rho_{ds}. \quad (2.10)$$

Общий, или суммарный, коэффициент пористости e равен:

$$e = n / (1 - n) = (\rho_s - \rho_d) / \rho_d. \quad (2.11)$$

При полном заполнении пор грунта льдом и незамерзшей водой коэффициент пористости можно определить из формулы

$$e = \rho_s (W_c - 0,1 W_{нз}) / \rho_l, \quad (2.12)$$

где $W_{нз}$ — влажность за счет незамерзшей воды; ρ_l — плотность льда.

Методы определения общей плотности мерзлых пород. В зависимости от типа криогенной текстуры для определений плотности мерзлого грунта применяются методы: 1 — режущих цилиндров (режущего кольца); 2 — обмера образцов правильной геометрической формы; 3 — взвешивания образцов в нейтральной жидкости; 4 — метод лунки; 5 — метод вытеснения нейтральной жидкости (метод Ведерникова); 6 — радиоизотопные и 7 — расчетные. При полевых исследованиях используются методы 1, 2, 4, 7, при работе в лабораторных и стационарных условиях — 3, 5, 6, 7.

Различия между основными методами сводятся к способу определения объема образца: по объему вытесненной жидкости или непосредственно обмером образца заданной формы. Для практических целей минимальный объем образца мерзлого грунта с массивной текстурой при определении плотности целесообразно принимать не менее 27 см^3 . Применительно к слоистой и сетчатой текстуре мерзлых тонкодисперсных или песчаных грунтов, отличающихся неоднородностью распределения льда и минерального скелета грунта в объеме, пробы грунта должны быть на порядок больше размеров ледяных и минеральных прослоек.

Количество определений плотности мерзлого грунта по глубине мерзлой толщи обуславливается в первую очередь задачами исследования. Отбор пробы должен сопровождаться описанием криогенного строения грунта и характеристикой его состава и влажности. Взвешивание образца при определении общей плотности грунта производят с точностью до $0,01 \text{ г}$ на технических и с точностью до 1 г на чашечных весах. Определение плотности мерзлого грунта проводится трехкратно. Расхождение результатов параллельных определений мерзлого грунта не должно превышать $0,05 \text{ г/см}^3$. За величину плотности грунта принимают среднее арифметическое значение результатов параллельных определений. Конечный результат выражают с точностью до $0,01 \text{ г/см}^3$.

Для песчаных и тонкодисперсных грунтов с массивной криогенной текстурой применимы все методы.

Метод режущих цилиндров (режущего кольца) используется для определения плотности минеральных агрегатов грунтов с крупносетчатой или крупнослоистой криогенной текстурой, где размер минеральных агрегатов или минеральных прослоек составляет не менее $4,0 \text{ см}$, а также для определения плотности мерзлых грунтов с массивной криогенной текстурой. Методика определения сводится к отбору монолита грунта в стальное режущее кольцо объемом $50\text{—}100 \text{ см}^3$. После отбора грунта в кольцо оно взвешивается. Зная объем мерзлого грунта и его массу, устанавливают плотность мерзлого грунта. Зная массу грунта после его высушивания, по формулам (2.3), (2.4) вычисляют плотность скелета грунта.

Метод обмера образцов правильной геометрической формы применяется для определения плотности грунтов с различными типами и видами криогенных текстур. При отборе монолита ему придают определенную форму, позволяющую установить объем грунта в ненарушенном сложении. Отобранная проба грунта взвешивается и по формуле (2.1) устанавливаются общая плотность грунта, а после его высушивания до постоянного веса — плотность скелета грунта по формулам (2.3) и (2.4). Обычно при определении плотности мерзлого грунта монолитам придают форму куба или параллелепипеда. Для определения приближенного значения ρ по кернам-монолитам (объемом не менее 50 см^3), извлеченным из буровых скважин, измеряется их диаметр, высота (с точностью до $0,01 \text{ см}$) и масса. Этот же метод применяется и для определения плотности скелета грунтов с массивной, крупнослойистой и крупносетчатой криогенными текстурами.

Метод взвешивания образца в нейтральной жидкости применяется для определения плотности мерзлых тонкодисперсных грунтов с тонкослойистой, мелкосетчатой криогенными текстурами при толщине минеральных прослоек (агрегатов) не более $0,5 \text{ см}$. Взвешивают образец в сосуде емкостью 1000 см^3 , на две трети заполненном нейтральной жидкостью. В процессе работы измеряется температура жидкости и ее плотность. С коромысла технических весов снимают левую дужку с чашкой и уравнивают весы мешочком с дробью, подвешенным на крючок левой дужки. Пробу мерзлого грунта объемом не менее 50 см^3 перевязывают капроновой ниткой, подвешивают к левой серьге весов и взвешивают. На подставку весов с левой стороны помещают сосуд с нейтральной жидкостью, пробу мерзлого грунта погружают в жидкость на глубину не менее $5\text{—}7 \text{ см}$ и вновь взвешивают. Проба мерзлого грунта при взвешивании не должна соприкасаться с дном и стенками сосуда. После взвешивания мерзлого монолита в воздухе и затем в нейтральной жидкости общую плотность мерзлого грунта определяют из выражения

$$\rho = m_{\text{в}} \rho_{\text{ж}} / (m_{\text{в}} - m_{\text{ж}}), \quad (2.13)$$

где $m_{\text{в}}$ — масса образца в воздухе; $m_{\text{ж}}$ — масса образца в нейтральной жидкости; $\rho_{\text{ж}}$ — плотность нейтральной жидкости. Точность измерения плотности мерзлого грунта этим методом составляет $0,02 \text{ г/см}^3$.

Нейтральная жидкость, используемая для определения объема грунта, должна иметь температуру замерзания ниже температуры замерзания этого грунта, не реагировать с грунтом и не растворять лед. Обычно в качестве нейтральной жидкости применяются керосин, глицерин, толуол и лигроин. Плотность этих жидкостей устанавливается ареометром или определяется следующим образом.

В стеклянную колбу объемом 50 см^3 насыпают дробь в таком количестве, чтобы колба тонула в воде. Затем колба взвешивается в воздухе и в дистиллированной воде. Объем колбы равен разности весов колбы в воздухе и в воде, деленной на плотность воды. Таким образом, если известны объем колбы, ее вес в воздухе и нейтральной жидкости, то плотность нейтральной жидкости (при данной температуре) равна разности масс колбы в воздухе и жидкости, деленной на объем колбы. Нередко для определения плотности методом гидростатического взвешивания образец мерзлого грунта предварительно покрывают парафиновой оболочкой, а его взвешивание проводят не в нейтральной жидкости, а в воде. Предварительно образец грунта зачищают ножом для удаления острых выступающих граней и взвешивают с точностью до $0,01 \text{ г}$ в помещении с отрицательной температурой. После взвешивания образец несколько раз погружается в парафин. Остающиеся под парафиновой оболочкой пузырьки воздуха удаляются нагретой иглой. Определив массу запарафинированного образца в воздухе и воде, устанавливают объем парафина, объем и плотность грунта. Зная общую плотность мерзлого грунта, по формуле (2.3) рассчитывают плотность скелета грунта.

Метод «лунки» применяют для определения общей плотности мерзлых дисперсных пород с массивной и шлировыми криогенными текстурами. Этим же методом устанавливается плотность крупнообломочных пород. Метод используется при работе в открытых горных выработках. Дно выработки выравнивают и зачищают. В дне шурфа делают углубление — лунку — размером не менее $30 \times 30 \times 30 \text{ см}$. Весь грунт, выбранный из лунки, собирают и взвешивают на чашечных весах с точностью до $1,0 \text{ г}$. После отбора грунта дно лунки выстилается синтетической пленкой. Затем лунку заполняют водой или засыпают сухим песком с размером зерен от $0,5$ до $3,0 \text{ мм}$. Мерный песок должен быть не только однородным, но и чистым. Измеряют объем песка или объем воды, необходимый для заполнения лунки, и таким образом устанавливают объем грунта, извлеченного из лунки. Определив массу грунта и его объем, вычисляют общую плотность мерзлого грунта.

Метод вытеснения нейтральной жидкости (метод Ведерникова) применяется для определения плотности мерзлого грунта при работе в полевых условиях. Для определения необходима емкость со сливным устройством. КERN мерзлого грунта из скважины или монолит мерзлого грунта произвольной формы, отобранный из стенки выработки, взвешивают и обвязывают капроновой ниткой. Затем монолит быстро опускают в емкость и замеряют объем вытесненной жидкости, предварительно

охлажденной до 0°C. Определив массу грунта и объем вытесненной жидкости, рассчитывают общую плотность мерзлого грунта.

Этот же метод используется для определения объема небольших монолитов мерзлого грунта в лабораторных условиях. Перед тем как погрузить грунт в емкость со сливным устройством, его взвешивают, затем парафинируют и вновь взвешивают. Определив массу грунта без парафина и массу грунта в парафиновой оболочке, вычисляют массу парафина. Зная, что плотность чистого парафина равна 0,9 г/см³, устанавливают его объем и объем мерзлого грунта, а затем рассчитывают общую плотность.

Радиоизотопные методы применяются, в основном, для измерения плотности мерзлых грунтов в условиях естественного залегания. Существует два метода измерения плотности с использованием гамма-излучения: 1 — гаммаскопический метод; 2 — метод рассеянного гамма-излучения. В качестве источников гамма-излучения используются главным образом изотопы цезий-137 и кобальт-60.

Гаммаскопический метод основан на ослаблении интенсивности пучка гамма-квантов в зависимости от плотности вещества, через которое проходит этот пучок. На практике используются три варианта гаммаскопического метода: *а* — источник и детектор гамма-излучения размещаются в параллельных скважинах в грунте; *б* — детектор излучения находится на поверхности, а источник — в грунте; *в* — источник и детектор излучения находятся по обе стороны от исследуемого объекта (образца, керна, монолита и т.п.). Измерения могут выполняться в геометрии узкого или широкого пучка.

В геометрии узкого пучка регистрируются только те гамма-кванты, которые не взаимодействовали со средой, т.е. не теряли своей энергии при прохождении их от источника до детектора. Это достигается за счет применения свинцовых или вольфрамовых экранов-коллиматоров или соответствующим подбором параметров электронной схемы. В данном случае плотность мерзлого грунта определяют по формуле

$$\rho = \ln (N_0/N)/\mu d, \quad (2.14)$$

где N и N_0 — скорости счета гамма-квантов при просвечивании слоя грунта и эталонной среды, имп/с; d — толщина просвечиваемого слоя грунта, см; μ — массовый коэффициент ослабления гамма-излучения в грунте, зависящий от энергии излучения и химического состава грунта. Геометрия узкого пучка используется в вариантах *а* и *в*, главным образом в тех случаях, когда требуется тщательная дифференциация получения характеристик криогенного строения мерзлой толщи. Этот метод позволяет практи-

чески выделять, например, прослойки льда мощностью не менее 0,5—1,0 см.

В геометрии широкого пучка регистрируют не только первичные гамма-кванты, но и вторичные, пришедшие к детектору после одного или нескольких взаимодействий со средой. Плотность грунта определяется по формуле

$$\rho = \ln(N_0/N)/\eta\mu d, \quad (2.15)$$

где η — коэффициент, учитывающий регистрацию рассеянного излучения и получаемый экспериментально при измерениях на грунтах известной плотности. Достоинством геометрии широкого пучка является сравнительная простота и портативность измерительной аппаратуры. Однако в данном случае получают значения плотности, усредненные по значительно большему объему грунта, чем в геометрии узкого пучка, что затрудняет характеристику криогенного строения.

При использовании гаммаскопического метода в полевых условиях целесообразно использовать градуировочный график, полученный на основе измерений в грунтах с известной плотностью. Для этого необходимо не менее 5 значений, перекрывающих весь необходимый диапазон. Следует отметить, что гаммаскопический метод практически применим для измерения грунтов до глубин не более 1,5—2,0 м.

Метод рассеянного гамма-излучения используется для измерений плотности грунтов в скважинах. Если в скважину поместить источник гамма-квантов и на некотором расстоянии от него детектор, то часть гамма-квантов, попадающих из скважины в грунт за счет рассеяния на электронах атомов грунта, будет возвращаться в скважину и регистрироваться детектором. Интенсивность регистрации рассеянных гамма-квантов зависит от плотности рассеивающей среды. Функциональная зависимость интенсивности регистрируемых гамма-квантов от плотности имеет сложный характер. Для измерения значений плотности грунтов в диапазоне 1,1—2,4 г/см³ в промышленных плотномерах используется нисходящая ветвь этой зависимости, т.е. показания приборов уменьшаются с увеличением плотности по экспоненциальному или близкому к линейному закону.

Применяя метод рассеянного гамма-излучения, рассматриваются два вида эффективных радиусов регистрации: вертикальный и горизонтальный. Приблизительные значения вертикального радиуса соответствуют расстоянию между источником и детектором гамма-излучения, увеличенному на 4—6 см. Например, для влагоплотномера УР-70 вертикальный радиус составляет 40—50 см, а для плотномера РПР-36 — 25—28 см. Этими величинами и опре-

деляется разрешающая способность приборов по вертикали. Величина горизонтального радиуса зависит от многих факторов, однако можно сказать, что в среднем она не превышает 10 см при использовании источника цезий-137 и 15 см — для источника кобальт-60. В связи с этим можно заключить, что метод рассеянного гамма-излучения позволяет получать значения плотности, усредненные (не обязательно линейно) по объему, составляющему более 0,2 м³, причем вертикальное разрешение существующих плотномеров не позволяет решать задачи, связанные с выделением маломощных слоев различного состава или строения. Функциональная связь между плотностью и интенсивностью регистрируемого гамма-излучения часто осложняется за счет влияния различного рода мешающих факторов. К основным из них относятся: во-первых, изменение скважинных условий измерений; во-вторых, изменение влажности грунта и, в-третьих, неоднородности в распределении плотности грунта.

Так как измерения плотности ведутся по некоторому объему, прилегающему к скважинному снаряду, показания плотномеров существенно зависят от наличия воздушных зазоров между обсадной трубой и стенкой скважины, конструкции самой скважины и технологии ее оборудования. Большое различие (более 8 мм) между внутренним диаметром обсадной трубы и диаметром зонда может приводить к изменениям показаний прибора, обусловленным переменным положением снаряда относительно оси скважины.

Влияние влажности на показания плотномеров связано с повышенной электронной плотностью воды. Считается, что каждые 10% объема воды в грунте завышают измеренное значение плотности на 0,01 г/см³, в связи с чем необходимо в ряде случаев вносить соответствующие поправки.

При исследовании литологического разреза по скважине основное значение имеет вертикальный радиус регистрации. Истинное значение плотности будет зарегистрировано в том случае, когда мощность однородного слоя превышает величину этого радиуса. При наличии прослоев меньшей мощности или при расположении плотномера на границе двух слоев результаты измерения искажаются в сторону завышения или занижения в зависимости от абсолютных значений плотности контактирующих слоев. Положение границ слоев при этом определяется приблизительно по точкам перегиба графика распределения плотности вдоль скважины.

Для измерения плотности радиоизотопными методами отечественной промышленностью выпускались радиоизотопный влагоплотномер УР-70 и поверхностно-глубинный плотномер ППГР-1, предназначенные для скважинных измерений до глубины 30 м. Для измерения плотности верхнего слоя грунта до глубины 0,3 м

используется плотномер типа ИОМР-2. Точность измерения плотности колеблется в пределах $\pm(0,02—0,04)$ г/см³ в зависимости от типа прибора. Время измерения в одной точке не превышает 3 минут.

Расчетные методы для определения плотности мерзлого грунта разработаны А.М. Пчелинцевым (1965) и И.Н. Вотяковым (1975). По предложенным ими формулам плотность мерзлого грунта рассчитывается на основе таких показателей, как суммарная влажность W_c , влажность за счет незамерзшей воды $W_{нз}$ и плотность частиц грунта ρ_s .

По формуле А.М. Пчелинцева общая плотность мерзлого грунта определяется из выражения

$$\rho = \frac{\rho_s \rho_w \rho_i (1 + W_c)}{\rho_w \rho_i + \rho_s [W_c \rho_w + W_{нз} (\rho_i - \rho_w)]}. \quad (2.16)$$

Эта формула применяется для определения плотности тонкодисперсных и песчаных пород с различными криогенными текстурами. При выводе формулы (2.16) сделано допущение, что в мерзлой породе заземленный воздух отсутствует. Тем не менее точность предлагаемого расчетного метода составляет 0,02 г/см³, что вполне допустимо для практических целей.

Для определения плотности мерзлого грунта по формуле И.Н. Вотякова необходимо знать суммарную влажность мерзлого грунта и плотность минеральных частиц. Тогда для супесчано-суглинистых грунтов плотность рассчитывается по формуле

$$\rho = 2,41 (1 + W_c) / (\rho_s W_c + \rho_i), \quad (2.17)$$

для песчаных грунтов

$$\rho = 2,33 (1 + W_c) / (\rho_s W_c + \rho_i), \quad (2.18)$$

где 2,33 и 2,41 — произведения $\rho_s \rho_i$

Погрешность при определении плотности мерзлого грунта по формулам (2.17), (2.18) составляет не более 2% при условии, что суммарная влажность превышает следующие значения: для гравийно-галечниковых грунтов 5%; песчаных грунтов 15%; супесчано-суглинистых грунтов 20%; глин 25%; полускальных коренных пород, разрушенных до дресвяно-щебнисто-глинистого состояния, 10—15%. Верхний предел влажности мерзлых грунтов не ограничен.

2.2. Влажность и льдистость

Влажность является основным показателем при расчете льдистости и осадки в процессе оттаивания мерзлых грунтов, определении их плотности и коэффициента пористости. Она отражает

условия и способ промерзания мерзлых грунтов, определяет их свойства и позволяет прогнозировать поведение грунта после его оттаивания.

Величина суммарной влажности мерзлых грунтов изменяется в широких пределах. В отличие от немерзлых грунтов суммарная влажность мерзлых грунтов может намного превышать их полную влагоемкость в талом состоянии. Например, влажность мелкозернистых пылеватых песков с включением органического вещества может достигать 60%, заторфованных суглинков — 150—200, а торфа — 400 и даже 800%. Неоднородность криогенного строения мерзлых пород по вертикальному профилю, неоднородность их механического состава предопределяют необходимость обязательного послойного определения влажности и льдистости с предварительным подразделением на неоднородные по составу и криогенной текстуре слои в каждом генетическом горизонте отложений. Эти слои не должны перекрывать границы естественных (генетических) горизонтов грунта, поскольку именно на этой границе наиболее часто наблюдаются резкие изменения влажности. Поэтому в каждый образец, отбираемый на влажность, должен попадать грунт только из одного генетического горизонта. В тех случаях, когда в разрезе наблюдается постепенный переход одного горизонта в другой, отбор образцов на влажность производится применительно к средним мощностям генетических горизонтов с однотипной криогенной текстурой. Определение влажности и льдистости производится с таким расчетом, чтобы учесть изменение этих величин во времени и по глубине разреза.

Под *влажностью грунта* понимают содержание в нем воды, удаляемой высушиванием при температуре 100—105°C до постоянной массы.

Суммарная влажность мерзлого грунта W_c — отношение массы всей воды, содержащейся в мерзлом грунте, к массе его скелета. Суммарная влажность включает влажность грунта за счет незамерзшей воды $W_{нз}$, льда-цемента W_{ic} и льда включений W_l .

В грунтах с массивной криогенной текстурой, а также в минеральных прослойках (или минеральных агрегатах), заключенных между включениями льда в грунтах со шлировой криогенной текстурой, *влажность мерзлого грунта* W_m состоит из влажности грунта за счет незамерзшей воды и влажности грунта за счет льда-цемента.

Для характеристики состояния мерзлого грунта используются и такие показатели, как общая и объемная влажности. *Общая влажность* W_0 — отношение массы всех категорий воды (льда включений, льда-цемента и незамерзшей воды) к массе мерзлого грунта. Величина общей влажности изменяется от 0 до 1 (или,

если влажность выражать в процентах, от 0 до 100%). По мере увеличения льдонасыщенности грунта увеличивается и его общая влажность. Для чистого льда общая влажность равна 1, или 100%. Общая и суммарная влажности связаны между собой зависимостью

$$W_o = W_c / (1 + W_c). \quad (2.19)$$

Объемная влажность W_p — отношение объема воды (в твердой и жидкой фазах) к общему объему мерзлого грунта. Объемная влажность изменяется от 0 для плотных коренных пород до 1 для льда. Объемная влажность связана с суммарной влажностью следующей зависимостью:

$$W_p = \rho_d W_c / \rho_i, \quad (2.20)$$

где ρ_d — плотность скелета грунта, г/см³; ρ_i — плотность льда, г/см³.

Методы определения влажности мерзлой породы. Выбор методики определения влажности при изучении мерзлых грунтов в полевых и лабораторных условиях обуславливается составом грунтов и их криогенной текстурой. Существуют различные методы определения влажности, которые в первом приближении могут быть подразделены на экспериментальные и расчетные. Среди экспериментальных методов наиболее широкое применение получили весовые (или прямые) методы, включающие непосредственное нахождение величины влажности мерзлого образца, извлеченного с определенной глубины, взвешиванием этого образца до и после удаления из него влаги.

В последнее время для оценки влажности мерзлых грунтов используются также радиоизотопные методы, в частности нейтрон-нейтронный. Этот метод наиболее перспективен, поскольку позволяет определить влажность мерзлого грунта не только в момент измерения, но и проследить за изменением ее во времени. Однако применительно к мерзлым грунтам со шлировыми криогенными текстурами радиоизотопные методы находятся в стадии разработки. В расчетных методах для определения влажности мерзлых грунтов используются различные показатели.

В зависимости от состава и криогенной текстуры мерзлого грунта применяются следующие методы определения суммарной влажности мерзлых грунтов: для тонкодисперсных и песчаных грунтов — точечный, метод бороздки, средней пробы и расчетный; для крупнообломочных пород — весовой и метод Ведерникова; для грунтов различного состава — совмещенный метод, предложенный Г.П. Мазуровым (1975).

Точечный метод применяется для определения суммарной влажности мерзлых глин, суглинков, супесей, песков, характеризующихся массивной криогенной текстурой, и для определения

влажности минеральных прослоек (или минеральных агрегатов) W_m , заключенных между ледяными слоями или ограниченными перемычками льда.

Точечный метод включает определение влажности в некоторой «точке» слоя грунта. Имеется в виду некоторый малый объем грунта, не превышающий нескольких сантиметров в любом направлении. Пробы грунта с массивной криогенной текстурой отбираются (по глубине) из мерзлого грунта через определенные интервалы и помещаются в тарированные металлические бюксы. Пробу грунта высушивают до постоянной массы. Взвешивание производят с точностью до 0,01 г. Влажность вычисляют в долях единицы:

$$W_m = W_c = (m_1 - m_2)/(m_2 - m_0), \quad (2.21)$$

где m_1 — масса бюкса с мерзлым грунтом, г; m_2 — масса бюкса с сухим грунтом, г; m_0 — масса пустого бюкса, г.

Для исключения ошибок проба грунта помещается в чистые, сухие, плотно закрывающиеся бюксы. После отбора пробы грунта бюкс обматывается изолентой, которую снимают при его взвешивании. Взвешивать необходимо в тот же день, когда производится отбор пробы грунта. Минимальная навеска для определения суммарной влажности тонкодисперсных или песчаных грунтов должна быть не менее 30 г. Количество проб и частота их отбора по глубине разреза определяются задачами исследования. Обычно в однородных по составу грунтах с массивной криогенной текстурой с каждого метра разреза отбираются 3—4 пробы грунта. Оформление результатов определения влажности точечным методом проводится по форме табл. 2.1. Эта же форма записи может быть использована для других методов. При содержании в грунтах органических остатков менее 10% от массы сухого грунта допускается ускоренное высушивание мерзлого грунта при температуре 200—250°C (первичное — в течение 1 ч, повторное — 30 мин).

Метод бороздки применяется для тонкодисперсных и песчаных грунтов с тонкослоистой или мелкосетчатой криогенными текстурами, где толщина включений льда не превышает 0,5 см, а расстояние между ними не более 1 см. На стенке выработки или по высоте образца прочерчиваются две параллельные линии. Из ограниченной линиями «бороздки» грунт тонким и ровным по толщине слоем соскабливается в бюкс. Расчет влажности проводится по формуле (2.21). Отбор проб методом бороздки проводят непрерывно по всему массиву грунта. Каждая проба характеризует собой среднюю влажность слоя грунта (мощностью 10—15 см) с однотипной криогенной текстурой. Определение производят с трехкратной повторностью. Форма записи результатов по определению влажности приведена в табл. 2.1.

Таблица 2.1

**Определение суммарной влажности мерзлого грунта
точечным методом и методом бороздки**

№ образца	Глубина отбора пробы, м	№ бюкса	m_0 , г	m_1 , г	m_2 , г	W_c , доли единицы
1	0,5-0,7	24	22,00	98,00	65,00	0,77

Метод средней пробы применяется для сильно льдо-насыщенных грунтов с различными типами криогенных текстур, где толщина прослоек льда может изменяться в широких пределах. Пробы грунта массой от 0,2 до 2,0 кг и более помещают в полиэтиленовые мешки. При этом необходимо, чтобы грунт из массива отбирался ровным по толщине слоем. После отбора пробы грунт переносят в тарированную чашку (таз, ведро, миску). Оттаявший грунт перемешивают металлическим шпателем и доводят до состояния однородной грунтовой массы с влажностью, близкой к границе текучести, добавляя к образцу дистиллированную воду или сливая избыток воды после ее осветления, исключая при этом потерю грунта. Из грунтовой смеси отбирают в бюксы три параллельные пробы массой не менее 50 г для определения влажности средней пробы грунтовой массы $W_{пр}$. Расчет влажности $W_{пр}$ ведется по формуле (2.21). Суммарная влажность грунта рассчитывается по формуле

$$W_c = [m_{в1} (1 + W_{пр}) / (m_{в2} - m_0)] - 1, \quad (2.22)$$

где $m_{в1}$ — масса чашки с образцом мерзлого грунта, определяемая при его отборе, г; $m_{в2}$ — масса чашки с грунтовой массой, г; m_0 — масса сухой чашки, г; $W_{пр}$ — влажность средней пробы грунтовой массы, доли единицы. В грунтах однородного состава с однотипной криогенной текстурой пробы выбирают непрерывно по глубине разреза с интервалом 0,2—0,5 м.

Для определения влажности крупнообломочных отложений применяются два метода: весовой и метод Ведерникова.

Весовой метод. Влажность крупнообломочных пород устанавливается высушиванием образцов массой не менее 3 кг до постоянной массы при температуре 100—105°C. Высушивание производится на металлических противнях. Перед высушиванием и после образец взвешивают на чашечных весах с точностью до 1 г. Значение влажности определяют по формуле

$$W_c = (m_{в} - m_c) / (m_c - m_0), \quad (2.23)$$

где $m_{в}$ — масса противня с влажным грунтом, кг; m_c — масса противня с сухим грунтом, кг; m_0 — масса противня, кг.

В некоторых случаях важно установить не только общую суммарную влажность крупнообломочных пород, но и отдельно *влажность крупнообломочных частиц* W'_c и *влажность мелкозема или заполнителя* W''_c .

Влажность крупнообломочной части грунта (частиц размером более 2 мм) принимают равной величине их водоудерживающей способности, которую определяют следующим образом. Образец грунта после его высушивания на противнях рассеивают на ситах известной массы с отверстиями диаметром 2 мм. Сито с крупными частицами взвешивают на чашечных весах с точностью до 1 г и помещают в сосуд с водой на 1 ч. Дав стечь избытку воды, сито вновь взвешивают. Значение влажности крупнообломочной части грунта вычисляют по формуле (2.23).

Влажность заполнителя для частиц размером менее 2 мм, выражаемую отношением массы содержащейся в нем воды к массе скелета заполнителя, вычисляют по формуле

$$W''_c = (W_c - mW'_c)/(1 - m), \quad (2.24)$$

где m — относительное содержание частиц крупнее 2 мм, определяемое отношением их массы после высушивания к массе высушенного до постоянного веса образца крупнообломочного грунта. Все входящие в формулу значения приведены в долях единицы.

Метод Ведерникова. Этим методом определяют суммарную влажность гравийно-галечниковых или крупнообломочных отложений, цементированных льдом. Глыбу мерзлого грунта массой не менее 2—3 кг взвешивают и опускают в сосуд с водой и полностью оттаивают. Затем перемешивают грунт для удаления пузырьков воздуха и доливают водой до тех пор, пока ее излишек не перельется через водослив, после чего сосуд с водой и грунтом взвешивают. Зная массу сосуда, наполненного водой, рассчитывают суммарную влажность грунта по формуле

$$W_c = m_1(\rho - 1)/\rho(m_2 - m_3), \quad (2.25)$$

где W_c — суммарная влажность, доли единицы; m_1 — масса глыбы мерзлого грунта, г; m_2 — масса сосуда с грунтом и водой, г; m_3 — масса сосуда, заполненного водой, г; ρ — плотность грунта, г/см³. Метод совмещенного определения основных физических характеристик мерзлых грунтов, предложенный Г.П. Мазуровым (1975), разработан для мерзлых песчаных и тонкодисперсных грунтов с различными типами криогенных текстур. Он позволяет на одном образце мерзлого грунта определять плотность, суммарную влажность и суммарную льдистость, а на образце талого связного медленно размокающего грунта — плотность и естественную влажность.

Использован принцип пикнометрического способа определения суммарной влажности, что освобождает от необходимости высушивания грунта. Объем грунта определяется по объему вытесненной им воды, а льдистость — по изменению объема системы скелет—вода после оттаивания в грунте льда.

Прибор для выполнения опыта представляет собой сосуд объемом от 3 до 10 л и более со сливным устройством (шланг с зажимом), установленный на чашечные или автоматические весы до 10 кг. Весы устанавливают на горизонтальную плоскость, на чашку весов помещают сосуд при закрытом зажиме на сливном шланге. В сосуд наливают воду выше сливного отверстия, избыток воды сливают через шланг, затем зажим закрывают и сосуд с водой взвешивают, определяют массу сосуда с водой m_w . Все последующие операции проводят с зафиксированным положением сосуда. В сосуд с водой при закрытом зажиме помещают образец мерзлого грунта массой более 1 кг и взвешивают, получают массу сосуда с водой и грунтом-монолитом m_{M1} . После взвешивания открывают зажим, сливая избыток воды выше сливного устройства, затем закрывают зажим, а сосуд с водой и грунтом снова взвешивают и получают массу сосуда с грунтом-монолитом после слива воды m_{M2} . После оттаивания мерзлого грунта в сосуде с водой и его размокания уровень воды в сосуде опустится ниже сливного отверстия, поэтому следует долить воды несколько выше сливного отверстия, избыток ее слить через шланг, а сосуд с водой и размокшим грунтом взвесить. Получают массу сосуда с водой и размокшим грунтом m_{T2} . Для ускорения оттаивания образец можно разбить ножом. Затем проводится расчет физических характеристик.

Масса грунта-монолита, г:

$$m = m_{M1} - m_w \quad (2.26)$$

Объем грунта-монолита, см³:

$$V = (m_{M1} - m_{M2}) / \rho_w, \quad (2.27)$$

где ρ_w — плотность воды, равная 1 г/см³.

Плотность мерзлого грунта, г/см³:

$$\rho = (m_{M1} - m_w) \rho_w / (m_{M1} - m_{M2}). \quad (2.28)$$

Масса скелета грунта, г:

$$m_d = (m_{T2} - m_w) \rho_s / (\rho_s - \rho_w). \quad (2.29)$$

Суммарная влажность грунта, доли единицы:

35

$$W_c = [(m_{M1} - m_w) (\rho_s - \rho_w) / (m_{T2} - m_w) \rho_s] - 1. \quad (2.30)$$

Объем льда, см³:

$$V_i = (m_{T_2} - m_{M_1}) / (\rho_w - \rho_i) = 12,5 (m_{T_2} - m_{M_2}), \quad (2.31)$$

где ρ_i — плотность льда, равная 0,92 г/см³; $(m_{T_2} - m_{M_1})$ — разность масс воды в объеме содержащегося в образце льда и самого льда.

Льдистость объемная, доли единицы:

$$i = 12,5 (m_{T_2} - m_{M_2}) \rho_w / (m_{M_1} - m_{M_2}). \quad (2.32)$$

Расчетный метод определения суммарной влажности применяется для грунтов со слоистой и сетчатой криогенными текстурами, когда включения льда имеют четкие прямолинейные границы, толщина их превышает 2 мм, а расстояние между соседними включениями составляет более 10 мм. При изучении криогенной текстуры мерзлого грунта в стенках открытых горных выработок или естественных обнажениях измеряют толщину включений льда в определенном интервале глубин или в горизонте. Для грунта слоистой криогенной текстуры суммарную толщину включений льда подсчитывают по глубине разреза, для грунта сетчатой криогенной текстуры — по глубине и по простиранию. Измерения производят с трехкратной повторностью, а за величину суммарной толщины включений льда принимают среднее арифметическое значение результатов параллельных измерений. Суммарная толщина включений льда, приходящаяся на единицу глубины разреза (в случае слоистой криогенной текстуры), или суммарная площадь ледяных включений на единицу площади разреза (для сетчатой криогенной текстуры), дает величину объемной льдистости мерзлого грунта за счет ледяных включений i . Суммарную влажность слоев $W_{\text{сл}}$ мерзлого грунта, расположенных между измеренными включениями льда, определяют в зависимости от их криогенной текстуры точечным методом или методом бороздки. При мощности слоев 0,5 м и более влажность определяют для каждого из них, при меньшей мощности — в случае постоянства их криогенной текстуры — через каждые 0,5 м по глубине, а при изменении криогенной текстуры слоев в разрезе — для каждого слоя. В последующих расчетах используют среднее значение суммарной влажности слоев $W'_{\text{сл}}$:

$$W'_{\text{сл}} = W_{\text{гор}} - W_f, \quad (2.33)$$

где $W_{\text{гор}}$ — суммарная влажность горизонта мерзлого грунта или мерзлого грунта, залегающего в определенном интервале глубин, %; W_f — влажность за счет ледяных включений, разделяющих слои мерзлого грунта и формирующих криогенную текстуру горизонта, %.

Величина $W'_{\text{сл}}$ определяется из формулы

$$W'_{\text{сл}} = \sum_{j=1}^n W_{\text{сл}j} / n, \quad (2.34)$$

где n — число слоев; $W_{\text{сл}j}$ — суммарная влажность j -го слоя мерзлого грунта, %.

Суммарную влажность горизонта $W_{\text{гор}}$ — или его определенной части вычисляют по формуле

$$W_{\text{гор}} = (i_i + 2,91 W'_{\text{сл}}) / 0,03 (97 - i_i), \quad (2.35)$$

где i_i — льдистость за счет включений льда, формирующих криогенную текстуру горизонта, %; $W'_{\text{сл}}$ — среднее значение суммарной влажности слоев мерзлого грунта, составляющих горизонт, %.

При определении влажности мерзлого грунта крупноредко-сетчатой криогенной текстуры по кернам расчетный способ дает лишь приближенное значение суммарной влажности, как правило, заниженное, так как при этом невозможно учесть крупные вертикальные включения льда.

Обработка результатов. Основным документом, характеризующим суммарную влажность грунтов, служит таблица, где указываются генетический горизонт, из которого произведен отбор проб грунта, глубина отбора проб, влажность в процентах от массы сухой навески, метод определения влажности, тип криогенной текстуры грунта и сроки определения влажности. По такому же принципу строятся таблицы, где приводятся общая и объемная влажность мерзлого грунта.

Графическое выражение влажности осуществляется путем построения профиля влажности по глубине разреза, где на одной оси координат откладывается среднее значение влажности для каждого слоя определенной мощности, а на другой — глубину отбора пробы. Используется также метод построения хроноизоплет влажности, который позволяет охарактеризовать особенности изменения влажности в грунтовом массиве любой мощности за определенный промежуток времени. Метод заключается в том, что в обычной сетке прямоугольных координат по оси абсцисс откладывают даты, а по оси ординат — глубину от поверхности. Для каждого срока наблюдений на соответствующей ему ординате выписывают величину влажности грунта. Затем на этих ординатах путем интерполяции отыскиваются точки, отвечающие величинам влажности с выбранным интервалом значений. Точки с одинаковыми влажностями соединяют линиями, которые и являются линиями с одинаковой во времени влажностью.

Льдистость характеризует объемное содержание льда в мерзлой породе. Этот показатель используется при теплофизических

расчетах, для установления несущей способности мерзлых грунтов, определения водопрочности и осадки грунта после его оттаивания.

Под *льдистостью* мерзлой породы понимают отношение объема содержащегося в ней льда к объему всей породы. Лдистость выражают в долях единицы или в процентах. Различают лдистость суммарную, за счет включений льда и за счет льда-цемента. *Суммарная лдистость мерзлого грунта i* (доли единицы), согласно ГОСТ 25100—95, — это отношение содержащегося в нем объема льда к объему мерзлого грунта. Определяется по формуле

$$i = i_i + i_{ic} = \rho (W_c - W_{нз}) / \rho_i (1 + W_c), \quad (2.36)$$

где i_i — *льдистость мерзлого грунта за счет видимых ледяных включений* (доли единицы) — отношение объема содержащихся в нем видимых ледяных включений к объему мерзлого грунта, определяется по формуле

$$i_i = \rho_s (W_c - W_m) / [\rho_i + \rho_s (W_c - 0,1 W_{нз})]; \quad (2.37)$$

i_{ic} — *льдистость мерзлого грунта за счет льда-цемента*, доли единицы, — отношение объема льда-цемента, содержащегося в мерзлом грунте, к объему мерзлого грунта; ρ_i — плотность льда, ρ_s — плотность частиц грунта, г/см³; значения влажностей в долях единицы.

Методы определения лдистости пород. Для определения лдистости мерзлых пород, характеризующихся различным криогенным строением, используются экспериментальные и расчетные методы.

Экспериментально лдистость определяется на основе совмещенного метода Г.П. Мазурова.

Расчетным путем суммарная объемная лдистость мерзлого грунта устанавливается по формуле (2.36). Эта формула применима для мерзлых грунтов с различными типами криогенных текстур, где толщина включений льда составляет менее 0,5 см. Более крупные включения льда измеряются отдельно, и их содержание устанавливается непосредственным измерением.

Экспериментально i_i определяется непосредственным измерением суммарной толщины включений льда, приходящихся на единицу разреза. Для этого к мерзлому монолиту прикладывают масштабную линейку и непрерывно по всей высоте монолита грунта измеряют суммарную толщину прослоек льда, секущих поперечную линию. Средний показатель лдистости мерзлого грунта за счет льда включений вычисляется на основе измерения суммарного содержания льда прослоек по трем линиям.

В мерзлых породах с крупносетчатой или сложной криогенными текстурами подсчет суммарной толщины включений льда

производится по глубине и простиранию разреза и относится к 1 м² его площади, а объемная льдистость фунта, ограниченного крупными включениями льда, рассчитывается по формуле (2.36). Таким образом, общая объемная льдистость мерзлой породы складывается из льдистости за счет крупных включений льда и объемной льдистости грунта, ограниченного этими включениями.

Объемная льдистость мерзлого грунта, ограниченного ледяными включениями, и льдистость за счет льда-цемента i_{ic} , рассчитывается по формуле

$$i_{ic} = \rho_s (W_m - W_{нз}) / (\rho_i + \rho_s W_m). \quad (2.38)$$

Степень заполнения льдом и незамерзшей водой пор мерзлого грунта, расположенного между льдом включений G , определяется расчетным путем (ГОСТ 25100—95) из выражения

$$G = (1,1 W_{ic} + W_{нз}) \rho_s / e \rho_w, \quad (2.39)$$

где W_{ic} — влажность мерзлого грунта за счет льда-цемента; e — коэффициент пористости мерзлого грунта; ρ_w — плотность воды, принимаемая равной 1 г/см³.

2.3. Температура замерзания и оттаивания пород

Влажные породы являются чрезвычайно сложным объектом исследования в связи с разнообразием состава, строения, свойств и взаимодействием составляющих их компонентов и фаз. Все природные воды являются по существу растворами, т.е. состоят из молекул воды, в разной степени связанных растворенными ионами. В дисперсных породах добавляется также взаимодействие с активными поверхностями минеральных частиц (связанная вода), и, кроме того, замерзание связанной воды в дисперсных породах происходит не при 0°C, как у свободной воды, а в диапазоне температур. Поэтому в геокриологии определяется такая характеристика грунта, как *температура начала замерзания* t_3 .

Температура замерзания пород имеет важное значение при определении глубины промерзания и оттаивания. К тому же в естественных условиях отмечены факты существования переохлаждения порового раствора, с чем связана необходимость определения и температуры переохлаждения пород ($t_{пер}$) [4].

Переохлаждение соответствует метастабильному состоянию воды, охлажденной ниже точки ее замерзания. Переохлаждение может существовать неограниченно долго, до тех пор пока в результате флуктуации плотности не возникнет первый устойчивый зародыш льда — центр спонтанной кристаллизации. Поскольку эти флуктуации носят случайный характер, при постоянстве тем-

пературы переохлаждения время переохлаждения обратно пропорционально объему воды. Поэтому в маловлажных и тонкопористых породах переохлаждение длится несколько суток. Температура переохлаждения может значительно отличаться от температуры замерзания грунтов, но при резких механических воздействиях на грунт различие между ними небольшое. Поскольку в дисперсных породах мы имеем дело с водой, связанной поверхностью минеральных частиц и содержащей ионы растворенного вещества, температуры замерзания, переохлаждения и оттаивания ($t_{от}$) будут во многом зависеть от состава и строения породы.

Температуры замерзания и оттаивания пород понижаются при увеличении дисперсности. Так, при влажности 20% температура оттаивания полиминеральной глины равна $-0,4$, супеси $-0,1$, а для песка практически не отличается от 0°C . При меньшей влажности влияние поверхности частиц проявляется сильнее: при $W_c = 6\%$ температуры оттаивания равны соответственно -10 ; $-0,5$ и $-0,1^{\circ}\text{C}$. Для глин разного минерального состава температура оттаивания понижается в ряду каолиновые — гидрослюдистые — монтмориллонитовые глины. Температуры оттаивания бентонита и каолина при влажности 20% равны соответственно -12 и $-0,7^{\circ}\text{C}$.

Температуры замерзания ниже, чем температуры оттаивания (различие до $0,3^{\circ}\text{C}$). Так, бентонит при $W = 50\%$ замерзает при $-0,8^{\circ}\text{C}$, а оттаивает при $-0,5^{\circ}\text{C}$. Различие значений t_3 и $t_{от}$. Б.А. Савельев объясняет влиянием капиллярного эффекта при замораживании, роль которого при оттаивании понижается. Для циклично промерзающих-оттаивающих грунтов температуры замерзания и оттаивания перестают различаться. Это указывает на то, что различие t_3 и $t_{от}$, по-видимому, сопряжено со структурно-текстурными преобразованиями в породах.

Достаточно просто описывается понижение температуры замерзания (равное понижению температуры оттаивания) для водных растворов: $\Delta T = iK_3m$, где i — изотонический коэффициент Вант-Гоффа, показывающий, во сколько раз увеличивается число частиц в растворе в результате диссоциации; m — концентрация растворенного вещества, выраженная в молях на 1000 г растворителя (молярность); K_3 — криоскопическая постоянная, равная 1,86 (она отражает понижение температуры замерзания раствора полностью недиссоциированного и неассоциированного вещества). Этим уравнением можно пользоваться и для описания температур замерзания и оттаивания влагонасыщенных грунтов (рыхлые глинистые породы, пески и др.), когда влияние поверхности минеральных частиц ослаблено и может не учитываться. При этом засоленность в 1% понижает температуру замерзания породы примерно на 5°C (в зависимости от химического состава и влаж-

ности пород). Но для описания температуры фазовых переходов воды, заметно связанной поверхностью, теоретические формулы становятся неприменимыми, и в этом случае, а также во всех случаях определения температуры переохлаждения на первое место ставятся экспериментальные исследования [3, 4].

Следует отметить многофакторность зависимости t_3 и $t_{\text{пер}}$. Известно, что на их значения существенно влияют начальные термодинамические условия и вибрационное воздействие, особенно на $t_{\text{пер}}$.

Достаточно просто описывается зависимость температуры заморзания воды от давления p . Как известно, увеличение давления понижает температуру заморзания воды. Обусловлено это тем, что для перехода воды из твердого состояния в жидкое необходимо сблизить молекулы воды (т.е. уменьшить удельный объем), разрушив кристаллическую решетку льда. Если на лед действует давление, то оно способствует сближению, в связи с чем и понижается температура заморзания воды. Это понижение примерно равно $\Delta T = -0,01$ (°C/атм) p .

Для получения наиболее достоверных результатов методика определения температур начала и окончания фазовых переходов воды должна учитывать особенности процесса промерзания исследуемого грунта. В случае, когда $t_{\text{от}}$ достаточно близко соответствует t_3 , можно для их определения использовать методы исследования зависимости количества незамерзшей воды от температуры (см. 2.4).

При заморзании воды в порах грунта ее внутренняя энергия уменьшается и избыток энергии выделяется в виде теплоты кристаллизации. Выделяющееся тепло компенсирует теплоотвод из грунта, вследствие чего дальнейшее понижение температуры временно приостанавливается. Когда вода в грунте переохлаждена до температуры $t_{\text{пер}}$, что необходимо для образования первых центров кристаллизации, теплота кристаллизации идет и на повышение температуры грунта до температуры заморзания.

Это обуславливает область применимости и методические возможные погрешности определения температуры заморзания. Для точного определения температуры заморзания необходимо, чтобы тепла фазовых переходов хватало на компенсацию теплоотвода и на повышение температуры грунта до t_3 . Пренебрегая теплоотводом, определим тепло, необходимое для повышения температуры грунта:

$$Q_1 = (t_3 - t_{\text{пер}}) (C_d m_d + C_w m_w), \quad (2.40)$$

где t_3 — экспериментально измеряемое значение температуры заморзания, °C; C_d и C_w — удельные теплоемкости скелета грунта

и воды; m_d и m_w — массы скелета грунта и воды в образце. Выделяющаяся при кристаллизации теплота равняется:

$$Q_2 = (dW_{\text{нз}}/dt) (t_3 - t_3^*) L, \quad (2.41)$$

где L — удельная теплота фазовых превращений воды, 80 кал/г.

Здесь учитывается, что остановка хода температуры не может быть полной, так как в породах идет замерзание связанной воды, поэтому каждому значению влажности отвечает своя температура замерзания. Это отличает ход температуры замерзания породы от замерзания свободной воды. Оценим условия, при которых следует вести опыт, т.е. допустимую величину $t_{\text{пер}}$. Для этого приравняем теплоты в уравнениях (2.40) и (2.41):

$$(t_{\text{пер}} - t_3^*) (C_d m_d + C_w m_w) = (dW_{\text{нз}}/dt) (t_3 - t_3^*) L. \quad (2.42)$$

Ведя расчет на единицу массы грунта ($m_d = 1$ г), принимая его влажность равной 20% (в относительных величинах 0,2) и теплоемкости C_w и C_d равными соответственно 0,5 и 0,2 кал/(г·°C), получаем:

$$(t_{\text{пер}} - t_3^*) = (dW_{\text{нз}}/dt) (t_3 - t_3^*) 80/0,3. \quad (2.43)$$

Принимаем, что определение ведется в области $dW_{\text{нз}}/dt = 1\%/^{\circ}\text{C}$, тогда

$$(t_3 - t_3^*) = (t_{\text{пер}} - t_3^*)/3. \quad (2.44)$$

Отсюда следует, что для рассмотренного случая погрешность $(t_3 - t_3^*)$ определения в 0,ГС может быть обеспечена только при условии, если температура переохлаждения отличается от температуры замерзания не более чем на 0,3°С. Возможно и большее отличие, если опыт ведется в области более интенсивных фазовых превращений влаги, скорость которых при температурах от 0 до -ГС может достигать сотен процентов на ГС. Общая тенденция такова, что уменьшение переохлаждения ведет к повышению t_3^* , в предельном случае стремящейся к истинной t_3 , которая слабо отличается от температуры оттаивания. Таким образом, определение температуры замерзания должно вестись в области значительных фазовых превращений и с минимальным переохлаждением.

При охлаждении маловлажных пород, когда скрытая теплота не выделяется либо ее выделяется ничтожно мало, график охлаждения представляет собой монотонную кривую линию.

Конструкция экспериментальной установки. Экспериментальная установка для определения температуры замерзания грунта включает в себя термостат или холодильный шкаф, в которых поддерживается температура -5...-10°С (ее значение должно быть

несколько ниже температуры возможного переохлаждения грунта). Определение температуры оттаивания мерзлых пород проводится также в термостате или в холодильном шкафу, в которых задается температура на 1—5°C выше ожидаемой температуры полного оттаивания грунта. В термоэлектрическом методе для записи температуры используются термопары (либо терморезисторы), подключенные к самопишущему автоматическому потенциометру КСП-4. Современные потенциометры такого типа имеют диапазон измерений в 1 мВ и более. При использовании прибора со шкалой, рассчитанной на 1 мВ, погрешность шкалы составляет 5 мкВ и, если запись температуры производится с помощью медь-константановых термопар, погрешность определения составит примерно 0,1°C, а если с помощью хромель-копелевых термопар ~ около 0,05°C. Для повышения точности измерений сигнал с термопары может быть усилен микровольт-микроамперметром Ф 116/1, используемым в качестве усилителя постоянного тока.

В качестве индикатора температуры может использоваться метастатический термометр Бекмана, позволяющий с высокой точностью ($\pm 0,002^\circ\text{C}$) регистрировать температуру. Однако существует ряд возражений против его применения: трудность установления хорошего контакта между грунтом и термометром, большой объем и высокая теплоемкость рабочего тела термометра. При работе с термометром Бекмана надо проявлять известные предосторожности — при замерзании породы сильное сжатие нижнего резервуара может существенно исказить показания. Поэтому применение термометра Бекмана мы не рассматриваем.

Подготовка образцов. Приготовление образцов грунта необходимой плотности и влажности производят следующим образом. Грунты нарушенного сложения, отобранные из геологических выработок в мешочки, подвергаются предварительной обработке, которая заключается в высушивании, размельчении и просеивании через сито с отверстиями диаметром 1 мм. Затем готовят грунтовую пасту из просеянного грунта и снега в необходимом соотношении, которой заполняют перфорированные формы. В этих формах пасту выдерживают в течение суток и более для равномерного распределения влажности. Затем пасту уплотняют кратковременными ступенчатыми нагрузками до необходимой плотности в течение 2—3 сут в условиях компрессионного сжатия без возможности бокового расширения, предохраняя ее от потери влажности за счет испарения. Чем дисперснее грунт, тем продолжительнее время его уплотнения. Из приготовленных грунтов вырезают образцы, по форме и размерам отвечающие металлическим боксам, в которых исследуемые грунты помещают в термостат для опыта. В качестве вырезных колец используют сами боксы с острой кромкой. Так же вырезаются образцы пород есте-

ственного сложения. Бюксы имеют вид цилиндрических стаканчиков с двумя крышками, диаметр их 15—20 мм и высота 20—40 мм. Одна из крышек, которыми закрываются и гидроизолируются образцы грунта в бюксе, имеет отверстие для ввода термопары.

Ведение эксперимента. Перед определением в отверстие бюкса вводят термопару так, чтобы спай ее находился примерно в геометрическом центре образца. Включается запись на потенциометре, и после этого бюкс с грунтом помещают в термостат для замораживания. Бюкс регулярно встряхивается для уменьшения переохлаждения. Регистрируют участки охлаждения, начала замерзания и дальнейшего замораживания породы. После выдерживания бюкса с мерзлым грунтом не менее 2 ч при минимальной температуре опыта проводят цикл оттаивания, для чего бюкс помещают в термостат с температурой выше температуры полного оттаивания исследуемой породы. По окончании опыта определяют влажность образца грунта, высушивая его в сушильном шкафу при температуре 105°C. В связи со слабой воспроизводимостью результатов повторность определений должна быть не менее пятикратной.

Обработка результатов. По каждой записи изменения температуры во времени (термограмме) (рис. 2.1) при охлаждении определяется температура замерзания как наиболее высокая и устойчивая температура, наступающая вслед за температурным скачком от температуры переохлаждения.

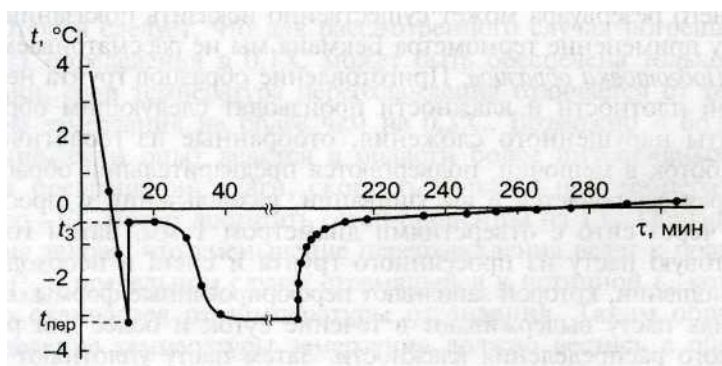


Рис. 2.1. Кривая заморзания и оттаивания полиминеральной глины при $W_c = 40\%$

Временной ход температуры при оттаивании четко подразделяется на три основных участка. Первый отражает резкое изменение температуры за счет того, что теплоемкость грунтов при низких температурах мала из-за низкой интенсивности фазовых переходов. В то же время разность температур образца в бюксе и окружающей среде велика, поэтому оттаивание идет высокими темпами.

На втором участке отмечается слабое изменение температуры во времени, так как при приближении к температуре полного оттаивания грунта его теплоемкость за счет интенсивных фазовых переходов резко увеличивается. Наличие этого участка объясняется интенсивным поглощением скрытой теплоты плавления, затрачиваемой на разрушение кристаллической решетки льда. И наконец, третий участок кривой характеризуется возрастанием скорости повышения температуры, что происходит после прекращения фазовых переходов и резкого снижения теплоемкости грунта. Температура в точке перехода от второго к третьему участку — это температура оттаивания грунта. Ее можно найти из рис. 2.1. Метод отличается простотой, но имеет ряд существенных недостатков, вытекающих из уравнения (2.42), и применим в области значительных фазовых переходов.

Следует отметить, что одним из основных источников погрешности определения температуры замерзания влажных грунтов является переохлаждение. По мнению криохимиков, исследующих поведение водных солевых растворов, значительно более точные результаты дает метод, построенный на снятии кривых нагревания, который получил название метода «конца плавления». Преимущество его состоит в том, что твердая фаза не склонна к перегреву и скорость плавления быстро возрастает с повышением температуры, а это способствует быстрому установлению термодинамического равновесия между твердой и жидкой фазами. Преимущество метода достаточно аргументированно подтвердилось при исследовании засоленных грунтов, и его авторы рекомендуют для мерзлых грунтов проводить определение именно *температуры оттаивания*. Методика может быть упрощена. Образцы грунта, приготовленные по вышеописанной методике, промораживаются при -20°C (для грунтов с морским типом засоления эта температура должна быть ниже). Заданная скорость промерзания обеспечивает в образцах массивную криогенную текстуру. Цикл оттаивания производится в воздушной среде при комнатной температуре. Хромель-копелевая термопара, подключенная к КСП, регистрирует изменение температуры образца во времени. Второй спай термопары находится при этом в сосуде Дьюара, где поддерживается температура 0°C за счет тающей смеси льда с водой. По окончании опыта на диаграммной ленте записывается показание термопары при 0°C . Влажность исследуемого образца грунта определяется весовым методом. Повторность определения — двойная. Типичный вид термограммы оттаивания и ее графическая обработка представлены на рис. 2.2. С уменьшением влажности убывает величина суммарного теплового эффекта, что приводит к снижению точности определения температуры оттаивания. Для незасоленных пород

температурной границей применимости данной методики является значение $-1...-3^{\circ}\text{C}$. Для засоленных пород граница сдвигается в область более низких температур.

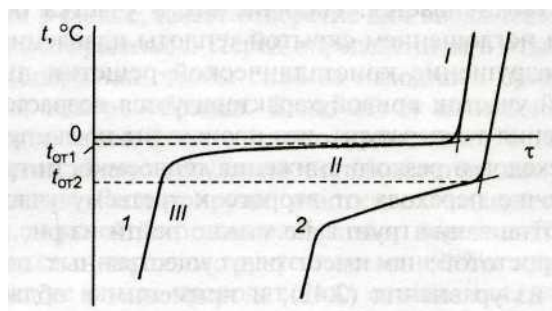


Рис. 2.2. Термограммы оттаивания мерзлых образцов грунта:
1 — незасоленного, 2 — засоленного

2.4. Содержание незамерзшей воды

Физико-химические и механические свойства мерзлых пород невозможно изучать без исследований незамерзшей воды, существование которой одновременно со льдом обусловлено взаимодействием частиц скелета грунта с водой. Многие аспекты этого взаимодействия аналогичны или близки взаимодействию воды с минеральными частицами в области температур выше нуля. Минералы, обладая большой поверхностной энергией, заставляют ближайшие к частицам молекулы воды переориентироваться так, чтобы структура ближайших слоев воды наибольшим образом соответствовала расположению активных центров поверхности частиц, т.е., по существу, структуре поверхности минерала. Такая структурированная вода, обладающая особыми свойствами, формирует содержание незамерзшей воды при данной отрицательной температуре.

Понижение температуры ниже 0°C приводит к появлению в породе новой фазы — льда. Лед в мерзлой породе не является инертным телом. Обладая значительной поверхностной энергией и гидрофильностью, он сам становится причиной образования вблизи своей поверхности тонкого слоя промежуточной фазы влаги как на поверхности раздела лед—пар, так и на поверхности раздела лед—жидкая фаза воды.

Содержание льда $W_{\text{л}}$ и незамерзшей воды $W_{\text{нз}}$ в мерзлых породах предопределяет направленность и интенсивность протекания в них ряда сложных физико-химических и физико-механических процессов, что в свою очередь приводит к формированию специфического состава, строения и свойств мерзлых пород [10].

Наиболее важной характеристикой фазового состава воды в мерзлой породе является его температурная зависимость $W_{\text{л}} = f(t)$ и $W_{\text{нз}} = f(t)$, которая имеет в общем случае три характерные области (по НА. Цытовичу, 1954). Первая — область значительных фазовых превращений, в которой изменение количества незамерзшей воды на 1°C составляет 1% и более (по отношению к массе высушенного грунта). В этой области, располагающейся вблизи 0°C , вымерзают вся свободная и часть рыхлосвязанной воды. Для легких разностей грунтов нижняя граница области находится вблизи точки начала замерзания: для песка — около $-0,5^{\circ}\text{C}$, для супесей $-3...-5^{\circ}\text{C}$ и для тяжелых литологических разновидностей отложений сдвигается в сторону низких температур. Область фазовых превращений значительно расширяется для засоленных пород. Вторая область — переходная, где изменение содержания незамерзшей воды на ГС менее 1%, но более 0,1%. В этой температурной области, лежащей ниже области значительных фазовых превращений, вымерзает вся рыхлосвязанная вода. Третья область — практически замерзшее состояние, где фазовые превращения воды в лед на 1°C не превышают 0,1%. Расположение третьей области, в которой вымерзает прочносвязанная вода, зависит от состава пород. Для незаселенных песков и легких глинистых разностей она располагается при температурах $\sim 5^{\circ}\text{C}$ и ниже. Для тяжелых разностей область практически замерзшего состояния находится при очень низких температурах (около -20°C), для засоленных пород может быть и значительно ниже -20°C (в зависимости от вида засоления).

В целом содержание незамерзшей воды в зависимости от температуры предопределяется гранулометрическим, химическим и минеральным составом породы. В частности, $W_{\text{нз}}$ в торфах исчисляется десятками и сотнями процентов, а в глинах уменьшается в ряду: монтмориллонитовые (от 20—50% при температуре -10°C до 60—100% при $-0,5^{\circ}\text{C}$) — гидрослюдистые (6—8% при -10°C) — каолиновые (от 2—4% при -10°C до 20—40% при $-0,5^{\circ}\text{C}$). Это обусловлено тем, что монтмориллонитовые и тонкодисперсные породы содержат большое количество незамерзающей пленочной и капиллярной влаги за счет большой гетеропористости, малого размера пор и большой величины удельной поверхности. Отметим, что количество незамерзшей воды при высоких температурах в неоднороднопористых грунтах меньше по сравнению с монопористыми, а при низких температурах — наоборот. На величине $W_{\text{нз}}$ сказывается и обменный комплекс пород, поскольку он влияет на их микростроение (наиболее заметно — для монтмориллонитовых глин): Na^{+} -бентонит в зависимости от температуры имеет в 1,2—2 раза больше жидкой фазы воды, чем Ca^{2+} - и Fe^{3+} -бентонит (рис. 2.3).

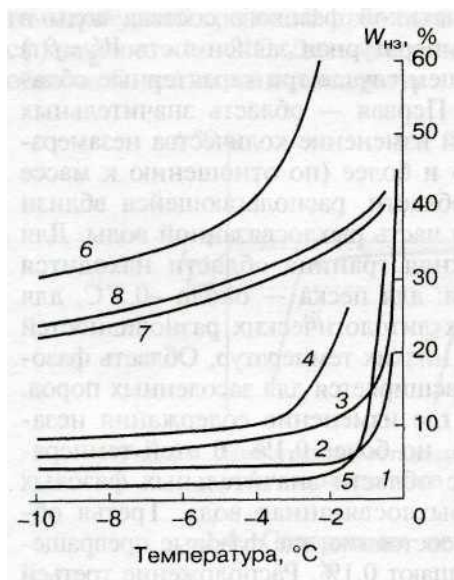


Рис. 2.3. Зависимость содержания незамерзшей воды ($W_{нз}$, %) от температуры в грунтах различного состава: 1 — песок; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — засоленный суглинок; 5 — каолин; 6 — Na-бентонит; 7 — Ca-бен-тонит; 8 — Fe-бентонит

Сильное влияние на фазовый состав воды оказывает состав порового раствора (засоленность) мерзлого грунта, поскольку кроме взаимодействия минеральных частиц и льда с жидкой фазой воды в этом случае добавляется взаимодействие воды с молекулами и ионами растворенных соединений. Например, в засоленном песке при -5°C и

$D_{sal} = 1\%$ содержание $W_{нз}$ в десять раз, а в засоленном суглинке в 1,5—2 раза больше, чем в незаселенных грунтах той же дисперсности. Содержание незамерзшей воды зависит и от суммарной влажности, однако это прослеживается только для набухающих грунтов. Увеличение размера и объема межкристаллических ультракапиллярных пор при росте влажности приводит к резкому повышению (до двухкратного) содержания незамерзшей воды в набухающих породах (монтмориллонитовых глинах и торфах). Для каолинистых и гидрослюдистых глин это влияние выражено слабо.

Как и все процессы, замерзание и оттаивание воды в грунтах носит релаксационный характер, наиболее ярко выраженный в тяжелых разновидностях пород. Однако можно считать, что через 1 ч после установления температуры в мерзлом грунте фазовые переходы воды заканчиваются. В связи с тем что содержание незамерзшей воды в цикле замерзания является величиной нестабильной, зависящей от условий промерзания, в ходе исследований обычно определяют фазовый состав воды в цикле оттаивания.

Методы исследования фазового состава воды в мерзлых породах многогранны (рис. 2.4). Некоторые из них в настоящее время практически не применяются из-за больших погрешностей (например, dilatометрический) и недостаточной их разработанности (ультразвуковой и другие геофизические методы). Наиболее разработанные методы исследования фазового состава воды кратко рассматриваются ниже, а самые распространенные из них

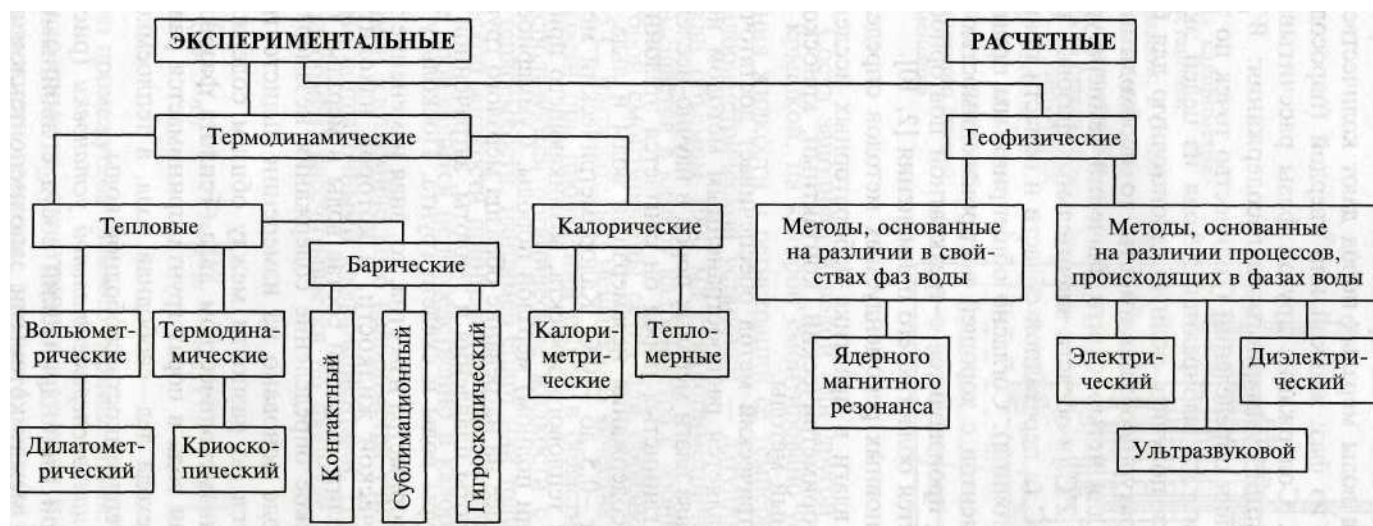


Рис. 2.4. Классификация методов определения фазового состава влаги

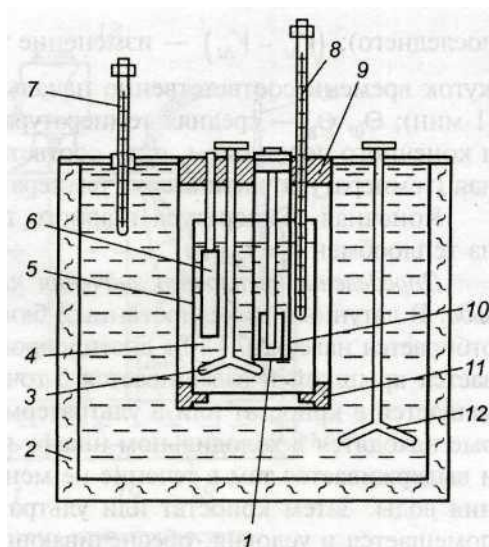
приведены подробно. Как правило, все методы определения фазового состава воды мерзлых пород дают количественное содержание одной из фаз: жидкой или твердой (паросодержание не учитывается). Содержание другой фазы рассчитывается путем дифференциации суммарного влагосодержания: $W_{\text{нз}} = W_{\text{с}} - W_{\text{л}}$. Объем и условия определений (количество точек по температуре, ее значения и т.д.) выбираются исходя из целей эксперимента. Если требуется получить полную (достаточную для большинства задач) температурную зависимость, то необходимо выполнить определения для четырех-пяти значений температур, например при $-0,5$ и $-1,2^{\circ}\text{C}$ (в области значительных фазовых переходов) и при -4 и -10°C (в переходной области и области практически замерзшего состояния). Согласно общепринятым принципам ведения экспериментов с хорошей воспроизводимостью результатов каждый опыт производится с трехкратной повторностью. Выбор метода диктуется областью его применения [2, 10].

Среди основных рекомендуемых методов определения фазового состава влаги в практике лабораторных исследований используют калориметрический, контактный, криоскопический и сублимационный методы.

Калориметрический метод обеспечивает достаточно высокую точность и является распространенным методом исследования фазового состава влаги мерзлых пород в научно-исследовательских работах. Для глинистых пород он считается эталонным методом определения содержания незамерзшей воды и льда в диапазоне температур от $-0,5$ до -10°C . Калориметрический метод основан на измерении теплового эффекта, возникающего при оттаивании (частичном или полном) мерзлой породы. Суммарное количество тепла, пошедшее на нагревание образца мерзлого грунта, складывается из теплоты плавления и теплоты, затраченной на повышение температуры воды и скелета грунта. Поскольку полная теплоемкость калориметра известна, то, зная изменение температуры калориметрической жидкости, в которой находится образец, можно определить фазовый состав воды в мерзлых породах. Калориметрическое определение содержания незамерзшей воды в мерзлой породе основано на измерении льдистости, а жидкая фаза находится по разности между общим содержанием воды и установленным количеством льда. Теплота фазового перехода лед—связанная вода в порах грунта принимается равной теплоте фазового перехода лед—свободная вода, а теплоемкость связанной воды — теплоемкости свободной воды.

Конструкция экспериментальной установки (рис. 2.5) представляет собой цилиндрический сосуд с двойными стенками, пространство между которыми заполнено теплоизоляционным

Рис. 2.5. Схема калориметрической установки: 1 — бюкс с образцом; 2 — изоляция; 3 — мешалка; 4 — калориметрическая жидкость; 5 — калориметрический стакан; 6 — нагреватель; 7 — термометр; 8 — термометр Бекмана; 9 — эбонитовая крышка; 10 — сетка для образца; 11 — подставка для калориметрического стакана; 12 — мешалка



материалом. Сосуд заполняется водой или другой жидкостью и закрывается крышкой, на которой смонтировано устройство для перемешивания жидкости и регистрации ее температуры. Основная часть калориметрической установки — латунный никелированный стакан объемом 1000 мл с калориметрической жидкостью. Он помещается в камеру калориметра с эбонитовой крышкой, на которой смонтированы сетка для образцов, термометр Бекмана на 5°C , нагреватель и мешалка. В качестве калориметрической жидкости при проведении опыта в области температуры выше 0°C используются органические жидкости с устойчивыми значениями теплоемкости, например спирт или толуол. Масса калориметрической жидкости принимается равной 500 ± 1 г, причем взвешивание производится непосредственно в калориметрическом стакане.

Теплообмен изотермического калориметра учитывается соответствующими поправочными коэффициентами. Поправка на радиацию (теплообмен) рассчитывается по формуле Пфаундлера—Усова:

$$\Delta t = \left\{ \left[\sum_{i=1}^{n-1} t + ((t_0 - t_n)/2) - n\Theta_0 \right] (V'_{\Delta t} - V_{\Delta t}) / (\Theta_n - \Theta_0) \right\} + nV_{\Delta t}, \quad (2.45)$$

где n — число промежутков главного периода опыта; $\sum_{i=1}^{n-1} t$ — сумма

температур калориметра, отсчитанных в течение главного периода через промежутки времени, равные 1 мин (за исключением

последнего); $(V'_{\Delta t} - V_{\Delta t})$ — изменение температуры в один промежуток времени соответственно начального и конечного периодов (1 мин); Θ_0, Θ_n — средняя температура соответственно начального и конечного периодов; t_0, t_n — соответственно начальная и конечная (температура равновесия) температуры главного периода.

Конечная температура главного периода с учетом поправки на теплообмен $t'_n = t_n + \Delta t$.

Определение теплового значения калориметра по оттаиванию льда. В латунный никелированный бюкс соответствующего объема отбирается навеска 7—10 г дистиллированной воды, плотно закрывается крышкой и взвешивается с точностью до 0,01 г. Бюкс помещается в криостат или в ультратермостат (рис. 2.6 и 2.7), которые находятся в холодильном шкафу при температуре $-20...-30^\circ\text{C}$, и выдерживается там в течение не менее 10 ч до полного замерзания воды. Затем криостат или ультратермостат с бюксом внутри помещается в условия, обеспечивающие создание в нем той температуры, для которой необходимо провести определение. Здесь бюкс выдерживается не менее 20 ч, и далее с ним проводится эксперимент. Тепловое значение калориметра (F) рассчитывается с использованием уравнения (2.46), в котором $m_l = m_w, m_d = 0$.

Подготовка образцов. Из монолитов пород естественного сложения вырезают образцы, по форме и размерам отвечающие бюксам диаметром 20—30 и высотой 40 мм. В качестве вырезных

колец используют те же тарированные латунные бюксы с острой кромкой. Образцы грунтов нарушенного сложения массой 400—500 г доводят до воздушно-сухого состояния, размельчают и просеивают через сито с отверстиями диаметром 1 мм. Затем готовится грунтовая паста из просеянного грунта при влажности, близкой к верхнему пределу пластичности; паста выстаивается в течение 1 сут для перераспределения влаги. Приготовленной пастой наполняют

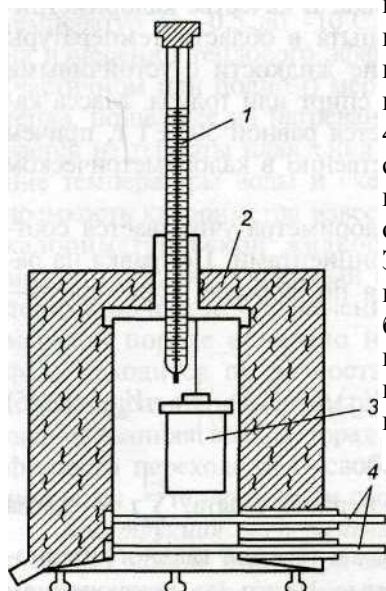


Рис. 2.6. Схема криостата: 1 — термометр ($-30...+20^\circ\text{C}$); 2 — эвтекктическая смесь; 3 — бюкс с образцом грунта; 4 — задвижки

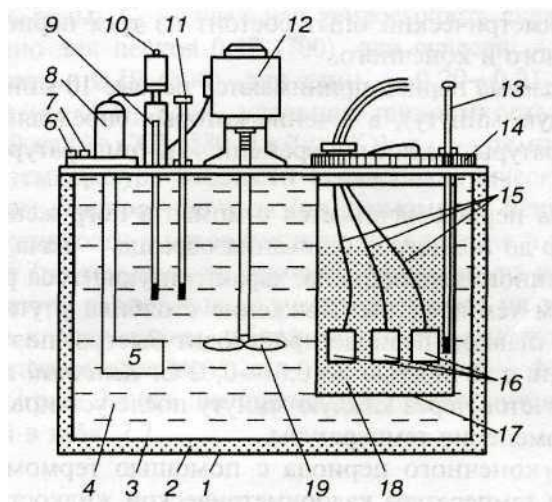


Рис. 2.7. Схема ультрагермостата:

1 — оболочка; 2 — изоляция; 3 — внутренняя стенка; 4 — незамерзающая жидкость; 5 — нагреватель; 6 — выключатель; 7 — сигнальная лампа; 8 — реле; 9 — контактный термометр; 10 — регулятор термометра; 11 — контрольный термометр; 12 — электромотор; 13 — термометр; 14 — крышка; 15 — нитки; 16 — бюксы с образцами грунта; 17 — бачок; 18 — песок; 19 — мешалка

12 бюксов, которые взвешивают и сохраняют в эксикаторе с водой.

Латунные бюксы с грунтами помещают в ультрагермостат, засыпают сухим песком и замораживают в холодильной камере при температуре $-20\ldots-30^{\circ}\text{C}$ в течение 10—15 ч. При замораживании в криостате бюксы с грунтовой пастой подвешиваются к трубке криостата на капроновой нитке, закрепленной за петлю на крышке бюкса так, чтобы он висел в воздухе, а термометр для измерения температуры закрепляют в пробке. После этого бюксы термостатируются при необходимой для опыта температуре в ультрагермостате или криостате 15—20 ч, а затем переносятся в калориметрический стакан.

Ведение эксперимента. До начала опыта на 10—20 мин включают мешалку для выравнивания температуры воды в калориметре. Отсчеты по термометру Бекмана в этот период снимаются через 5 мин. Когда в течение 10 мин изменение температуры в единицу времени приобретает постоянное значение (не более $0,002\text{—}0,003^{\circ}\text{C}$ в 1 мин), начинается калориметрический опыт. В этот период наблюдение за изменением температуры в калориметре производится с помощью термометра Бекмана со шкалой $5\text{—}6^{\circ}\text{C}$ и ценой деления $0,01^{\circ}\text{C}$, что при работе с лупой (или другим оптическим устройством, позволяющим увеличить изображение) дает возможность снимать показания с точностью до $0,002\text{—}0,003^{\circ}\text{C}$.

Калориметрический опыт состоит из трех периодов: начального, главного и конечного.

За *начальный* период принимаются первые 10 мин (11 отсчетов через каждую минуту), в течение которых определяются изменение температуры в единицу времени V и температура начального периода t_0 .

Главный период начинается с момента погружения образца в калориметр до полного растаивания образца — начала установления постоянного теплообмена, характеризующегося равномерным изменением температуры. Движение столбика ртути термометра Бекмана в главном периоде происходит быстро, поэтому отсчеты можно брать с точностью до 0,01—0,02°C. *Конечный* период включает 10 отсчетов через каждую минуту после установления равномерного изменения температуры.

После конечного периода с помощью термометра ТЛ-103 измеряется температура калориметрической жидкости и одновременно снимается отсчет по термометру Бекмана. По данным этих двух измерений рассчитывается температура жидкости в калориметре в начале и в конце главного периода. По окончании опыта бюкс с грунтом вынимается из калориметрической жидкости, высушивается при +105°C и взвешивается.

Обработка результатов. По данным калориметрического опыта рассчитывается масса льда в грунте $m_{\text{л}}$. Общее (суммарное) содержание воды и льда обозначим через $m_{\text{в}}$. Количество незамерзшей воды $m_{\text{нз}} = m_{\text{в}} - m_{\text{л}}$. Количество льда можно определить по уравнению теплового баланса из условия равенства тепловых эффектов поглощения тепла Q_1 , необходимого для нагревания до 0°C и оттаивания льда, нагревания скелета грунта, бюкса, незамерзшей воды и воды, образовавшейся при таянии льда, до температуры равновесия, с одной стороны, и отдачи тепла калориметром Q_2 при охлаждении его от температуры начала опыта до температуры равновесия — с другой.

Принимая температуру таяния льда равной 0°C, удельную теплоемкость жидкой фазы воды 1 кал/(г • °C) (4200 Дж/(кг • К)) и льда ($C_{\text{л}}$) 0,5 кал/(г • °C) (2100 Дж/(кг • К)) и заменяя количество незамерзшей воды разностью $(m_{\text{в}} - m_{\text{л}})$, получаем формулу для расчета массы льда (г):

$$m_{\text{л}} = [(m_{\text{к}} C_{\text{к}} + F) (t_0 - t_{\text{н}}) - (m_{\text{в}} C_{\text{в}} + m_{\text{д}} C_{\text{д}} + m_{\text{б}} C_{\text{б}}) (t' - t_{\text{н}})] / (L + C_{\text{л}}), \quad (2.46)$$

где $m_{\text{к}}$, $m_{\text{в}}$, $m_{\text{д}}$, $m_{\text{б}}$ — соответственно массы калориметрической жидкости, воды в образце грунта, скелета грунта, бюкса, г; $C_{\text{к}}$ — удельная теплоемкость калориметрической жидкости; $C_{\text{в}}$ — удельная

теплоемкость воды; C_d — удельная теплоемкость скелета грунта, равная обычно для песков 0,17 (700), для супесей — 0,18 (750), для суглинков — 0,19 (800), для глин — 0,20—0,21 кал/(г·°C) (850-900 Дж/(кг·K)); C_b — удельная теплоемкость латунного бюкса — 0,09 кал/(г·°C) (380 Дж/(кг·K)); $t_{обp}$ — температура образца, t_0 — температура жидкости в калориметрическом стакане перед началом главного периода (по термометру Бекмана), t_n — температура жидкости в калориметрическом стакане в конце главного периода (по термометру Бекмана) (температура равновесия), t'_n — температура равновесия (с учетом поправки на теплообмен, приведенная к показаниям лабораторного термометра), °C; L — удельная теплота плавления льда — 79,75 кал/г; F — фактор калориметра, кал/град. Запись экспериментов производится по форме, приведенной в табл. 2.2.

Таблица 2.2

τ, мин	$t_{нач} =$ = 22,10°C	Глина, мС	Опыт № 4	Дата 26.09.2002
0	2,034	$t = -2,15^\circ\text{C}$		
10	2,035	№ бюкса 7		
1	2,035	Масса калориметрической жидкости 500 г		
2	2,035	Масса бюкса 19,21 г		
3	2,035	Масса бюкса с влажным грунтом 33,52 г		
4	2,035	Масса бюкса с сухим грунтом 29,68 г		
5	2,035	Масса воды 3,84 г		
6	2,035	Масса сухого грунта 10,47 г		
7	2,035	Суммарная влажность 36,7%		
8	2,035	Удельная теплота плавления льда 79,75 кал/г		
9	2,035	Фактор калориметра 200 кал/град.		
10	2,035 t_0	Удельная теплоемкость сухого грунта 0,21 кал/г·°C		
11	1,720	$t = 21,54^\circ\text{C}$		
12	1,610	$t_0 - t_n = 2,035 - 1,453 = 0,582$		
13	1,536	$t_n = 21,54 + (1,453 - 1,478) = 21,515$		
14	1,495	$t'_n - t_{обp} = 23,665$		
15	1,455			
16	1,453 t_n			
17	1,454	$m_{л} = [(500 \cdot 1 + 200) \cdot 0,582 - 23,665 \cdot (3,84 \cdot 1 + K), 47 - 0,21 + 19,21 \cdot 0,09] / (79,75 - 0,5 \cdot 2,15) = 2,84$		
18	1,459			
19	1,462	$m_{л} = 2,84 \text{ г}$		
20	1,465	$m_{нз} = 1,00 \text{ г}$		
21	1,468			
22	1,470			
23	1,472			
24	1,474			
25	1,476	Содержание незамерзшей воды $W_{нз} = 9,6\%$		
26	1,478	Содержание льда $W_{л} = 27,1\%$		

Сублимационный и контактный методы основаны на принципе динамического равновесия между льдом, незамерзшей водой и паром в мерзлой породе. Однако если в сублимационном методе такое динамическое равновесие достигается при морозной сушке, то в случае контактного метода — за счет перераспределения воды в льдонасыщенной и морозно-сухой пластинах, находящихся в контакте друг с другом. Эти методы достаточно просты и имеют широкую область применения. Сублимационный метод применим для глинистых пород и торфов с ненарушенной структурой, при значительной степени суммарного влагосодержания ($G > 0,8$) и в диапазоне от -1 до -10°C . Контактный метод имеет более широкую температурную область использования, с его помощью можно исследовать фазовый состав воды в породах с жесткими связями.

Контактный метод определения фазового состава влаги в дисперсных породах является прямым и более простым, чем калориметрический. Он основан на принципе динамического равновесия между льдом, незамерзшей водой и паром, которое возможно только в случае равенства химических потенциалов взаимодействующих фаз. Поэтому изменение термодинамических условий (p , T) приводит к изменению парциальной свободной энергии (ΔF) и образованию нового равенства химических потенциалов с учетом взаимодействующих масс. При контакте мерзлой льдонасыщенной породы с породой «сухой» или воздушно-сухой, влагосодержание в которой меньше количества незамерзшей воды при данной температуре, происходят влагообмен и насыщение более сухой породы влагой за счет интенсивного парового и пленочно-капиллярного переноса воды. Термодинамическое равновесие трех фаз влаги и прекращение насыщения водой первоначально сухой породы наступает через некоторое время. При этом суммарное влагосодержание первоначально «сухой» породы отвечает равновесному количеству незамерзшей воды при данной температуре.

В области интенсивных фазовых переходов (до $-2...-3^\circ\text{C}$) велика доля потока влаги по жидкой фазе в общем потоке, а доля потока пара значительно ниже, чем при температурах ниже -10°C . Вследствие этого периоды насыщения влагой к моменту динамического равновесия при температурах выше $-2...-3^\circ\text{C}$ и ниже -10°C оказываются близкими и значительно более краткими, чем в промежуточном диапазоне температур. При этом интенсивность насыщения влагой увеличивается по мере уменьшения дисперсности и оказывается значительно ниже в монтмориллонитовых грунтах по сравнению с каолинитовыми и выше — в засоленных породах по сравнению с незаселенными, а также в более плотных по сравнению с рыхлыми.

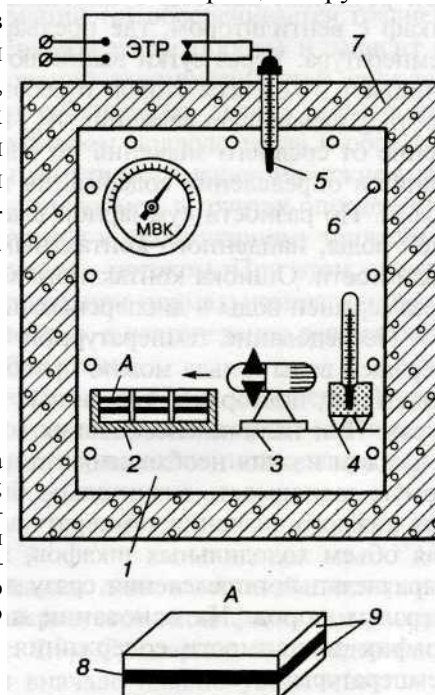
Подобные закономерности процесса поглощения влаги в дисперсных породах в изотермических условиях закрытой системы при отрицательной температуре определяют и время установления динамического равновесия потенциалов трех фаз воды при контакте льдонасыщенной и сухой пород или сухой породы со льдом. Реальное время установления насыщения в диапазоне температур $-0,5...-20^{\circ}\text{C}$ составляет одни сутки практически для всех видов пород. Тяжелые монтмориллонитовые глины при температуре выше -3°C требуют уже до 7 суток. Однако эта кажущаяся длительность снижается, так как одновременно можно исследовать практически неограниченное число образцов при минимальной трудоемкости работ.

Для определения фазового состава влаги в мерзлых породах контактным методом может быть использована экспериментальная установка на базе любого холодильного агрегата, способного длительное время поддерживать изотермические условия с точностью $\pm 0,1—0,2^{\circ}\text{C}$ в холодильном шкафу, снабженном терморегулировкой (рис. 2.8). Равномерное распределение температурного поля в объеме холодильного шкафа создается вентилятором.

Подготовка образцов. Для определения фазового состава влаги в глинистых мерзлых породах контактным методом могут быть использованы мерзлые и талые монолиты и образцы нарушенной структуры, подготовленные в виде брикетов с массивной криогенной текстурой, размером $30 \times 40 \times 25$ мм. Из этих брикетов вырезают три пластины толщиной 5 мм и отбирают пробы на определение суммарной влажности. Пластины оттаивают и высу-

Рис. 2.8. Схема установки для определения фазового состава воды в мерзлых фунтах контактным методом:

1 — холодильный шкаф; 2 — кассета с образцами грунтов; 3 — вентилятор; 4 — контрольный термометр; 5 — контактный термометр; 6 — трубки испарителя; 7 — теплоизоляция; А — образец грунта; 8 — пластина сухого грунта, 9 — пластины мерзлого влагонасыщенного грунта (или льда)



шивают при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния. При высокой влажности воздуха в лаборатории и необходимости определения фазового состава влаги при отрицательных температурах ниже -10°C , а также для уменьшения продолжительности опыта высушивание следует проводить в сушильном шкафу при температуре $100\text{—}105^{\circ}\text{C}$ до постоянной массы. Параллельно приготавливают четыре пластины аналогичных размеров из льда или мерзлых влагонасыщенных пород того же состава, что и исследуемые. Все пластины породы охлаждаются в холодильной камере с температурой на $1\text{—}2^{\circ}\text{C}$ ниже заданной для определения

фазового состава влаги в исследуемой породе. Затем пластины осторожно, без нарушения термических условий, переносят в холодильную камеру НКР-1, где зачищают, чтобы обеспечить параллельность больших плоскостей и улучшить контакт при соприкосновении льдонасыщенной и сухой пластин. Подготовленные таким образом пластины выдерживают 1 ч в холодильной камере, после чего собирают вместе так, чтобы образовалась слоистая кассета, где своими большими плоскостями контактирует каждая "сухая" пластина с двумя пластинами льда (либо мерзлой влагонасыщенной породы).

Проведение эксперимента и обработка результатов.

Загерметизированные полиэтиленовой пленкой и обжатые снаружи тоненькой резинкой кассеты с пластинами помещают в холодильный шкаф с вентилятором, где предварительно установлена заданная температура. Через сутки вынимают три «сухие» пластины, ножом очищают их со всех сторон и весовым методом определяют влажность, отвечающую величине $W_{\text{вз}}$ при температуре опыта. Отклонение от среднего значения по влажности не должно превышать ошибки определения содержания незамерзшей воды данным методом. По разности суммарной влажности и количества незамерзшей воды, найденного контактным методом, получают величину льдистости. Ошибка контактного метода определения содержания незамерзшей воды в дисперсных породах составляет $\pm 0,3\%$.

Исследование температурной зависимости содержания незамерзшей воды и льда можно проводить на одних и тех же «сухих» пластинах, повторяя проделанные операции при разных температурах. При наличии нескольких холодильных шкафов, установив в каждом из них необходимые температуры, можно получить искомую зависимость значительно быстрее, при этом все операции для каждого значения температуры проводятся отдельно. Учитывая объем холодильных шкафов, можно в каждом из

них вести
параллельные определения сразу для большого
количества типов
мерзлых пород. На основании полученных результатов
строят график зависимости содержания незамерзшей
воды и льда от температуры.

58

.

Сублимационный метод определения фазового состава влаги в дисперсных породах является прямым. Его отличают достаточная точность ($\pm 0,2\%$), простота ведения эксперимента и обработки опытных данных и возможность применения стандартного оборудования в конструкции сублимационной установки.

При рассмотрении сублимации льда в мерзлых породах (или их морозного иссушения) различают две стороны этого процесса: собственно сублимацию (возгонку) льда, т.е. фазовый переход льда в пар, и перенос влаги из зоны фазовых превращений к поверхности породы, граничащей с паровоздушной средой, т.е. не только переход из твердого состояния в газообразное, минуя жидкое, но и процесс испарения пленочной (незамерзшей) воды при непрерывном пополнении ее запасов в грунтовой системе за счет подплавления льда.

Теплота сублимации льда (L) при температуре 0°C равна 2834 Дж/г (677 кал/г), и рассматриваемый процесс сопровождается охлаждением грунта. При этом поток тепла q , идущий на сублимацию с единицы поверхности, определяется выражением

$$q = Lm, \quad (2.47)$$

где m — масса влаги, сублимируемая единицей площади поперечного сечения мерзлой породы в единицу времени.

Поток тепла к зоне сублимации (q) обеспечивается градиентом температуры в несублимируемой части породы и зависит от ее теплопроводности. Исследования закономерностей процесса односторонней (фронтальной) сублимации льда в дисперсных породах при постоянном интенсивном подводе тепла к образцам породы извне, обеспечивающем практически изотермические условия, показали, что внутренний теплообмен в грунтах определяется влагопереносом, а внешний сводится к стационарному теплообмену между поверхностью и воздушным потоком. При этом процесс сублимации льда в мерзлых породах при нормальном давлении характеризуется малой интенсивностью, а влагоперенос рассматривается в квазистационарном приближении.

Величина суммарного потока влаги (I_c) в иссушенной зоне,двигающейся в направлении к границе раздела грунт—воздушная среда, определяется по методу суперпозиции потока пара (I_n) и потока по жидкой фазе (I_w):

$$I_c = I_n + I_w. \quad (2.48)$$

Образующаяся при сублимации льда в мерзлой дисперсной породе иссушенная зона характеризуется специфическим распределением поля влажности (рис. 2.9). Суммарное влагосодержание по глубине иссушенной зоны вначале плавно увеличивается от

гигроскопической влажности на границе раздела воздух—порода до неизменной во времени влажности на фронте сублимации, равной количеству незамерзшей воды при температуре мерзлой породы, образуя область малого градиента влагосодержания ($0-\wedge$), а затем резко возрастает до начального суммарного влагосодержания, определяя область большого градиента влагосодержания ($\xi_1 < \xi < \xi_2$).

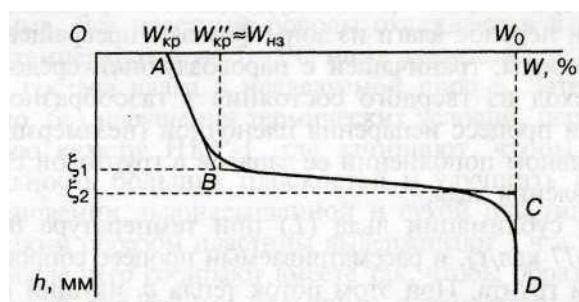


Рис. 2.9. Профиль изменения влажности (W) по высоте (h) образца глинистого грунта при его сублимационном иссушении ($ABCD$ — упрощенный вид профиля влажности)

Для области малого градиента влагосодержания характерны полное отсутствие льда и испарение незамерзшей воды. В области большого влагосодержания происходит сублимация льда и находится фронт сублимации. Поскольку лед по всему объему породы имеет равную теплоту сублимации и одинаковую возможность выноса пара, это предопределяет послойное и практически параллельное поверхности раздела порода—воздух углубление фронта сублимации. В связи с этим точкой по влажности, характеризующейся динамическим равновесием фаз воды (лед — пар — незамерзшая вода) и соответствующей отсутствию льда, 100%-й влажности паров воды и, следовательно, содержанию незамерзшей воды при данной температуре, является точка пересечения профилей суммарной влажности породы малого и большого градиентов влагосодержания. При сублимации льда в дисперсных породах наблюдается постепенное продвижение фронта сублимации от поверхности раздела порода—воздух в глубь образца с соответствующим увеличением мощности иссушенной зоны, что фиксируется визуально по ее осветлению.

Скорость морозного иссушения водонасыщенных дисперсных пород с массивной криогенной текстурой значительно выше в глинах и возрастает по мере увеличения плотности пород и степени их засоления. Нарушение сложения дисперсных пород практи-

чески не сказывается на скорости их морозного иссушения и характере распределения влагосодержания в иссушенной зоне сублимируемых образцов.

Таким образом, сублимационный метод определения фазового состава воды в мерзлых породах может быть применен с достаточной надежностью для водонасыщенных глинистых пород с естественной и нарушенной структурой и с массивной криогенной текстурой в диапазоне температур от -1 до -12°C .

Продолжительность определения $W_{\text{нз}}$ для заданной температуры пород колеблется от одних до 18 суток и обусловливается достижением необходимой мощности иссушенной зоны (10—15 мм), при которой наиболее четко фиксируется профиль распределения влагосодержания в ней.

Экспериментальная установка, предназначенная для определения фазового состава влаги в мерзлых породах сублимационным методом, сконструирована как холодильная установка, в камере которой с точностью не менее $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ поддерживается заданная температура в течение всего эксперимента. Равномерность распределения температуры по всему объему камеры и создание воздушного потока обеспечиваются вентилятором производительностью 20 м^3 воздуха в минуту.

Две кассеты сублиматора с исследуемыми влагоизолированными с пяти сторон образцами пород располагаются открытой торцевой гранью навстречу воздушному потоку. Скорость движения воздушного потока измеряется чашечным анемометром, температура в камере шкафа и кассете сублиматора измеряется лабораторными термометрами, относительная влажность воздуха — с помощью гигрометра (например, марки МВК).

Методика подготовки образцов. Для определения влажности за счет незамерзшей воды и льда-цемента сублимационным способом могут быть использованы образцы глинистых водонасыщенных пород естественного и нарушенного сложения. Порода нарушенного сложения предварительно просушивается, размельчается и просеивается через сито размером 1 мм. Затем готовится грунтовая паста (при влажности на границе текучести), которая закладывается в перфорированные формы из оргстекла площадью 40×120 мм и высотой 100 мм, выдерживается в течение суток для равномерного распределения влажности, уплотняется кратковременными нагрузками до заданной плотности в течение 3—6 часов (в зависимости от гранулометрического и минерального состава пород) в условиях компрессионного сжатия. Затем образцы гидроизолируются полиэтиленовой пленкой и промораживаются при -20°C в течение нескольких часов для получения массивной криогенной текстуры.

Методика ведения эксперимента. Для получения полной кривой содержания незамерзшей воды в зависимости от температуры эксперименты проводят при 4—5 значениях отрицательных температур (например, при -1, -3, -5, -12°C) с трехкратной повторностью. Размеры образца — 30х40 мм и высотой не менее 120 мм — позволяют получить достоверные данные о распределении влажности в иссушенной зоне при послойном определении ее весового значения, а установленная высота полностью обеспечивает постоянное начальное влагосодержание в мерзлой части породы ниже фронта сублимации. Образцы грунта естественного сложения заданных размеров вырезаются из монолитов мерзлого и талого грунта. Подготовка мерзлых образцов проводится в холодильной камере при температуре на 1—2°C ниже температуры, при которой будет определяться $W_{\text{нз}}$.

Перед началом эксперимента включают сублимационную установку и в течение 2—3 часов в рабочей камере поддерживается (при работающем вентиляторе) заданная температура. Подготовленные по вышеописанной методике образцы-близнецы размещаются симметрично относительно центра в кассетах сублиматора для равномерности обдува воздухом. Воздушный поток равномерно обдувает открытую поверхность исследуемых мерзлых образцов. При этом в них осуществляется односторонняя сублимация льда, приводящая к углублению зоны фазовых переходов льда. За продвижением фронта сублимации в исследуемых образцах ведется визуальное наблюдение через смотровое стекло. Продвижение оценивают по осветлению иссушенной зоны при сравнении с мерзлой зоной. Наблюдение повторяется через сутки. При достижении в исследуемых образцах мощности иссушенной зоны в пределах 10—15 мм кассеты извлекают из сублимационной камеры и переносят в камеру, где температура поддерживается на 2—3°C ниже температуры опыта.

Данные о распределении влагосодержания на этот момент времени по высоте образцов получают методом послойного опробования их на влажность. Для этого образец породы разрезается ножом по высоте на ряд параллельных горизонтальных пластин толщиной 1—2 мм начиная с открытой поверхности. В иссушенной зоне в зависимости от ее мощности берется не менее 4—5 пластин. При этом более тонкие пластины вырезаются по обе стороны от визуального фронта сублимации с целью уточнения его положения. Ниже фронта сублимации отбираются две пластины по 5 мм. Для каждой пластины определяется весовая влажность (ГОСТ 5180-75).

Укороченные образцы породы длиной около 100 мм возвращаются в кассеты и снова помещаются в сублимационную камеру,

где уже задано другое значение температуры. Операция повторяется еще при двух-трех значениях температуры. Чем ниже температура опыта и чем дисперснее и плотнее грунт, тем длиннее период сублимации образцов. Он может составить 1—20 суток. Продолжительность экспериментов можно значительно укоротить (почти в 2 раза), добившись снижения относительной влажности в сублимационной камере до 20—30%.

Обработка результатов. Полученные в результате разделяния верхних частей образцов значения влажности наносят на график в точках, определяющих середину толщины соответствующих пластин. По оси ординат откладывается текущая координата высоты образца, по оси абсцисс — влажность породы (рекомендуемый масштаб для оси ординат — 2 см шкалы в 1 см образца, по оси абсцисс — 0,5 см шкалы на 1% влажности). Полученные точки графически осредняются. По точке пересечения прямых AB и BC определяют количество незамерзшей воды $W_{нз}$ при заданной температуре (см. рис. 2.9). Начальную суммарную влажность находят по области $\xi > \xi_2$, где влагосодержание с глубиной не меняется.

Криоскопический метод основан на выделении скрытой теплоты кристаллизации (или же поглощении теплоты плавления) и понижении температуры замерзания (плавления) воды в порах грунтов. Эксперимент заключается в том, чтобы точно установить эту температуру и ее зависимость от влажности пород (методика определения температуры замерзания—оттаивания рассмотрена в разделе 2.3). При этом надо учитывать, что содержание незамерзшей воды в мерзлом грунте при температуре t_0 равно той влажности грунта, при которой температура его замерзания или оттаивания будет равна t_0 . Если в методах определения $W_{нз}$ находится зависимость $W_{нз}=f(t)$, то в данном случае, наоборот, экспериментально определяется соответствие температуры замерзания и оттаивания грунта заданной влажности W , т.е. $t_{з-от}=f(W)$. Цикл опытов, проведенных на образцах грунта с разной влажностью, например при W_p , W_{mq} и промежуточных значениях, позволяет получить зависимость температуры замерзания и оттаивания грунта от его влажности, т.е. $W_{нз}=f(t)$. Затем строят график, по оси ординат которого откладывают влажность образца, а по оси абсцисс — температуру замерзания (или оттаивания). График характеризует зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в цикле замерзания (оттаивания). Следует еще раз подчеркнуть, что для мерзлых грунтов рекомендуется проводить определение именно температуры оттаивания, чтобы избежать погрешностей, связанных с переохлаждением.

Поскольку тепловой эффект должен быть ощутим, использование метода наиболее целесообразно при температурах от 0 до -3°C.

Метод ядерного магнитного резонанса (ЯМР), по мнению ряда авторов, имеет малое число допущений. Воздействие импульсно-

го электромагнитного поля $\vec{H}_1$ на мерзлый образец, помещенный в постоянное магнитное поле $\vec{H}_0$ ($\vec{H}_1 \vec{H}_0 = 0$), приводит к поглощению электромагнитной энергии атомными ядрами в молекулах воды. Спектр поглощения льда значительно шире спектра поглощения незамерзшей воды, представляющего собой узкую спектральную линию. Постепенное увеличение влагосодержания в образце предопределяет появление широкой линии льда. Определение максимального влагосодержания, при котором еще отсутствует характерный спектр поглощения льда, соответствует определению содержания незамерзшей воды в исследуемом образце при данной температуре. В одной из разновидностей метода — спин-эхо — количество незамерзшей воды берется по амплитуде сигнала спинового эха, пропорционального количеству подвижных протонов. Метод ЯМР, по-видимому, достаточно перспективен, хотя достоверность его результатов во многом зависит от состава пород.

Расчетные методы. Применение расчетных методов вызывается необходимостью получения экспресс-информации о фазовом составе воды на основе уже имеющейся первичной оценки характеристик мерзлой породы. При этом всегда подразумевается, что экспериментальные методы дают точную информацию, в то время как расчетные, и в особенности эмпирические, методы лишь ориентируют исследователя. Естественно, что выводы, получаемые при таких исследованиях, носят скорее качественный, чем количественный характер, обусловленный большим различием пород по их генетическим, петрографическим и физико-химическим признакам, а отсюда и большим разнообразием зависимостей содержания незамерзшей воды и льда от температуры, засоленности и др. Однако исследования нелабораторного плана иногда требуют поверхностных сведений о фазовом составе воды на основе простейших показателей состава и свойств пород.

Для незаселенных мерзлых грунтов по СНиП 2.02.04-88 допускается определять содержание незамерзшей воды по формуле

$$W_{\text{нз}} = k_w W_p, \quad (2.49)$$

где k_w — коэффициент, берущийся по табл. 2.3 в зависимости от числа пластичности и температуры; W_p — влажность нижнего предела пластичности.

Таблица 2.3

Значения коэффициента k_w (СНиП L02.04-88)

Грунты	Число пластичности грунтов I_p , доли единицы	Коэффициент k_w температуре грунта t , °C								
		-0,3	-0,5	-1	-2	-3	-4	-6	-8	-10
Пески и супеси	$I_p \leq 0,02$	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Супеси	$0,02 < I_p \leq 0,07$	0,6	0,50	0,40	0,35	0,33	0,3	0,28	0,26	0,25
Суглинки	$0,07 < I_p \leq 0,13$	0,7	0,65	0,60	0,50	0,48	0,45	0,43	0,41	0,40
Суглинки	$0,13 < I_p \leq 0,17$	*	0,75	0,65	0,55	0,53	0,50	0,48	0,46	0,45
Глины	$I_p > 0,17$	*	0,95	0,90	0,65	0,63	0,60	0,58	0,56	0,55

Примечание. В таблице знак «*» означает, что вся вода в порах грунта незамерзшая.

Формула отражает энергетический подход к формированию фазового состава влаги, но не может претендовать на удовлетворительное описание зависимости содержания незамерзшей воды и льда от температуры. Это следует из сравнения экспериментальных и расчетных данных о содержании незамерзшей воды в большой произвольной выборке пород, когда в преобладающем большинстве случаев относительная погрешность превышала 30% и часто достигала нескольких сотен процентов, причем наибольшие расхождения наблюдались при температурах ниже -1°C .

В расчетном методе Д. Андерсона и др. [12] использовано предположение о том, что удельная поверхность грунтов в значительной мере определяет содержание незамерзшей воды:

$$W_{\text{нз}} = \alpha |t|^\beta. \quad (2.50)$$

Коэффициенты α и β связаны с удельной поверхностью соотношениями:

$$\begin{aligned} \ln \alpha &= 0,5519 \ln S + 0,2618; \\ \ln (-\beta) &= 0,2640 \ln S + 0,3711. \end{aligned}$$

Тогда

$$\ln W_{\text{нз}} = 0,2618 + 0,5519 \ln S - 1,449 S^{-0,264} \ln |t|. \quad (2.51)$$

Однако S определяется в основном количеством субкапиллярных пор, температура замедления воды в которых значительно отличается от 0°C . Поэтому для низких температур этот метод дает результаты, близкие к экспериментальным значениям $W_{\text{нз}}$, но для температур выше -2°C расчетные данные значительно отличаются от экспериментальных.

Гранулометрический состав существенно определяет структуру порового пространства и удельную поверхность отложений, поэтому полученный на его основе критерий расчета фазового состава воды мерзлых пород можно считать достаточно надежным. Зависимость содержания незамерзшей воды (при $t = \text{const}$) от количества физической глины X представлена в следующем виде:

$$W_{\text{нз}} = A + BX, \quad (2.52)$$

где $W_{\text{нз}}$ и X выражены в процентах. Коэффициенты A и B при $t = -1^\circ\text{C}$ соответственно равны 0,62 и 0,29; при $t = -3^\circ\text{C}$ — 0,28 и 0,26; при $t = -5^\circ\text{C}$ — 0,23 и 0,23. Значительный объем экспериментального материала, использованного при составлении этой зависимости, и достаточно тесная корреляция между величиной $W_{\text{нз}}$ и количеством физической глины (частиц размером менее 0,01 мм) выгодно отличают предлагаемую формулу от прочих, составленных на базе малого экспериментального материала. При использовании этой зависимости, задавая степень достоверности 0,95, получаем относительную ошибку в определении величины $W_{\text{нз}}$ примерно 25%, что вполне удовлетворительно для целого ряда приближенных расчетов [10].

2.5. Состав и строение льда

В мерзлой породе вода присутствует в трех агрегатных состояниях: кристаллическом (лед), жидком (незамерзшая вода) и газообразном (пар). Лед — важнейший породообразующий минерал криолитосферы; благодаря своей малой плотности и низкой температуре плавления это самый распространенный поверхностный минерал. В целом, несмотря на относительно высокий уровень и разработанность методов исследования состава и строения льда, они остаются малоизученными.

Состав льда. Условия образования мерзлой породы определяют наличие в составе льда самых различных примесей. Они разделяются на твердые, жидкие и газообразные; к примесям относятся также соли.

Твердые примеси во льду представлены нерастворимыми или нерастворившимися обломками минералов и органическими частицами. Исследование их ведется прежде всего визуально — с применением микроскопов и без них. При этом описываются форма и характер включений, их распределение и размеры. Дальнейшее исследование вещественного состава твердых примесей ведется путем определения плотности льда (зависящей от количества и типа примесей), а также изучения шлифов льда и высушенного осадка фильтрата воды после таяния льда химическим,

минеральным и гранулометрическим анализами примесей по общепринятым методикам. Важным является микробиологическое (особенно пылевое) исследование пробы воды, образовавшейся при таянии льда.

Соли, содержащиеся во льду, могут быть определены по внешней форме, наличию двулучепреломления, температуре разложения и испарения во время прокаливании высушенного рассола, образовавшегося при таянии льда. Общая минерализация льда за счет водорастворимых соединений определяется также по электропроводности рассола.

Исследование распределения твердых примесей и солей во льду проводят путем предварительного визуального описания с применением фотоснимков, а в дальнейшем — более подробно с помощью одностороннего постепенного оттаивания льда с последовательным анализом пробы оттаявшей воды или оттаявших срезов льда. Срезы выполняются микротомом при отрицательной температуре либо тонкой нагретой проволокой.

Жидкие примеси во льду обусловлены повышением давления или изменением концентрации солей, понижающих температуру плавления льда.

Методы определения жидкой фазы (воды) во льду разделяются на две группы, позволяющие проводить исследования: 1) на пробах льда, извлеченных из массива пород, и 2) непосредственно в естественных массивах. К первой группе методов относятся: а) определение плотности льда; б) определение его солёности с последующим расчетом количества жидкого рассола; в) калориметрический метод; г) химические методы, основанные на измерении понижения температуры, вызванного добавлением к пробе раствора, не замерзающего при низкой температуре, либо на измерении уменьшения концентрации этого раствора. К второй группе относятся методы, базирующиеся на измерении электропроводности льда, его диэлектрической проницаемости, электрической емкости, скорости прохождения упругих волн [8, 11].

Состав *газообразных примесей* во льду должен определяться с учетом сезонных изменений, т.е. с учетом динамики его изменения во времени. Состав газовой фазы во льду мало отличается от атмосферного воздуха, в него могут входить ксеногенный метан, сероводород, тяжелые углеводороды, продукты разложения органического материала и минеральных солей (H_2 , CO_2 , N_2 , O_2). Основными газовыми компонентами во льду являются кислород, углекислый газ и азот.

Предварительное исследование примесей газов ведется визуально, при этом изучаются форма воздушных включений, их размер, характер распределения, устанавливается их количество.

Исследования газа во льду проводятся на основе определения пористости льда. Под *пористостью льда* понимают объем занятых воздухом полостей, выраженный в процентах от общего объема льда. Методы определения его пористости разнообразны: радиоактивный каротаж, ультразвуковой, гидростатическое взвешивание и др.

Компонентный состав газа определяется газгольдерным методом. Он основан на измерении объема и химического состава воздуха, выделившегося при таянии образца льда, по выделению газовой фазы [11]. Газовый анализ ведется с помощью газоанализаторов различного типа по методу селективных поглотителей, сжигения над окисью меди, медленного сжигения в кислородной среде на платиновой проволоке (для метана и водорода) и т.д.

Строение льда. Строение подземных льдов изучается методами структурно-генетического анализа. Структурный метод в петрологии основан на постулате: условия и факторы формирования породы отражаются в ее строении, в пространственной неоднородности образующих породу компонентов разного структурного уровня — от микро- до макростроения. Выявление, анализ и генетическая интерпретация неоднородностей слагающих породу элементов разного структурного уровня составляют сущность структурного метода изучения горных пород вообще и ледяных в частности.

Фундаментальные основы структурного ледоведения разработаны ПА. Шумским (1955). Он показал, что в изучении природных льдов строение и некоторые характеристики породы приобретают ведущее значение при петрогенетических построениях. Под строением в петрографии и ледоведении понимают условия залегания изучаемых горных пород во вмещающей толще, сложение, текстуру и структуру пород. Сложение характеризует особенности макростроения, текстура — прежде всего визуально различимые элементы строения, создаваемые за счет включений, а к структурным признакам можно отнести такие, которые определяются размером, формой, ориентировкой и пространственным рисунком кристаллов льда. Следует оговорить, что четких критериев для разграничения приведенных выше понятий не существует: они тесно связаны между собой и, как правило, должны рассматриваться при петрогенетических исследованиях в неразрывном единстве. Научной базой структурных исследований подземных льдов служат принципы общей петрологии, теория криолитологии и закономерности кристаллизации и перекристаллизации льда.

Подземные льды отнесены к зоне конжеляционного льдообразования криосферы [11]. Вместе с тем, среди них можно разли-

чать как истинно конжеляционные, связанные в своем развитии главным образом с кристаллизацией воды в объеме (инъекционные, трещинные, термокарстово-пещерные), метаморфизованные, строение которых отражает существенную перекристаллизацию, изменение структурного облика без участия фазовых переходов и под влиянием внешних воздействий (жильные льды), а также льды, формирование которых обязано прежде всего процессам седиментогенеза (погребенные первично-поверхностные льды). Каждому генетическому типу подземных льдов присущи собственные структурные особенности, отражающие индивидуальные условия их формирования.

Типоморфными признаками конжеляционных льдов являются структуры стадийной кристаллизации в объеме, структуры отбора и ортотропного роста кристаллов. Типоморфными для жильных льдов являются динамометаморфические структуры ориентированного прорастания кристаллов, рекристаллизации, хрупких дислокаций и т.д. Погребенным льдам свойственны структуры соответствующих первично-поверхностных льдов, лишь частично редуцированные при консервации льдов в криолитозоне. Их характеризуют также особенности залегания в парагенетических комплексах вмещающих отложений: ледниковых, флювиогляциальных, ледниково-морских и др. Следует, однако, учитывать, что диапазон изменений отдельных структурных характеристик для каждого типа и вида подземного льда может быть довольно широким, поэтому только комплекс признаков, отражающих наиболее характерные свойства макро- и микростроения, способен дать правильную генетическую информацию.

Основы методики структурных наблюдений достаточно полно рассмотрены П.А. Шумским [11], Б.А. Савельевым [7] и др. Это позволяет ограничиться только теми вопросами, которые дополняют или развивают изложенные ранее приемы. Структурные наблюдения начинаются с отбора монолитов льда. Успех дела в большой степени зависит от правильного и целенаправленного отбора образцов. Объем монолитов и площадь шлифов, которые практически может обработать исследователь, составляют в большинстве случаев ничтожную долю всей массы льда в обнажении. Поэтому важно выбрать характеристические зоны и участки ледяного тела, в противном случае полученные материалы окажутся случайными и неинформативными. Для того чтобы правильно наметить места отбора монолитов в разрезе изучаемого льда, необходимо предварительно составить и описать общую схему обнажения с выделением текстурных разновидностей, элементов макростроения и условий залегания изучаемого тела льда. Структурные наблюдения должны охватить все его неоднородности

и зоны переходов между ними. Задача заключается в том, чтобы составить достаточно полное представление о структурных особенностях всех элементов ледяного тела.

Опыт показывает, что минимальные размеры монолитов, при которых удастся избежать их растрескивания, составляют 20—25 см в поперечнике. Если лед не слишком насыщен твердыми примесями, удобно применять кольцевой ледобур.

Визуальные методы применяются в полевых и лабораторных условиях. В полевых изучаются условия залегания породы (форма залегания — пластовая, жильная, линзообразная и др.), размеры образуемых льдом тел, элементы залегания — направленность простирания, углы падения, соотношения с другими породами и элементами рельефа местности. Сюда входят также измерение, зарисовка и фотографирование характерных особенностей мерзлых пород и льда, иногда с помощью лупы. При этом отмечаются форма, размеры и распределение включений воздушных пузырьков, пор, ячеек с жидкостью, твердых примесей, ориентировка крупных кристаллов льда, столбчатость, слоистость и т.д. К визуальным методам, применимым в лабораторных и полевых условиях, относятся методы, основанные на частичном (избирательном) таянии льда, которое достигается обычно при радиационном воздействии мощного источника света или при сублимации льда. При этом за счет меньшей термодинамической устойчивости границ кристаллов, большего поглощения ими теплового излучения на поверхности льда появляется характерный рисунок контуров кристаллов, который может быть зарисован, сфотографирован и обмерен. Фотографирование является почти обязательным требованием кристаллографического изучения льда.

Микроскопические методы исследования включают оптическую, поляризационную и электронную микроскопию. Если оптическая микроскопия проводится на срезах и аншлифах льда, то электронная микроскопия возможна только на основе двойного репликирования (поскольку условия вакуума не позволяют исследовать непосредственно ледяное тело, а первичные реплики, изготавливаемые из нетермостойких материалов, разрушаются под воздействием пучка электронов большой энергии).

Для изготовления шлифов сначала выпиливают пластины толщиной около 2 см, ориентированные в нужных показательных плоскостях, а затем доводят толщину до 1,0—0,3 мм в зависимости от размеров кристаллов путем обтаивания на рихтовочной плите и соскабливания острым инструментом.

Для просмотра и фотографирования шлифов в поле применяют поляроиды разнообразной конструкции. Желательно толь-

ко, чтобы поляроид имел большую площадь просмотра, конденсор и матовое стекло для ровного освещения шлифа, палетку с площадной разметкой, приспособление для жесткого крепления микрофотонасадки и чехол, не пропускающий в объектив рассеянный свет.

Опыт показал, что для определения ориентировки оптических осей кристаллов льда, особенно крупных, стандартный столик Федорова малоприменим. Удобно использовать укрупненную модель трехосного столика, позволяющую работать с большими по площади шлифами. Техника работы на укрупненной модели столика ничем не отличается от стандартной [2, 8]. При необходимости навыке он позволяет также вести наблюдения непосредственно в поле без холодного помещения.

При изучении структуры льда описываются размеры, форма, ориентировка, рисунок границ кристаллов, их взаимоотношение с включениями и прослеживаются закономерности изменений этих характеристик в пространстве.

Размеры кристаллов определяют при обработке шлифов или их фотографий замером поперечника или площади сечения кристаллов. По этим показателям в двух или трех плоскостях можно подсчитать объемные размеры. Длину поперечника как характеристику размеров можно использовать только для кристаллов с изометричным сечением. Наиболее информативными и часто используемыми являются площадные размеры. Существует ряд способов определения площадей кристаллов по фотографиям шлифов. Чтобы определить среднюю площадь кристалла в шлифе, подсчитывают количество кристаллов, полностью входящих в поле шлифа, и замеряют их общую площадь с помощью планиметра, взвешивания, переведения контуров на миллиметровку или используя палетку, затем общую площадь делят на количество кристаллов. В случае разновеликих кристаллов их средняя по шлифу площадь малопоказательна. Наиболее полную информацию об особенностях размеров кристаллов в целом по шлифу можно получить либо подсчетом площади каждого кристалла, либо калибровкой кристаллов по грациям (фракциям).

Для измерения площадей применяют палетки разных конструкций. Площадь, ограниченная выбранными контурами, рассчитывается по формуле $S=a^2n$, где a — сторона квадрата палетки в масштабе изображения на фотографии, n — число квадратов в пределах контура. Части квадратов, попавшие на линию контура, оцениваются на глаз. Для палетки, состоящей из параллельных линий, подсчитываются длины отрезков, отсекаемых контуром. Тогда площадь, ограниченная контуром, находится из выражения

$S=x\sum l$, где $\sum l$ — сумма длин отрезков, ограниченных контуром; x — расстояние между параллелями палетки. Обе величины вычисляются в масштабе изображения.

Палетка с точками, нанесенными по квадратной или шестиугольной сетке, представляет собой видоизмененный вариант квадратной палетки; каждая точка является центром квадрата или шестиугольника. Подсчет площади по ней ведется по формуле, применяемой для квадратной палетки, если точки нанесены по квадратной сетке. Если же точки располагаются по сетке шестиугольников и расстояние между точками R , то легко показать, что замеренная площадь будет равна $S=0,866 R^2 n$, где n — число точек внутри контура.

Специальные исследования показали, что точность определения площади мелких объектов с помощью палетки выше, чем при планиметрировании. Точность возрастает с увеличением числа точек в единице площади палетки. По данным А.В. Маслова, средняя квадратическая ошибка σ определения площадей палеткой составляет

$$\sigma = \pm 0,03 \sqrt{S}. \quad (2.53)$$

Получив данные о площади каждого кристалла в шлифе, строят диаграммы и гистограммы процентного содержания кристаллов разной величины.

В ряде случаев можно ограничиться приближенным методом стандартных площадей. При этом необходимы также палетки с нанесенной на каждой из них серией фигур определенной формы: квадратной, треугольной, овальной, прямоугольной, с известными градациями площадей этих фигур. В зависимости от формы кристалла применяют ту или иную палетку, подбирая фигуру, по размерам соответствующую измеряемому кристаллу, и таким образом оценивают площадь последнего, относя его к той или иной градации (фракции). Кристаллы сложных форм расчленяют на простые составляющие и тем же способом определяют площадь каждой. Суммируя их, получают площадь всего кристалла. Во всех вычислениях площадей по шлифам вводят поправочный коэффициент 1,516 и учитывают масштаб изображения (коэффициент вводится для устранения систематического искажения истинных размеров поперечного сечения кристаллов из-за того, что в плоскости шлифа оказываются случайные срезы кристаллов).

Объем кристаллов вычисляют по полученным площадным разностям в двух или трех плоскостях. Двух плоскостей достаточно, если в одной из них кристаллы изометричны. Принимая форму кристаллов призматической, определяют высоту призмы как

корень квадратный из площади кристалла в плоскости сечения изометричной формы, и выражение для расчета объема кристалла принимает вид:

$$V = \sqrt{S_a} \cdot S_b, \quad (2.54)$$

где S_a — площадь кристалла в плоскости сечения изометричной формы; S_b — площадь кристалла в плоскости, перпендикулярной сечению S_a .

Измерение длины границ кристаллов на изображениях шлифа осуществляют разными способами в зависимости от степени извилистости линий. Универсальным способом считается применение циркуля-измерителя с малым раствором 1,0—4,0 мм. Причем лучше пользоваться измерителем с микрометрическим винтом, который более точно сохраняет расстояние между иглами. Однако при сильной извилистости границ кристаллов работа с циркулем-измерителем становится утомительной, трудоемкой и неточной из-за появления значительной систематической ошибки, а также в силу того, что измеряются в сущности не отрезки кривой линии, а прямые, соединяющие искривления.

Гораздо чаще требуется измерить суммарную длину границ кристаллов в шлифе для определения средней длины границ. В этом случае курвиметр дает очень большие ошибки, а применение циркуля-измерителя чрезвычайно трудоемко и поэтому так же неточно. В последние годы в картографии разработано несколько вероятностных способов, значительно упрощающих подобные измерения. Наложив на систему кривых прозрачную палетку с сеткой квадратов, длина стороны которых x , можно определить суммарную длину границ из выражения $\sum l = (n/4)xn$, где n — число пересечений сетки с измеряемыми контурами. Для повышения точности результатов следует накладывать палетку дважды, разворачивая ее во втором случае на 45° , и взять среднее из двух измерений.

Форму кристаллов оценивают с помощью различных морфометрических показателей, которые выбираются применительно к конкретным целям исследования [7, 11]. Наиболее употребимым является коэффициент извилистости границ:

$$K_{изв} = l/\sqrt{N}, \quad (2.55)$$

где l — длина границ кристаллов на единицу площади; N — количество кристаллов на единицу площади. По мнению П.А. Шумского [11], этот показатель позволяет грубо оценить форму кристалла, так как для круга $K_{изв} = 1,18$, для шестиугольника — 1,86, а для квадрата — 2.

В картографии аналогичный показатель рекомендуется находить по выражению:

$$K_{\text{изв}} = l/4\pi\sqrt{S}. \quad (2.56)$$

Чем сложнее форма кристалла, тем выше значение $K_{\text{изв}}$: круг — 1,00; шестиугольник — 1,10; квадрат — 1,27; половина круга — 1,34; равносторонний треугольник — 1,65.

Важным показателем является также коэффициент удлинения, свидетельствующий об условиях ортотропного роста кристаллов в конжеляционном льде и о факторах перекристаллизации в метаморфическом льде. Этот показатель определяется как отношение длинной оси кристалла к короткой.

Таковы самые общие замечания к определению важнейших размерных и морфометрических показателей кристаллов льда в шлифе. В зависимости от конкретных целей они могут видоизменяться и усложняться.

Если лед оказывается рыхлым, разделяющимся на кристаллы без частичного таяния, то распределение кристаллов по размеру исследуется с помощью гранулометрического анализа. Сначала лед аккуратно дробят пестиком с резиновым наконечником в ступке, в которую добавлена небольшая порция твердой углекислоты, затем проводят ситовой анализ или анализ с помощью осаждения зерен в охлажденном керосине.

Дифрактометрические методы, основанные на дифракции рентгеновского излучения решеткой кристалла, широко используются при исследовании строения льда. Исследование ведется методом Дебая—Шерера (на порошке и на мерзлых породах). Метод широко применяется в инженерной геологии и минералогии, особенностью применения его к мерзлым породам является использование охлаждающей приставки любого типа, например полупроводниковых термостойков ТОС-II и др.

В зависимости от того, какой лед изучается в том или ином конкретном случае, каковы особенности его строения и какие задачи стоят перед исследователем, может в определенной мере меняться и содержание анализа.

Схема анализа заключается в последовательном переходе от интерпретации макроструктур к элементам строения все более низкого порядка, в прослеживании связи между ними, установление причинности которых и является результатом анализа. Как и описание строения, анализ начинается с данных о макростроении льда — с условий его залегания и взаимоотношений с вмещающими породами, сложения и текстуры. Особенности кристалли-

зации четко отпечатываются на структурном рисунке и текстуре льда. Сублимационный лед имеет скелетные формы кристаллов, пористую текстуру и совершенно лишен твердых примесей. Конжеляционному льду присущи стадии кристаллизации; сегрегационному — равновеликая структура с правильными кристаллами и чаще с незначительным количеством газовых включений. В метаморфическом льду неперенны структуры деформаций. Так, с хрупкими процессами во льду связано формирование различных по масштабу, конфигурации и расположению зон дробления с мелкими угловатыми кристаллами, среди которых могут наблюдаться отдельные крупные обломки кристаллов.

Генетическую информацию можно получить также из анализа текстуры в слое ортотропного роста. Степень удлинения кристаллов K_l , т.е. отношение длинных осей l_m к поперечнику l_n , тем больше, чем выше температура стенок при постоянном количестве и качестве примесей, т.е. $K_l = l_m/l_n$ характеризует степень переохлаждения.

Со значением температуры кристаллизации связан показатель увеличения размеров кристаллов в ходе ортотропной кристаллизации ΔS , который находят из отношения площади сечения кристалла S_1 в плоскости, где начинается ортотропный рост, к площади его поперечника S_2 в конце ортотропного нарастания:

$$\Delta S = S_1/S_2. \quad (2.57)$$

Кроме того, с температурными условиями связана скорость упорядочения ориентировки оптических осей в зоне выклинивания: чем ниже температура и чем медленнее происходит выклинивание неблагоприятно ориентированных кристаллов, тем больше толщина этой зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ 25100-95. Грунты. Классификация. М.: МНТКС, 1995. 30 с.
2. Жесткова Т.Н., Заболотская М.И., Рогов В.В. Криогенное строение мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1980. 137 с.
3. Лабораторные методы исследования мерзлых пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985. 350 с.
4. Новые методы исследования состава, строения и свойств мерзлых грунтов / Под ред. СЕ. Гречищева, Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1983. 140 с.
5. Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований / Под ред. В.И. Осипова, Р.С. Штенгелова, Г.И. Гордеевой. М.: Изд-во МГУ, 1982. 273 с.

6. Руководство по определению физических, теплофизических и механических характеристик мерзлых грунтов. М.: Изд-во лит-ры по строительству, 1973. 191 с.
7. Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяных покровов морских и пресных водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1963. 540 с.
8. Савельев Б.А. Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1971. 505 с.
9. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах / Госстрой СССР. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1990. 56 с.
10. Фазовый состав влаги в мерзлых породах / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1979. 192 с.
11. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
12. Anderson D.M., Tice A.R. et al. The Unfrozen Water and the Apparent Specific Heat Capacity of Frozen Soils // Proc. of Second International Conference on Permafrost, 16—28 July 1973, Yakutsk, USSR, North American Contribution National Academy of Science, Washington, 1973. P. 289—294.

ГЛАВА 3

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ ПОРОД И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

3.1. Криогенные структуры и текстуры мерзлых пород

В мерзлой породе следует различать криогенную структуру и криогенную текстуру. В целом *криогенное строение* есть строение мерзлой породы, обусловленное определенным сочетанием и относительным распределением в нем криогенных структур и текстур.

Криогенная структура — это строение мерзлой породы, обусловленное упорядоченным распределением в ней составляющих элементов, минеральных частиц, незамерзшей воды и льда, их размерами, формой, количественным соотношением, характером поверхности и взаимосвязей. Распространенными типами структур мерзлых пород являются глыбовая, призматическая, комковатая, ореховая, плитчатая, чешуйчатая структуры.

Под *криогенной текстурой* мерзлых пород понимается взаиморасположение и пространственная ориентация ледяной составляющей горных пород, представленной включениями и прослоями льда различной формы, не превышающими 0,5 м по мощности. В общем виде криогенная текстура — это рисунок, узор, создаваемый льдом в мерзлой породе. Понятие текстуры мерзлой породы, в отличие от криогенной текстуры, включает не только

текстурные особенности ледяных прослоев, но и текстуру органо-минерального скелета. Крриогенную текстуру и структуру чаще всего изучают визуально. Под микроскопом исследуют микротекстуру и микроструктуру мерзлых пород. Их совместное изучение позволяет судить о крриогенном строении и микростроении мерзлых пород. В грубодисперсных песчаных и супесчаных породах наиболее важны исследования на макроуровне, а в суглинистых и глинистых породах, в составе которых преобладают более тонкие минеральные частицы, — на микроуровне.

Крриогенная текстура и структура пород существенным образом зависят от их текстуры и структуры до промерзания. Поэтому важно знать первичное (немерзлое) сложение и строение пород. Наличие в первоначально немерзлых породах текстурных признаков (слоистости, трещиноватости, ориентированной неоднородности и др.) приводит к формированию унаследованных крриогенных текстур. Сегрегационные прослои льда, которые формируются по дефектам первоначальной структуры, имеют большую мощность и относятся к числу дефектно-прочностных унаследованных крриогенных текстур. Прослои льда, образующиеся на контактах слоев пород различного состава и строения, относятся к классу контактно-напряженных крриогенных текстур. Класс унаследованных текстур инородных включений связан с изменением ориентировки и взаиморасположения сегрегационных прослоев льда вокруг инородных включений.

При промерзании однородных по составу и строению дисперсных пород образуются наложенные крриогенные текстуры. Промерзание и оттаивание обычно сопровождаются развитием тепломассообменных, физико-химических и физико-механических процессов, в результате которых изменяются удельная активная поверхность пород и их поверхностная энергия, химико-минеральный и агрегатный состав, происходят коагуляция и диспергация, гидратация и дегидратация, усадка и набухание, перенос влаги, ионов солей и минеральных частиц, что существенно преобразует первичную структуру, текстуру и строение немерзлой дисперсной породы. В породах, отличающихся гранулометрическим и химико-минеральным составом, строением и свойствами, в зависимости от температурного и влажностного режима промерзания и оттаивания формируются различные соответствующие условиям тепло- и массообмена типы и виды крриогенных структур и текстур.

Основная масса подземного льда формируется при замерзании и перераспределении влаги, содержащейся в поровом пространстве пород (конституционный лед). Именно с этим, как

правило, связано образование льда-цемента, различных ледяных включений и шлиров. При этом ледяные шлиры представляют собой обобщенное морфологическое название для мелких ледяных образований линзовидной или клиновидной формы в поперечном разрезе — прослоек, прожилок и т.п., участвующих в формировании слоистых, сетчатых и других типов криогенных текстур.

Текстуру называют массивной в том случае, когда в мерзлой породе лед в виде прослоев и отдельных включений отсутствует, заполняет лишь поровое пространство в виде льда-цемента. Текстуру называют шлировой при наличии в мерзлой породе сегрегационных прослоев и включений льда.

В зависимости от ориентации прослоев льда различают: слоистую криогенную текстуру, когда прослои льда параллельны друг другу (самой простой ее разновидностью является горизонтально слоистая текстура); блоковую криогенную текстуру, когда одновременно с параллельной имеет место ортогональная или наклонная ориентировка прослоев льда, образующих в плане ледяную сетку (сетчатая криогенная текстура); ячеистую криогенную текстуру, характерную для монтмориллонитовых глин и связанную с образованием прослоев льда в виде ячеек. Таким образом, существуют следующие основные типы криогенных текстур: массивная, слоистая, блоковая (сетчатая) и ячеистая.

Массивная криогенная текстура широко распространена в природе и образуется исключительно льдом-цементом, который в виде кристаллов полностью или частично заполняет поры грунта. Лед-цемент часто практически невидим. Массивная текстура образуется при промерзании маловлажных глинистых или песчаных пород.

Слоистая криогенная текстура создается удлиненными параллельными друг другу шлирами льда. Толщина шлиров и расстояние между ними могут составлять от долей миллиметра до десятков сантиметров. Эта текстура формируется в сильно увлажненных тонкодисперсных грунтах, пылеватых и оторфованных песках. Льдосодержание мерзлых пород со слоистой криогенной текстурой за счет включений льда может достигать до 30—40%.

Сетчатая (блоковая) криогенная текстура образуется переслаивающимися удлиненными шлирами льда, создающими в мерзлом массиве решетчатые формы (ячеистая, плетенчатая, чешуйчатая и др.). Сетчатые криотекстуры свойственны глинистым грунтам, в меньшей мере они отмечаются в оторфованных пылеватых песках и разложившемся торфе. Толщина ледяных шлиров, образующих сетку, не превышает нескольких сантиметров, а поперечный размер минеральных ячеек и блоков составляет до не-

скольких десятков сантиметров. Льдонасыщение породы с сетчатой криотекстурой, как правило, меньше 50%.

Ячеистая криогенная текстура, являющаяся разновидностью блоковой, определяется не только условиями промерзания. Существенным образом она зависит от литологических особенностей промерзающих отложений (присуща преимущественно бентонитовым глинам). Так, например, в бентоните вблизи фронта промерзания обнаруживаются четко выраженные ячей грунта в виде многоугольников неправильной формы, окаймленных ледяным каркасом. Формирование ячеистой криогенной текстуры в бентоните целиком предопределено его специфическими микротекстурой и структурой, обуславливающими формирование в толле обезвоживающейся части грунта отдельных структур в виде мелких ячеек и сот.

При исследовании включений льда основное внимание уделяется анализу его текстуры. Под *текстурой включений льда* понимают особенности строения ледяного тела, обусловленные составом, количеством и характером распределений примесей и включений в нем (пузырьков газа, частиц грунта, растительных остатков и т.д.). При отсутствии примесей текстуру льда называют стекловатой, при преобладании в объеме льда газовых включений — пузырчатой, при неравномерном (слоистом) распределении примесей — слоистой. В тонких ледяных шлирах присутствуют чаще всего мелкие пузырьки воздуха неправильной формы, в крупных (мощностью более 0,5 см) — пузырьки воздуха цилиндрической, трубчатой, сферической, грушевидной и других форм. Размеры воздушных пузырьков зависят как от содержания газа в воде, так и от скорости промерзания. Грунтовые включения во льду также могут иметь различную форму и размеры: это могут быть беспорядочные неориентированные включения или отдельные полосы скопления грунтовых частиц и агрегатов, а также обломки породы в области контактов льда с грунтом или контактов между кристаллами льда. В некоторых случаях необходимы сведения о структуре льда — особенностях строения ледяного тела, обусловленных формой, размерами и ориентировкой его кристаллов.

В зависимости от формы, частоты расположения и количественного соотношения льда и минеральной части выделяют различные виды криогенных текстур. Существует около ста различных видов и разновидностей криогенных текстур, входящих в различные общие, генетические и частные классификации. Наиболее распространенной и обобщенной считается классификация Б.И. Втюрина. Сокращенный ее вариант представлен в табл. 3.1.

**Классификация шлировых криогенных текстур
(по Б.И. Втюрину, 1975)**

Тип (по расположению шлиров и характеру ледяного цемента)	Подтип (по ориентировке шлиров льда)	Вид (по интервалу между шлирами: редкослоистый и крупно- сетчатый — более 100 мм; среднеслоистый и средне- сетчатый — 10—100 мм; частослоистый и мелкосетчатый — 1—10 мм; микрослоистый и микро-сетчатый — менее 1 мм)	Разновидность (по толщине ледяныхшлиров: <i>толстошлировая</i> — более 10 мм; <i>среднешлировая</i> — 5—10 мм; <i>тонкошлировая</i> — 1—5 мм; <i>микрошлировая</i> — менее 1 мм)
Слоистый	Горизонтально-, косо-, вертикально - слоистый	Редко-, средне-, часто-, микрослоистый	Толсто-, средне-, тонко-, микрошлировая
Сетчато-слоистый		Средне-, часто-, микро- сетчатослоистый	
Сетчатый	Горизонтально-, косо-, вертикально-сетчатый, беспорядочно-сетчатый	Крупно-, средне-, мелко-, микросетчатый	
Ячеистый	—	Крупно-, средне-, мелкоячеистый	
Атакситовый	—	—	—
Ложно-шлировый (преимущественно слоистый)	Горизонтально-, вертикально-слоистый	Микро-, частослоистый	Тонко-, микрошлировая

Классификация криогенных текстур по условиям их формирования предложена Э.Д. Ершовым (1979). В основу градации криогенных текстур в этой классификации положены теплофизические и физико-механические условия зарождения и роста сегрегационных прослоев льда, вытекающие из физической сущности и механизма протекания процесса криогенного текстурообразования (табл. 3.2, табл. 3.3). При таком подходе теплофизические условия (тепло- и массообмен) являются необходимыми, но не достаточными для возникновения сегрегационных прослоев льда. Достаточными будут физико-механические условия, определяющие преодоление локальной прочности грунта (без зарождения зияющих трещин) и возникновение микропрослоев льда.

В настоящее время *теплофизические условия* формирования криогенных текстур в промерзающих грунтах исследованы более детально и полно по сравнению с физико-механическими.

Поскольку образование и рост сегрегационных прослоев льда при промерзании дисперсных пород возможны не только вблизи границы промерзания, но и в диапазоне отрицательных температур, тепловое условие шлирового льдовыделения в общем случае имеет вид

$$Q_m - Q_t = \Delta Q = Q_{\phi}^{\text{лц}} + Q_{\phi}^{\text{лм}}, \quad (3.1)$$

где Q_m и Q_t — количество тепла, проходящее соответственно через поверхность охлаждения в промерзающей зоне грунта и из талой зоны в мерзлую; $Q_{\phi}^{\text{лц}}$ и $Q_{\phi}^{\text{лм}}$ — тепло фазовых переходов, выделяющееся соответственно при образовании льда-цемента за счет влаги, фиксируемой процессом замерзания на месте, и при образовании сегрегационных прослоев льда в мерзлой части промерзающего грунта за счет миграционной влаги.

Очевидно, что промерзание грунта и формирование его криогенной текстуры будет происходить при $\Delta Q > 0$. В случае $\Delta Q = Q_{\phi}^{\text{лм}}$ в промерзающем грунте образуется только массивная криотекстура. Если же $\Delta Q > Q_{\phi}^{\text{лц}}$, то происходит миграция влаги и, возможно, формирование сегрегационных прослоев льда или льда-цемента за счет мигрирующей влаги (при $Q_{\phi}^{\text{лм}} > 0$). Подобным, но немного более сложным образом может быть записано и тепловое условие роста сегрегационных прослоев льда в мерзлой зоне протаивающих грунтов.

Основываясь на экспериментальных данных по оценке мощности формирующихся прослоев льда, мощности параллельных $h_{\parallel}$ и перпендикулярных $h_{\perp}$ фронту промерзания ледяных прослоев в общем виде можно представить следующим образом:

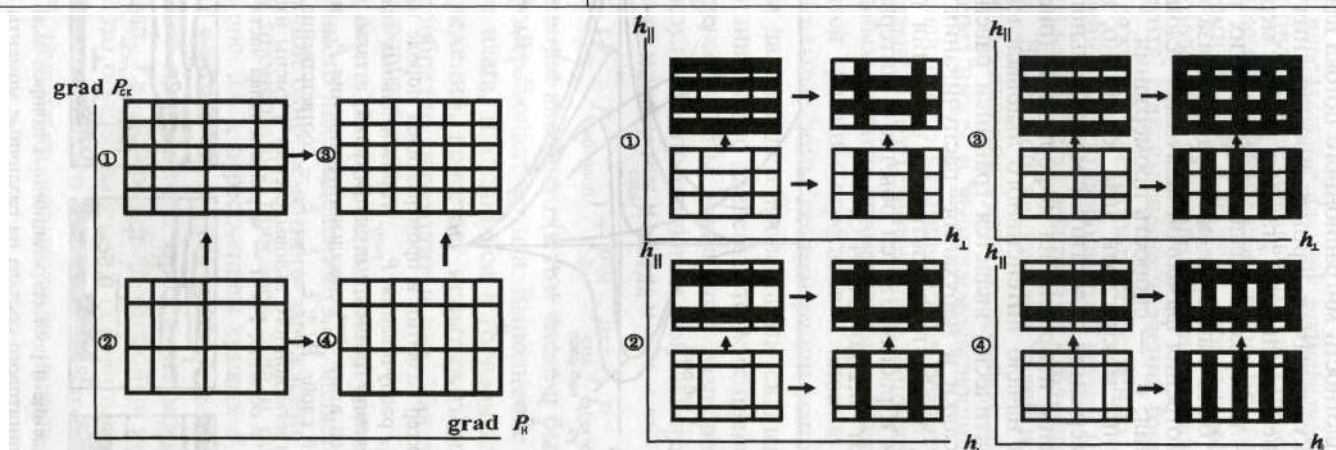
$$h_{\parallel} = f\left(\frac{I_{\parallel}}{v_{\text{пр}}} \Delta x_{\parallel}\right); \quad h_{\perp} = f\left(\frac{I_{\perp}}{v_{\text{пр}}} \Delta x_{\perp}\right), \quad (3.2)$$

Таблица 3.2

Классификация криогенных текстур по условиям их формирования в промерзающих дисперсных породах (по Э.Д. Ершову, 1979)

Литологические особенности пород	Теплофизическое условие формирования криотекстур $Q_m - Q_t = Q_{\phi}^{лш} + Q_{\phi}^{лм}$	Физико-механические условия возникновения криотекстур		Тип криогенных текстур
		условие образования шлиров		
		параллельно фронту промерзания $(P_{ск} + P_{рпл}) > (P_{сдл} + P_{быт})$	перпендикулярно фронту промерзания $P_n = P_{ус} - P_{наб-расп} > P_{сдл}^p$	
Разнообразные по составу, строению и свойствам породы	Не выполняется	Не выполняется в связи с несоблюдением теплофизического условия		Массивный (контактный, пленочный лед-цемент)
	Выполняется	Не выполняются		Массивный (поровый, базальный лед-цемент)
Однородные по составу, строению, сложению и свойствам тонко-дисперсные породы	Выполняется и обеспечивает миграцию влаги в мерзлую часть промерзающих пород	Выполняются спорадически		Порфировидный
		Условие только начинает выполняться, обеспечивая образование лишь неполно развитых ледяных шлиров	Не выполняется	Прерывистый неполнослоистый
			Выполняется спорадически	Неполнослоистый, порфировидный
			Условие только начинает выполняться, обеспечивая образование лишь неполно развитых ледяных шлиров	Неполносетчатый
				Слоистый с прерывистыми вертикальными шлирами
		Выполняется	Выполняется	Сетчатый
			Не выполняется	Слоистый

Расстояние между ледяными шлирами $\parallel$ и $\perp$ фронту промерзания: $l_{\parallel}, l_{\perp} = f\left(\frac{1}{\text{grad } P_{\text{ск}}}, \frac{1}{\text{grad } P_{\text{н}}}\right)$	Мощность $\parallel$ и $\perp$ ледяных шлиров, определяемая по соотношениям $h_{\parallel}, h_{\perp} = f\left(\frac{I_{\parallel}}{v} \Delta x_{\parallel}, \frac{I_{\perp}}{v} \Delta x_{\perp}\right)$



Условные обозначения

$P_{\text{н}}$ — параллельные ($\parallel$) фронту промерзания скальвающие и перпендикулярные ($\perp$) этому фронту нормальные напряжения;
 $h_{\parallel}, h_{\perp}$ — соответственно расстояния между $\parallel$ и $\perp$ ориентированными шлирами льда и их мощность; $I_{\parallel}, I_{\perp}$ — плотность мигративного потока влаги к $\parallel$ и $\perp$ ориентированному ледяному шлиру; $\Delta x_{\parallel}, \Delta x_{\perp}$ — мощности области (зоны) роста $\parallel$ и $\perp$ ориентированного шлира льда; v — скорость промерзания дисперсных пород

где $l_{\parallel}, l_{\perp}$ — плотности миграционного потока влаги к параллельным и перпендикулярным к фронту промерзания ледяным прослоям, являющиеся функцией $\text{grad } P$ и $\text{grad } t$ в мерзлой зоне породы; $\Delta x_{\parallel}$ и $\Delta x_{\perp}$ — интервалы областей роста этих прослоев льда, которые могут быть найдены (как будет показано ниже) только на основе рассмотрения *физико-механических условий* сегрегационного льдовыделения; $v_{\text{пр}}$ — скорость промерзания.

Зарождение микрослоев льда, очевидно, начинается вблизи фронта промерзания и достигает максимального развития вблизи границы смены направления деформаций (рис. 3.1), где обычно фиксируется начало интенсивного льдовыделения (рис. 3.2). Эта граница практически является границей равенства значений напряжений усадки и набухания—распучивания. Она непостоянна во времени, зависит от состава и строения породы и условий промерзания и располагается обычно в интервале отрицательных температур от $-0,2$ до $-3...-4^{\circ}\text{C}$.

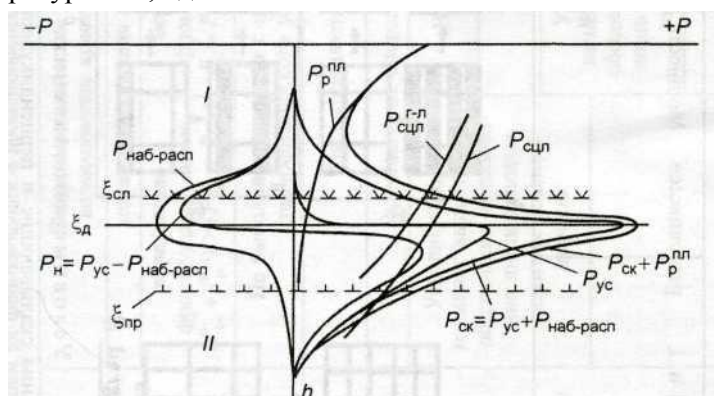


Рис. 3.1. Характер развития в промерзающей породе напряжений усадки $P_{\text{ус}}$, набухания $P_{\text{наб}}$, распучивания $P_{\text{расп}}$, горизонтальных скалывающих $P_{\text{ск}}$ и нормальных $P_{\text{н}}$ объемно-градиентных напряжений, а также расклинивающего давления пленочной влаги $P_{\text{р}}^{\text{пл}}$, локального сцепления $P_{\text{сцл}}$ и сцепления на границе «грунт—ледяной слой» $P_{\text{г-л}}^{\text{сцл}}$. $\xi_{\text{сл}}$, $\xi_{\text{пр}}$, $\xi_{\text{д}}$ — соответственно границы промерзания, визуального сегрегационного льдовыделения и смены направления деформаций в образце; I и II — мерзлая и талая части грунта

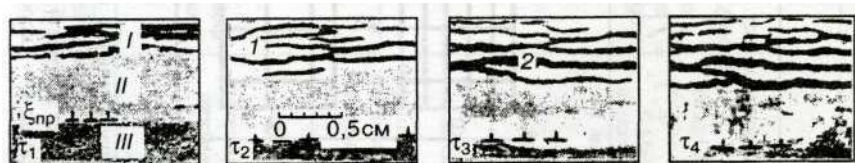


Рис. 3.2. Зарождение и рост сегрегационных шлиров льда в промерзающей глине каолинитового состава на различные моменты времени (τ): I, II, III — зоны мерзлая, промерзающая и талая соответственно; 1, 2 — соответственно минеральные прослои и ледяные шлиры

Прослои льда, *параллельные фронту промерзания*, возникают за счет развития в грунте горизонтальных зон концентрации напряжений. Последние обусловлены скалывающими (или сдвигающими) напряжениями $P_{ск} = P_{ус} + P_{наб-расп}$, формирующимися при наличии разнонаправленных деформаций в иссушающемся и набухающем слоях грунта. Максимальных значений горизонтальные скалывающие напряжения достигают, естественно, на границе (ξ_d) смены направления (знака) деформаций грунта (см. рис. 3.1). Развитие этих напряжений непосредственно наблюдается во всей промерзающей зоне. В мерзлой же зоне и в талой иссушающейся части грунта это проявление будет не прямым, а косвенным, опосредованным через ниже- и вышерасполагающиеся слои породы. Результирующая такого взаимодействия реализуется в виде горизонтальных скалывающих (сдвигающих) напряжений прежде всего по параллельным фронту промерзания дефектным зонам, которыми становятся границы агрегатов и блоков грунта. Так возникают горизонтальные зоны концентрации напряжений породы, которые при дальнейшем возрастании скалывающих напряжений и расклинивающего давления тонких пленок воды $P_{р}^{пл}$ способны превратиться в зоны локального разрушения грунта. Это возможно в результате преодоления локального сцепления грунта (сопротивления сдвигу $P_{сдл}^{сд}$), когда

$$P_{ск} + P_{р}^{пл} = (P_{ус} + P_{наб-расп}) + P_{р}^{пл} > P_{сдл}^{сд} + P_{быт}, \quad (3.3)$$

где $P_{быт}$ — распределение внешнего (в том числе и бытового) давления по высоте промерзающего грунта. Выполнение данного условия означает, что влага, находящаяся в горизонтальных зонах концентрации напряжений, перестает испытывать напряженное состояние и скачкообразно переходит в лед. Так зарождается горизонтальный микрошлир льда.

Область грунта Δx_{II} , в которой выполняется условие горизонтального сегрегационного льдовыделения (3.2), является потенциально возможной зоной одновременного зарождения и роста параллельных фронту промерзания прослоев льда и определяется, согласно схеме (см. рис. 3.4), пересечением кривых $P_{ск} + P_{р}^{пл} = f(x)$ и $P_{сдл}^{сд} + P_{быт} = f(x)$. В верхней части промерзающей зоны и в мерзлой зоне также может происходить зарождение новых горизонтальных шлиров льда, т.е. шлиров льда второй и последующих генераций. Однако это осуществляется в основном за счет резко возрастающего расклинивающего действия тонких пленок незамерзшей воды ($P_{р}^{пл}$), поскольку скалывающие напряжения убывают (см. рис. 3.1).

Развитие и рост уже зародившихся микропрослоев льда могут происходить и в пределах мерзлой зоны промерзающего грунта

при достаточно низких отрицательных температурах. Связано это не только с резко увеличивающимся расклинивающим действием тонких пленок воды, но и с тем, что на границе растущего льда требуется преодолевать уже не локальную прочность грунта на сдвиг ($P_{\text{сдл}}^{\text{сд}}$), а значительно меньшее по величине сцепление ($P_{\text{сдл}}^{\text{л}}$) прослоя льда с мерзлым грунтом ($P_{\text{сдл}}^{\text{л}} < P_{\text{сдл}}^{\text{сд}}$). При невыполнении условия $P_{\text{ск}} + P_{\text{пл}}^{\text{пл}} > P_{\text{сдл}} + P_{\text{был}}$ возникновение и рост горизонтальных прослоев льда прекращаются, как, например, в случае: 1) промерзания грунта с очень большой скоростью, когда миграция влаги практически не происходит и в грунте не развиваются объемно-градиентные напряжения; 2) промерзания сильно сцементированной породы, прочность которой не может быть преодолена за счет объемно-градиентных напряжений; 3) промерзания под очень большим внешним давлением (например, при большом бытовом давлении вышележащей толщи пород). В последнем случае миграция влаги будет происходить только до полного заполнения пор грунта льдом, а далее из-за отсутствия свободного пространства пленочная влага не будет перемещаться даже при наличии $\text{grad } \mu_w$ или $\text{grad } P_{\text{пл}}^{\text{пл}} = /(\text{grad } t)$.

Вертикальные ледяные шлиры в промерзающем грунте связаны с развитием в талой части промерзающей зоны грунта (до глубины смены знака деформации $\xi_{\text{д}}$) растягивающих (нормальных) напряжений как проявление неравномерных по высоте деформаций усадки. В промерзающем грунте выше обезвоживающейся части породы существует набухающе-распучивающаяся мерзлая часть грунта, препятствующая деформациям усадки. Следовательно, в случае промерзания объемно-градиентные растягивающие (нормальные) напряжения $P_{\text{н}}$ будут равны разности напряжений усадки и напряжений набухания-распучивания. При таком подходе условно «свободной» грунтовой поверхностью, где нормальные напряжения равны нулю ($P_{\text{н}} = P_{\text{вс}} + P_{\text{наб-расп}} = 0$), является граница смены направления деформации $\xi_{\text{д}}$, ниже которой располагается максимум нормальных растягивающих напряжений (см. рис. 3.1).

Растягивающие грунт в горизонтальном направлении напряжения $P_{\text{н}}$ прежде всего будут сказываться на вертикальных и наклонных дефектных зонах. Это боковые границы грунтовых макроагрегатов и блоков, образующиеся в процессе структурообразования при иссушении талой и промерзающей частей породы. Так формируются вертикальные зоны концентрации напряжений. Вода в этих зонах находится в напряженно-растянутом состоянии, что обеспечивает поступление сюда влаги под действием $\text{grad } P_{\text{н}}$ и преодоление (при дальнейшем развитии растягивающих нормальных напряжений) локальной прочности грунта

на разрыв — $P_{\text{сцл}}^p$. В результате возникают вертикальные микро-слои льда. Область возможного зарождения их $\Delta x_{\perp}$ определяется пересечением кривых $P_n = f(x)$ и $P_{\text{сцл}}^p = f(x)$, а условие зарождения сегрегационных прослоев льда вертикального направления может быть представлено в виде

$$P_n = P_{\text{ус}} - P_{\text{наб-расп}} > P_{\text{сцл}}^p \quad (3.4)$$

Условие (3.4) не исключает возможности зарождения (при определенном развитии процесса промерзания) вертикальных микро-трещин и трещин в талой части промерзающего грунта.

При зарождении и росте вертикальных шлиров льда (в отличие от горизонтальных) не участвует расклинивающее действие тонких пленок влаги, мигрирующей за счет $\text{grad } W_{\text{из}}$. Это связано с тем, что к вертикальным зонам концентрации напряжений влага движется не под действием $\text{grad } t$, который вызывает $\text{grad } P^{\text{пл}}_p$, а только под действием $\text{grad } P_n$. Очевидно, с этим может быть связано часто наблюдаемое в природных условиях существование менее мощных вертикальных прослоев льда по сравнению с горизонтальными.

Следует особо подчеркнуть, что увеличение скорости промерзания приводит в конечном итоге (из-за слабого обезвоживания талой части и набухания промерзающей зоны грунта) к уменьшению значений скалывающих и нормальных напряжений, а также к значительному сокращению области зарождения и роста вертикальных и горизонтальных прослоев льда. Это способствует (ввиду малого времени формирования шлиров льда) образованию неполноразвитых (неполносетчатой, неполнослоистой, угловато-прерывистой и др.) криогенных текстур. Наряду с этим при увеличении скорости промерзания могут создаваться такие условия, когда вертикальные шлиры уже не образуются. В таком случае обычно образуется тонкая, но частая прерывисто-слоистая (прерывисто-линзовидная, чешуйчатая и др.) криогенная текстура.

3.2. Методы изучения криогенных текстур

Изучение криогенного строения проводится в полевых и лабораторных условиях. Порядок и схема описания состава и криогенного строения мерзлой породы остаются едиными, независимо от того, где они определяются — на отдельных монолитах мерзлого грунта в лабораторных условиях или в массиве обнажения.

В полевых условиях изучение криогенного строения мерзлых пород проводится в естественных обнажениях, в стенках горных выработок (шахт, штолен, шурфов) и по кернам скважин. При этом, основываясь на визуальном обследовании и описании мерз-

лых пород, изучении местных и региональных закономерностей их развития, устанавливаются состав, генезис, возраст отложений, выделяются генетические типы четвертичных отложений; выявляются типичные криогенные текстуры, характерные для различных по составу и генезису пород; устанавливаются распределение текстур в разрезе и по площади, особенности криотекстур в различных литолого-генетических разновидностях пород, имеющих различные состав и условия залегания; выявляются текстурные особенности льда включений; определяются основные физические показатели состояния мерзлых пород: влажность, льдистость, плотность, влажность минеральных прослоев в пределах каждой геолого-генетической группы отложений и характер изменения этих показателей в зависимости от генетической принадлежности отложений, их состава, условий промерзания и т.д. При полевом изучении криогенного строения мерзлых пород используются геологические и специальные геокриологические методы, такие как мерзлотно-фациальный и криотекстурный.

Прежде чем приступить к изучению криогенной текстуры, проводится подготовка мерзлой породы к описанию. Мерзлую породу тщательно зачищают и при необходимости полируют ножом и тонкой наждачной шкуркой. Для изучения пространственной изменчивости взаиморасположения и ориентировки прослоев льда делается несколько срезов как в направлении промерзания, так и вкрест ему. Обычно используется простой набор инструментов, с помощью которых измеряются линейные и объемные размеры ледяных и минеральных прослоев и включений, их ориентация в объеме мерзлой породы (линейные размеры определяются обычными измерителями: линейкой, миллиметровой бумагой, штангенциркулем и др., а ориентация прослоев, углов их наклона — транспортиром). Для более детального изучения криогенной текстуры проводят фотосъемку образца мерзлой породы зеркальными фотоаппаратами с набором насадных колец для увеличения масштаба снимка.

При исследовании криогенных текстур в первую очередь выделяют участки с одинаковым типом криогенной текстуры, после чего в пределах этих участков выделяются зоны с одинаковыми видами криогенных текстур. Выделенные виды криогенных текстур и криогенное строение образцов в целом фотографируются. После этого производятся измерение элементов криогенной текстуры, ее зарисовка и описание.

При описании криогенной текстуры определяется ее тип и дается детальная характеристика составляющих элементов. При этом устанавливаются: условия залегания льда в массиве породы, форма льда, размер ледяных включений, их ориентация в пространстве,

распределение по глубине и площади, описываются текстурные особенности льда включений и характер контакта лед—грунт.

При описании шлировой криогенной текстуры определяются длина прослоек льда по простираанию, их толщина, интервалы между ледяными включениями по глубине разреза, суммарная толщина прослоек льда в единице длины разреза. Визуально устанавливается объемная льдистость породы за счет включений льда.

При описании массивной криогенной текстуры в крупнодисперсных грунтах устанавливается вид массивной текстуры: массивная поровая, массивная пленочная, массивная контактная, массивная базальная. Вид текстуры определяется типом льда-цемента и его распределением в поровом пространстве. Для корковой криогенной текстуры указывается размер корок и визуально устанавливается объемная льдистость за счет льда включений. В тонкодисперсных грунтах с массивной текстурой дается только название ее типа. При описании порфировидной текстуры указываются диаметр ледяных включений и их распределение в пространстве (упорядоченное, неупорядоченное).

Для сложных криогенных текстур вначале детально характеризуют крупные включения льда, образующие основной текстурный рисунок породы, а затем описывают более мелкие ледяные включения, образующие криогенную текстуру мерзлой породы, заключенной внутри крупной ледяной сетки или в интервале между крупными прослойками льда в сложной криогенной текстуре. Значительное внимание при описании уделяется взаимному расположению текстурных элементов, анализу контакта лед—грунт, степени заполнения льдом массива.

Изучение текстуры включает описание текстурообразующего льда. В первую очередь описываются особенности его строения, характер распределения примесей (пузырьков газа, минеральных частиц и растительных остатков). При отсутствии примесей текстуру льда называют стекловатой, при преобладании в объеме льда газовых включений (пузырьков воздуха) — пузырьчатой, при неравномерном распределении примесей — слоистой. В описании текстуры льда указываются форма, размер и ориентировка кристаллов (зерен) льда, его цвет. Обычно в тонких шлирах сегрегационного льда кристаллы имеют пластинчатую форму, а в более мощных — столбчатую. Нередко лед включений состоит из зерен правильной призматической формы, что, как правило, соответствует упорядоченной кристаллографической ориентировке. В крупных ледяных шлирах размеры кристаллов могут достигать в поперечнике нескольких сантиметров. Они легко обнаруживаются при раскалывании льда прослоек, частичном оттаивании и ретушировании оплавленной поверхности льда мягким карандашом.

При характеристике сетчатых криогенных текстур, кроме того, устанавливаются размер минеральных агрегатов, оконтуренных ледяными перемычками, их форма и ориентация в пространстве. Подсчет льдистости за счет включений льда проводится путем определения суммарной площади включений льда, приходящейся на единицу площади разреза.

Возможны случаи, когда типизация криотекстуры затруднительна или невозможна. Например, встречаются разрезы грунтов с единичными прослойками или другими включениями льда; тогда при описании криогенной текстуры не дают ее названия, а только указывают наличие единичных прослоек льда.

Грунтовые включения во льду также имеют различную форму и размеры. Они могут быть в виде беспорядочных неориентированных скоплений или ориентированных прослоев грунта, заключенных в объеме льда. В крупных включениях могут присутствовать хорошо сохранившиеся растительные остатки — веточки кустарников, обломки деревьев и т.п., изучение которых полезно для решения вопросов, связанных с расшифровкой возраста и установлением генезиса льда включений.

Визуальное изучение криогенного строения мерзлых пород рекомендуется проводить по следующей схеме:

- 1) в пределах однородного литологического слоя выделяют интервалы с одинаковым типом и подтипом криогенной текстуры;
- 2) в пределах выделенных интервалов производится подразделение разреза по видам и разновидностям криогенных текстур;
- 3) выделенные виды криогенных текстур и криогенное строение образца в целом фотографируются;
- 4) проводится измерение элементов криогенной текстуры и ее зарисовка;
- 5) проводится описание криогенных текстур, в ходе которого отмечается:
 - интервал залегания слоя с криогенной текстурой одного типа, подтипа, вида, разновидности и ее название (например, слоистая, косослоистая, частослоистая, тонкошплированная);
 - размеры ледяных включений (толщина, длина, расстояния между включениями льда) и ориентация ледяных включений в пространстве;
 - характер распределения льда включений по глубине (равномерное, неравномерное);
 - характеристика текстурных особенностей льда включений (наличие или отсутствие воздушных, грунтовых или растительных включений, цвет льда);
 - характер контакта лед—грунт;
 - объемное содержание льда по отношению к объему мерзлой породы.

Лабораторные исследования криогенных текстур. Для выяснения природы текстурообразования, его физической сущности, механизма и закономерностей развития производится физическое моделирование криогенных текстур, при котором одновременно с описанием текстур изучаются параметры и характеристики тепло-массообменных, физико-химических и физико-механических процессов. Моделирование позволяет: создавать особые условия эксперимента, не существующие в природе в чистом виде, и вскрывать таким образом частные закономерности текстурообразования, изучать комплекс физических параметров и характеристик, многие из которых трудноопределяемы в природных условиях, изменять продолжительность (замедлять или убыстрять) протекания процесса, использовать в исследованиях цейтраферную или замедленную киносъемку, микрофотосъемку и др. При физическом моделировании необходимо: поставить цель и задачи эксперимента; подготовить образцы породы к моделированию с обоснованием размеров, формы и методов обработки образцов; обосновать граничные температурные условия; обосновать граничные влажностные условия; установить методы и способы определения параметров и характеристик процесса; отработать методику обработки и анализа материалов эксперимента.

В зависимости от цели физического моделирования могут быть заданы условия одномерной, двухмерной и многомерной задач промерзания, т.е. одностороннего, двустороннего и многостороннего промерзания.

Большинство существующих лабораторных экспериментальных установок служит для моделирования одномерного теплового поля в образцах, которые либо изолируются от влагообмена с окружающей средой (моделирование «закрытой системы»), либо в процессе эксперимента осуществляется контроль за влагообменом с внешней средой (моделирование «открытой системы»). Для создания необходимого температурного поля обычно конструируются установки на базе холодильного оборудования или используются естественные природные запасы холода, в том числе подземные лаборатории, устраиваемые в многолетнемерзлых породах. При моделировании одномерного промерзания образцы, как правило, изолируются с боковых сторон теплоизоляционным материалом.

При исследовании процесса текстурообразования в мерзлой зоне оттаивающих и мерзлых пород одним из главных моментов является моделирование первоначального криогенного строения (криогенной структуры и текстуры) породы. Одним из способов моделирования является проморозка породы в тех термовлажностных условиях, которые приводят к формированию в ходе промерзания необходимой криогенной текстуры. Например, массивную

криогенную текстуру получают, задавая низкие отрицательные температуры (в диапазоне от -30 до -70°C и ниже, значения ее подбираются в зависимости от размеров образцов грунта и его состава) и высокие скорости промерзания, при которых влага фиксируется в поровом пространстве без перемещений.

Для решения задачи с неполным промораживанием образцов с одного из торцов поддерживается положительная температура. Один из вариантов такого типа установок представлен на рис. 3.3 и 3.4.

В процессе экспериментов, продолжительность которых составляет от 3—4 до 7—10 сут, производится регулярное измерение по высоте образцов и во времени основных параметров и характеристик, необходимых для анализа процесса текстурообразования: температуры (t), общего термодинамического потенциала влаги (μ_w), влажности (W), плотности скелета (ρ_d), пористости (n), плотности внутреннего ($I_{вт}$), внешнего ($I_{вш}$) и суммарного (I_w) миграционных потоков, интенсивности обезвоживания (j_0) и льдонакопления (j_l), коэффициентов влагопроводности (λ_w) и диффузии влаги (K_w), деформаций (h_{yc}) и напряжений усадки (P_{yc}), деформаций пучения ($h_{пуч}$). Частота замеров параметров за-

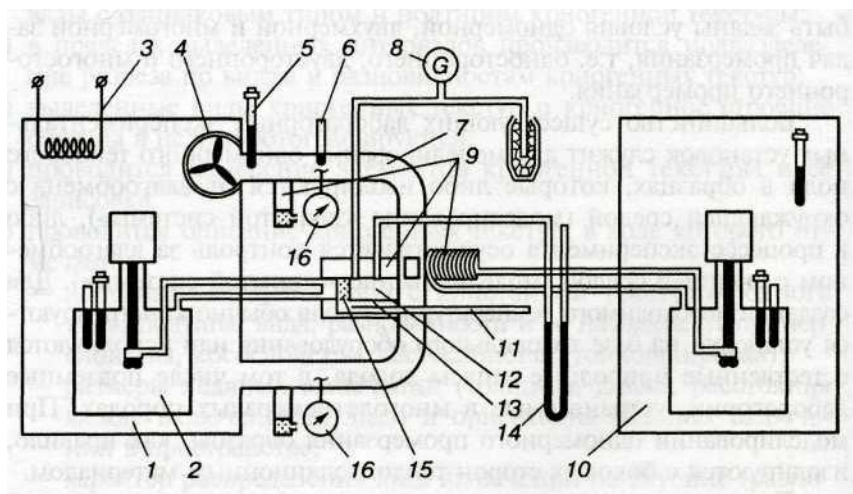


Рис. 3.3. Схема установки для исследования процессов влагопереноса, сегрегационного льдовыделения и криогенного текстурообразования в дисперсных грунтах: 1 — холодильный шкаф; 2, 10 — ультратермостаты; 3 — нагреватель; 4 — вентилятор; 5, 6 — контактный и срочный термометры; 7 — подковообразный воздухопровод; 8 — гальванометр для определения ЭДС термопар; 9 — кассеты с образцами; 11 — капиллярная трубка; 12 — образец грунта; 13 — теплоизоляционная защита; 14 — трубка с ртутью для тензиометрического определения потенциалов влаги; 15 — влагонасыщенный песок; 16 — анемометр

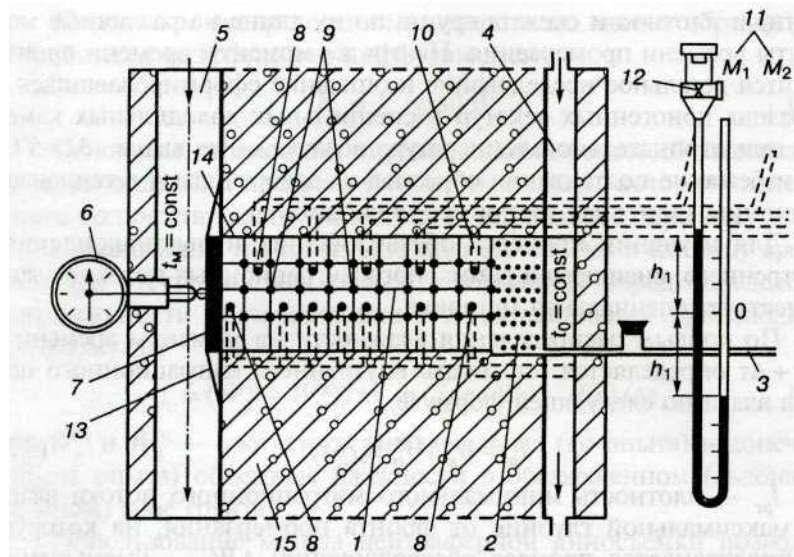


Рис. 3А Схема отдельного узла установки по исследованию процесса промерзания и оттаивания грунта:

1 — образец грунта; 2 — капиллярно-насыщенный песок; 3 — влагомерная стеклянная трубка; 4 — металлическая емкость; 5 — воздухопровод; 6 — индикатор деформаций часового типа; 7 — металлический штамп; 8 — термодары; 9 — датчики деформаций; 10, 11, 12 — тензиометры; 13 — резиновая муфта; 14 — кассета; 15 — теплоизоляция

висит от режима промерзания (оттаивания) и изменяется от 10 мин в начале опыта, когда процессы протекают наиболее интенсивно, до 5—8 ч в конце эксперимента.

Одновременно с измерениями параметров производится фотографирование (или киносъемка) поверхности промерзающего или оттаивающего образца. Используя фотографии, определяют время и место зарождения ледяных шлиров, а также рост и развитие их в процессе промерзания. Фиксируются границы начала и окончания интенсивного сегрегационного льдовыделения ($\xi_{\text{пр}}$ и $\xi_{\text{сл}}$). Покадровый расчет этих величин позволяет строить зависимости $h_{\text{вс}} = f(\xi, \tau)$ и $h_{\text{пвч}} = f(\xi, \tau)$. Динамика продвижения фронта промерзания ($\xi_{\text{пр}} = f(\tau)$) изучается по температурным кривым $t = f(\xi, \tau)$.

По окончании опытов образцы грунтов разрезаются на отдельные слои мощностью 0,2—2,0 см вкост направления теплового и миграционного потоков и определяются их влажность (весовым способом) и плотность (методом парафинирования). Поэтапное снятие с установки образцов-близнецов и их разделка позволяют получить распределение суммарной влажности (льдис-

тости) и плотности скелета грунта по их длине на различные моменты времени промерзания. На эти же моменты времени производится детальное исследование и описание сформировавшихся в образцах криогенных текстур в специальных холодильных камерах при отрицательной температуре воздуха — не выше $-3...-5^{\circ}\text{C}$. Во избежание подтаивания образцов их заворачивают в теплоизоляционный материал (например, в войлок).

Для изучения процесса обезвоживания и льдонакопления, внутреннего, внешнего и суммарного миграционных потоков влаги существует специальная методика.

По кривым распределения влажности на моменты времени τ и $\tau + \Delta\tau$ определяется плотность внутреннего миграционного потока влаги по следующей формуле:

$$I_{\text{вт}} = \rho_w \Delta W_p \Delta\xi / \Delta\tau, \quad (3.5)$$

где $I_{\text{вт}}$ — плотность минимального миграционного потока влаги на максимальной глубине от фронта промерзания, на которую распространяется процесс обезвоживания; ΔW_p — уменьшение объемной влажности грунта в слое мощностью $\Delta\xi$ за время $\Delta\tau$; ρ_w — плотность воды. При этом $\Delta\tau$ должно быть достаточно мало, т.е. такое, чтобы величина $I_{\text{вт}}$ за этот промежуток времени была практически постоянной. Плотность внутреннего миграционного потока влаги в следующем (вышележащем) сечении образца, отстоящем от предыдущего сечения на расстояние $\Delta\xi$, определяется как

$$I_{\text{вт}}^i = I_{\text{вт}}^{i-1} + \Delta W_p \Delta\xi \rho_w / \Delta\tau, \quad (3.6)$$

где $I_{\text{вт}}^{i-1}$ — плотность миграционного потока влаги в предыдущем сечении образца.

Через данное сечение протекают влага, выделяющаяся из слоя $\Delta\xi$ при его обезвоживании, и поток из нижележащих слоев породы. При определении плотности внутреннего миграционного потока влаги в каждом вышележащем сечении породы к величине потока влаги, обусловленного обезвоживанием слоя $\Delta\xi$, прибавляется миграционный поток влаги через нижнее сечение этого слоя. При влагообмене в условиях «открытой системы» суммарный миграционный поток влаги (I_w) равен сумме двух потоков: внутреннего ($I_{\text{вт}}$) и внешнего ($I_{\text{вн}}$). Внешний миграционный поток определяется по скорости движения мениска воды в мерной капиллярной трубке ($v_{\text{тр}}$), через которую производится подача воды в образец

$$I_{\text{вн}} = v_{\text{тр}} S_{\text{тр}} \rho_w / S_{\text{обр}}, \quad (3.7)$$

где $S_{\text{тр}}$ и $S_{\text{обр}}$ — соответственно площади сечения капиллярной трубки и образца грунта.

По кривым распределения влажности по высоте образца рассчитывается коэффициент диффузии влаги:

$$K_w = I_w / \text{grad } W_p.$$

(3.8)

Основным параметром, определяющим процесс обезвоживания (льдонакопления), является его интенсивность, которая численно равна количеству влаги, уходящей (поступающей) при иссушении (льдонакоплении) грунта из единицы его объема в единицу времени. При отсутствии или малых деформациях пород определение интенсивности обезвоживания и льдонакопления производится по формулам

$$j_o = (W_p^n - W_p^k) / \Delta \tau \quad \text{и} \quad j_{\text{л}} = (W_p^k - W_p^n) / \Delta \tau,$$

(3.9)

где W_p^n и W_p^k — соответственно начальная (до опыта) и конечная (после опыта) объемные влажности в обезвоженном (льдонасыщенном) слое грунта.

Использование метода цейтраферной киносъемки позволяет при просмотре киноплёнки установить динамику образования криогенных текстур, т.е. место и последовательность зарождения сегрегационных прослоев, скорости их развития, моменты интенсивного роста и затухания текстурообразования.

3.3. Микростроение мерзлых пород

Микростроение мерзлой породы определяется пространственным сочетанием слагающих ее элементов (частиц скелета, кристаллов льда, включений, незамерзшей воды и газов), размер которых менее 0,1 мм. Граница между макро- и микростроением, конечно, условна, но для выделения этих двух понятий есть определенные основания. Во-первых, элементы весьма малого размера почти или совсем не различаются невооруженным глазом, поэтому методы определения микростроения мерзлой породы коренным образом отличаются от методов изучения ее макростроения. Это в основном световая и электронная микроскопия, рентгеновский и другие виды анализа. Во-вторых, для частиц размером менее 0,1 мм при формировании строения и свойств породы большую роль, как известно, начинают играть дисперсность частиц, химико-минеральный состав, природа поверхностных сил и характер взаимодействия их с водой.

Изучение микростроения мерзлых пород все еще остается одним из малоисследованных вопросов мерзлотоведения. Это связано с отсутствием теоретических и методических разработок, а также установок и приборов для исследований в этой области.

Целью исследования микростроения мерзлых пород является получение характеристики элементов, составляющих мерзлую породу, их пространственного расположения, характера взаимосвязи, что достигается описанием и определением ряда количественных показателей. В настоящее время нет общепринятого порядка анализа микростроения, и в данном разделе даются лишь самые общие рекомендации.

Анализ микростроения мерзлых пород рекомендуется проводить по четырем составляющим: скелет, включения льда, пустоты и примеси.

Характеристика частиц и их агрегатов ведется методами, широко используемыми в инженерной геологии при описании микростроения рыхлых дисперсных грунтов (Ларионов, 1966; Сергеев, 1978). Здесь следует только отметить, что основными характеристиками частиц скелета являются размер, форма и их распределение, причем сначала описывается грубодисперсная часть скелета, а затем глинистая.

При анализе включений льда сначала определяется общая льдистость породы — по процентному соотношению льда и скелета в поле зрения, а затем тип ледяных включений.

В формировании микростроения, так же как и макростроения, участвуют два типа внутригрунтового льда: лед-цемент и сегрегационный лед. Лед-цемент в мерзлых породах подразделяется на: 1) базальный — образующий основную массу породы и разобщающий частицы скелета (частицы грунта «плавают» во льду); 2) порфировый — в массе породы распределены отдельные включения льда, причем их размер превышает размер агрегатов; 3) поровый — заполняет поры целиком; 4) пленочный — обволакивает поверхность частиц, оставляет часть пор незаполненными; 5) контактовый — расположен только в местах контакта частиц скелета; 6) игольчатый — лед выделяется в виде иголок изморози на поверхности частиц.

Сегрегационный лед как элемент микростроения представлен тонкими, незаметными невооруженным глазом микропрослойками и микролинзочками. Выделяется несколько разновидностей криогенных микротекстур сегрегационного льда: 1) кольцевая — ледяные микропрослойки в виде колец, часто концентрических; 2) слоистая — ледяные микропрослойки располагаются в виде параллельных слоев; 3) сетчатая — ледяные микропрослойки образуют сетку.

После определения количества включений льда и его типа описывается его микроструктура. При этом определяются размеры кристаллов, их форма и ориентировка. На основании полученных значений строятся график распределения размеров кристаллов

и диаграммы ориентировки. В описание микростроения входит также описание пустот, формы, размеров и расположения.

Важно указать наличие примесей в мерзлой породе — чаще всего это бывают органические остатки, — их характер, распределение, взаимоотношение с частицами скелета и включениями льда.

Методы изучения микростроения. В настоящее время существует ряд методов изучения микростроения, каждый из которых позволяет решать определенный круг задач и имеет свои достоинства и недостатки. В их число входит электронная микроскопия. Выбор метода обусловлен целью, объемом и детальностью решения поставленной перед исследователем задачи.

Метод изучения микростроения мерзлых пород в отраженном свете наиболее прост и аналогичен исследованию строения мерзлых пород в разрезах. Используется микроскоп любого типа с осветителем отраженного света.

Анализ образцов проводится по свежим сколам в камере с отрицательной температурой либо в обычных условиях с использованием термоэлектрического холодильника, который устанавливается на столик микроскопа. Такой микрохолодильник изготовлен на базе замораживающего столика ТОС-II. Он состоит из батарей термоэлементов, предметного столика, защитного кожуха. Конструкция кожуха такова, что позволяет вести просмотр объекта путем передвижения и вращения самого микрохолодильника, не нарушая теплового режима. Охлаждение микрохолодильника достигается включением термобатареи в цепь постоянного тока, подаваемого от выпрямителя. При этом, согласно эффекту Пельтье, на одной стороне термобатареи температура понижается, а на другой — увеличивается. Эта сторона охлаждается проточной водой. Температура может регулироваться напряжением в цепи батареи термоэлементов.

В отраженном свете изучаются в основном элементы микротекстуры мерзлых пород, а именно распределение льда, частиц скелета и их агрегатов. Метод имеет ряд недостатков, наиболее существенный из них — протаивание образца, поскольку падающий луч света при сильном освещении разрушает лед на поверхности скола. Этот метод рекомендуется как предварительный для общей характеристики микростроения и выбора метода для детального исследования объекта.

Более информативен **метод изучения микростроения мерзлых пород в шлифах в проходящем свете**. В качестве основного прибора используется поляризационный микроскоп. Для исследования микростроения мерзлых пород пригоден микроскоп любой марки (Мин-5, Мин-8, Полам и др.). Принцип работы, описание и спо-

собы настройки поляризационного микроскопа можно найти в специальной литературе. Шлифы из образцов мерзлых пород изготавливаются на шлифовальном станке с охлаждением жидким азотом. При этом вследствие разницы между показателями двулучепреломления у льда и частиц скелета толщина шлифов для изучения включений льда должна составлять 0,5—0,8 мм, а для анализа особенностей скелета — 0,03—0,05 мм. Можно сначала изготавливать толстые шлифы, которые после исследования включений льда доводятся до требуемой толщины.

Шлифовальный станок состоит из нескольких узлов: электромотора, фрикционной передачи, шлифовального диска. На шлифовальный диск прикрепляется шлифовальная бумага. Жидкий азот поступает на диск из сосуда Дьюара через испаритель. Испаритель состоит из трубки с двойными стенками; на внешней стенке укреплен нихромовая спираль, нагреваемая переменным током. При нагревании спирали происходит интенсивное испарение азота; давление в герметически закрытом сосуде растет, и жидкий азот через клапан трубки испарителя поступает на шлифовальный диск.

Обработка заготовки мерзлой породы производится постепенным шлифованием сначала одной стороны, которая затем приклеивается к предметному стеклу клеем, состоящим из канифоли и ксилола. После полного затвердевания клея заготовка шлифуется с другой стороны и доводится до необходимой толщины.

Для исследования льда и мерзлых глинистых пород, не содержащих грубых включений, можно изготовить тонкие препараты, аналогичные петрографическим шлифам, для чего применяется микротом-криостат. Он состоит из станины, механизма подачи с маховиком, зажима, куда помещается заготовка для шлифа, и перемещаемого ножа.

Охлажденный зажим состоит из термобатарей ТОС-П, питаемой от выпрямителя и прикрепленной скобой, куда примораживается заготовка льда или мерзлой породы либо вставляется предметное стекло с примороженной заготовкой. Термобатарея обеспечивает заготовке охлаждение до $-20\ldots-25^{\circ}\text{C}$, что позволяет изготавливать препараты в лаборатории при комнатной температуре.

Изучение шлифов и тонких препаратов проводится либо в холодильной камере, либо в обычных условиях с применением термоэлектрического микрохолодильника.

Предлагаемым методом определяют структурный рисунок породы: распределение частиц и агрегатов скелета, включений льда и пустот. В шлифах достаточно четко выделяются частицы песчано-пылеватой фракции в виде светлых или цветных пятен на фоне темных глинистых агрегатов, поэтому определение размеров

и формы частиц не представляет трудности. Размер и форма глинистых агрегатов определяются труднее, так как в поляризационном микроскопе не выделяются глинистые частицы, поэтому границы агрегатов можно определить лишь по плотности фона: переходы от одного агрегата к другому выделяются более светлым тоном. Исключение составляют агрегаты оптически ориентированных глинистых частиц, которые диагностируются в поляризованном свете.

Размер, форма и распределение кристаллов сегрегационного льда и льда-цемента определяются в поляризованном свете в результате образования цветовой картины интерференции. Ориентировка кристаллов льда определяется на столике Федорова; описание метода можно найти в работе Б.А. Савельева (1971).

Пустоты в мерзлых породах при методе шлифов определяются по отсутствию двупреломления при включении поляризатора.

Метод исследования микростроения мерзлых пород при помощи реплик. Реплика — это отпечаток с исследуемой поверхности, полученный с помощью тонких пленок. Реплики изготавливаются следующим способом. Мерзлый образец раскалывается в камере с отрицательной температурой, и свежий скол покрывается охлажденным до температуры опыта раствором полистирола в дихлорэтаноле (можно использовать другие вещества и другие растворители; концентрация подбирается опытным путем — приблизительно 5—10%). Образец выдерживается при заданной отрицательной температуре до полного испарения растворителя. После высыхания образец оттаивается и пластиковая пленка (реплика) механически отделяется и промывается в дистиллированной воде. Для удаления оставшихся минеральных частиц реплику помещают в плавиковую кислоту, после чего вновь промывают в дистиллированной воде и высушивают при комнатной температуре.

Полученную реплику, которая несет информацию о структуре поверхности скола, изучают под микроскопом в обычных лабораторных условиях (т.е. при положительной температуре). Метод реплик дает возможность изучать структурный рисунок породы: форму, размеры, поверхность частиц и агрегатов, характер агрегирования, размер и распределение включений льда, количественное соотношение компонентов, составляющих мерзлую породу.

Для получения более полной информации о строении льда включений (определения размеров кристаллов, ориентировки их оптических осей) метод реплик дополняется методом травления, который основан на испарении льда с поверхности, покрытой пористым пластиком — поливинилформалем (формваром). Технология метода такова. Исследуемый образец мерзлой породы в камере с отрицательной температурой раскалывается ножом, и скол

покрывается предварительно охлажденным 0,5—1%-м раствором поливинилформаль в дихлорэтано. В течение 0,5—1 ч образец выдерживается в холодильном шкафу при температуре -15...-20°C. При травлении льда в результате испарения в мельчайшие отверстия в пленке формвара на его поверхности образуются лунки травления определенной геометрической формы. Каждому кристаллу будут соответствовать лунки одной формы, расположенные взаимно параллельно по всей его площади, поэтому, различая участки по форме лунок, можно отличить один кристалл от другого и ориентировочно определить размер. Как выяснено рядом исследователей, форма лунок травления соответствует форме среза плоскостью шлифа шестигранной призмы кристалла льда. Форма среза в свою очередь зависит от пространственного расположения кристаллов относительно плоскости шлифа. Поэтому по форме лунок можно определить оптическую ориентировку отдельных кристаллов. Согласно схеме, приведенной на рис. 3.5, шестигранная форма лунки показывает, что главная оптическая ось кристалла направлена на наблюдателя, прямоугольная форма говорит о расположении главной оптической оси в плоскости шлифа. Любая другая форма лунок (треугольная, трапецевидная и др.) свидетельствует о направлении главной оптической оси кристалла под углом к плоскости шлифа, меньшим 90°. Для более точного определения угла наклона используется формула

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\sin \alpha \sin \beta}{\sin (\alpha + \beta)}, \quad (3.10)$$

где γ — искомый угол, определяющий ориентировку главной оптической оси кристалла по отношению к плоскости шлифа; α и β — углы, измеряемые непосредственно по форме лунок.

Протравленные образцы чистого льда и мерзлых пород можно изучать непосредственно под микроскопом в отраженном или проходящем свете с использованием микрохолодильника. Помимо этого с них можно приготовить реплики описанным выше методом и работать с ними в обычных лабораторных условиях при комнатной температуре.

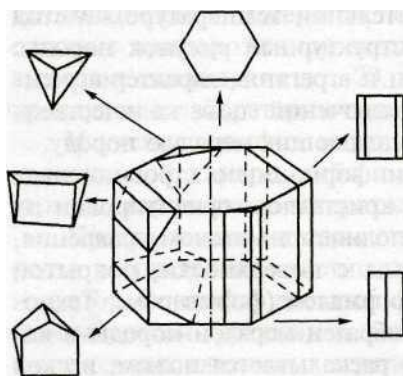


Рис. 3.5. Схема зависимости формы лунок травления во льду от направления сечения плоскостью скола шестигранной призмы кристалла льда

Метод реплик является наиболее универсальным при исследовании микростроения мерзлых пород и имеет ряд достоинств. При проведении эксперимента в лаборатории репликой можно зафиксировать картину строения мерзлой породы при определенной, заданной опытом температуре. Реплики можно получать в полевых условиях при наличии отрицательной температуры. К сожалению, этот метод имеет существенный недостаток, так как не позволяет достоверно диагностировать мелкие поры, и пока совершенно не применим для работы с рыхлыми, сильно пористыми породами.

Из полученных реплик можно изготовить препараты для проведения более детальных исследований с помощью электронного микроскопа.

Интерпретация реплик проводится на основе сравнения характера рельефа скола компонентов мерзлой породы. Рельеф агрегатов частиц скелета очень резкий, наблюдается характерная скульптура, хорошо выделяются частицы, у которых можно определить размеры, форму и характер поверхности. Рельеф участков льда-цемента, как правило, ровный, чаще плоский, иногда наблюдаются раковистые изломы. Более надежно интерпретируются участки льда-цемента в случае применения метода травления. Наличие лунок травления прямо указывает на присутствие льда, их форма — на особенности его структуры.

Методика исследования микростроения с помощью электронного микроскопа. Важнейшим свойством любого оптического прибора является его разрешающая способность, которая определяется разрешимым расстоянием. Разрешимое расстояние — это минимальное расстояние между двумя точками объекта, на котором их изображение можно различать отдельно (т.е. две точки не сливаются в одну). Эта величина зависит прежде всего от длины волны используемого излучения.

В световых микроскопах используется пучок света от электроосветителя. Минимальная длина волны этого света равна $5 \cdot 10^{-5}$ см. При таком условии разрешение микроскопа не превышает 0,1 мкм. Наблюдать объекты меньшего размера не позволяют погрешности оптической системы и явление дифракции света.

Для увеличения разрешающей способности необходимо использовать излучение со значительно меньшей длиной волны. Наиболее подходящим источником оказался поток электронов, длина волны которого в 50 000—100 000 раз меньше длины волны видимого спектра, что и позволило добиться в лучших современных микроскопах разрешения порядка 1—2 Å.

Принципиальная схема конструкции электронного микроскопа сходна с оптическим, но вместо светового луча здесь работает

пучок электронов, а вместо стеклянных линз — электромагниты, задающие электронному потоку определенное направление. Необходимо соблюдение еще одного условия. Поскольку молекулы газов, составляющих воздух, рассеивают электроны, в колонне микроскопа на пути следования электронного пучка необходимо создать вакуум меньше 10^{-4} — 10^{-5} мм рт. ст.

Изображение объекта на экран микроскопа может передаваться двумя способами: 1) электронный пучок проходит сквозь объект, в этом случае микроскоп относится к просвечивающему типу; 2) изображение получается путем сложного «отражения» электронного пучка от поверхности объекта, в этом случае микроскоп относится к типу растровых (сканирующих).

В электронном микроскопе просвечивающего типа изображение создается при прохождении электронного луча через объект за счет его неодинаковой плотности — непрозрачные для электронов участки будут выглядеть темными, прозрачные — светлыми. В связи с этим толщина исследуемого объекта должна быть не более 0,08 мкм.

Растровый (сканирующий) электронный микроскоп во многом сходен с электронным микроскопом просвечивающего типа, но здесь электронный луч не проходит сквозь объект, а движется (сканирует) по его поверхности в определенном порядке. Достигая поверхности образца, электроны направленного луча возбуждают электроны атомов вещества, из которого состоит объект, и эти «вторичные» электроны отрываются от исследуемой поверхности, собираются электронно-сборной системой и передаются в телевизионный приемник, на экране которого воссоздается изображение поверхности объекта.

Разрешающая способность растрового электронного микроскопа значительно ниже (50 — 100 Å), чем у микроскопа просвечивающего типа, однако он имеет другие преимущества. Во-первых, он позволяет изучать микростроение образцов практически любого размера и с большей глубиной резкости; во-вторых, взаимодействие электронного пучка с поверхностью образца порождает ряд явлений (например, рентгеновское излучение и др.), фиксируя которые с помощью различных электронных приставок, можно получить ряд качественных оценок изучаемого объекта (например, химический состав).

Особенности конструкции электронных микроскопов определяют метод подготовки образцов и анализа их микростроения. Как уже указывалось, объектом наблюдения в электронном микроскопе просвечивающего типа являются тонкие препараты, прозрачные для электронного луча. В связи с этим микростроение мерзлых пород на приборах этого типа нельзя исследовать

непосредственно по образцам из-за трудоемкости приготовления столь тонких препаратов, а также потому, что при прохождении электронного луча через объект разрушается лед. Поэтому здесь используется косвенный метод исследования — метод двухступенчатых реплик. Он состоит в приготовлении пластикового отпечатка с поверхности образца (см. описание приготовления реплик) и в последующем напылении на поверхность реплики углерода, металла или их сочетания. Напыление производится в специальных приборах — вакуумных напылителях. С конструкцией такого прибора можно ознакомиться по специальной литературе. Напыленная металлическая пленка отделяется от пластиковой реплики в соответствующем растворителе. На полученной таким способом вторичной реплике (металлической пленке) по рельефу можно различать расположение частиц и агрегатов скелета, включений льда, а также пленок незамерзшей воды и включений органики. По лункам травления можно определить кристаллографические параметры льда.

Используя растровый электронный микроскоп с охлаждающей приставкой, можно исследовать непосредственно поверхность небольших образцов (1—2 см³). При этом способе образец охлаждается до очень низких температур (-120...-150°C). Поскольку при охлаждении образца может произойти значительное искажение микростроения, в целях его уменьшения рекомендуется перед микроскопированием резко охладить образец жидким азотом до -196°C для фиксации исходной картины. Метод имеет свои недостатки: малая разрешимость, искажение сигнала изображения, разрушение льда в образце электронным лучом. В настоящее время этот метод продолжают усовершенствовать.

При отсутствии охлаждающей приставки на растровом электронном микроскопе можно проводить анализ поверхности образца по репликам; в этом случае толщина реплик не ограничивается, что упрощает их приготовление.

Анализ электронно-микроскопических изображений, полученных с помощью микроскопа просвечивающего типа, аналогичен интерпретации реплик, полученных оптическим микроскопированием. Вместе с этим есть некоторые отличия. Так, масштаб изображений на экране электронного микроскопа значительно больше, поэтому для полной картины необходим просмотр большого числа участков («полей»). Кроме этого при анализе электронно-микроскопических изображений реплик иногда весьма сложно отличить положительные и отрицательные формы, так как при рассмотрении могут создаваться оптические иллюзии, когда одни и те же элементы рельефа рассматриваются то как отрицательные, то как положительные. Различать их помогает правильное

напыление металла на поверхность реплики. При этом на изображении впадины светлая тень располагается внутри контура, ограничивающего впадину, а при изображении выступа — за его пределами. Расположение тени определяется по сопоставлению теней от известных особенностей рельефа, например мелких частиц на поверхности реплики — истинно положительных форм. Иногда для лучшего различения на реплику специально наносятся частицы определенной формы (шарики латекса, кристаллы некоторых веществ).

Значительное усложнение в интерпретацию электронно-микроскопических изображений вносят нарушения технологии приготовления реплик, которые приводят к искажению изображения и различным ошибкам по интерпретации. Наиболее часто встречаются следующие:

- протаивание поверхности излома образца мерзлой породы, ведущее к нерезкому изображению, размытости элементов рельефа, округлым формам лунок травления;

- наличие частиц скелета на поверхности реплики — в этом случае в поле изображения появляются темные непрозрачные пятна, маскирующие подлинное изображение;

- повреждения, сморщивание, разрывы реплики хорошо заметны, что практически сводит на нет информационную ценность изображений.

- неправильное напыление пластиковой основы реплики — в этом случае при слабом напылении получается недостаточно контрастное изображение, при излишнем напылении изображение "запыляется" мелкими частицами.

Искажения электронно-микроскопических изображений могут быть вызваны взаимодействием электронного пучка с материалом реплики и несовершенной юстировкой прибора.

Интерпретация изображений, полученных с помощью электронного микроскопа растрового типа, несколько проще. Большая глубина резкости дает возможность почти безошибочно диагностировать элементы микростроения мерзлой породы по особенностям рельефа, описанным выше. Особенности растровых микроскопов позволяют выделять отдельные глинистые частицы, их контакты, взаимоотношения с включениями льда. Последние диагностируются обычно по гладкому рельефу и наличию лунок травления, причем при малых увеличениях это сделать довольно легко. При больших увеличениях интерпретация усложняется, поэтому рекомендуется последовательный просмотр образцов от малых увеличений к большим. В настоящее время разрабатываются более надежные методы распознавания составляющих мерзлой породы при высоких степенях увеличений.

При работе с электронным микроскопом необходимо помнить, что если исследование проводится не прямым методом (т.е. рассматриваются не сами образцы непосредственно), а с помощью метода реплик, то реплика дает «негативное» изображение рельефа, т.е. выступы поверхности образца на ней будут отражаться в виде впадин и наоборот.

Описание микростроения мерзлых пород должно дополняться фотографиями, сделанными при помощи специальных микрофотоприставок к микроскопам. Наиболее удобны приставки с аппаратом зеркального типа — для лучшего контроля расположения кадра и резкости изображения. В оптической микроскопии для фотографирования предпочтительнее использовать пленку «микрат», для электронных микроскопов выбор фотоматериала и его подготовка определяются конструктивными особенностями имеющегося прибора и обычно указываются в инструкции по эксплуатации.

Выбор объекта, масштаба, ракурса и детализовки изображения при фотографировании на микроскопе — творческий процесс, и для него трудно дать стандартный рецепт. Важно получать качественные негативы, поэтому лучше сделать один-два снимка после просмотра не менее нескольких десятков полей (участков). После получения фотографии ее необходимо дешифровать: проставить масштаб, отметить расположение элементов породы — включений льда, частиц и агрегатов пород, пустот и других особенностей. Дешифрованная фотография может служить материалом для получения количественных показателей микроструктуры.

3.4. Методы изучения залежеобразующих подземных льдов

Помимо льда-цемента и текстурообразующих льдов, рассеянных в мерзлых породах в виде вкраплений или небольших по размерам включений и прослоев, подземный лед часто образует крупные монолитные тела, которые относятся к залежеобразующим льдам. Формирование залежеобразующих льдов обусловлено целым комплексом геокриологических процессов — морозобойным трещинообразованием, инъекциями водных масс в промерзающие толщи и сегрегационным льдовыделением. Из всего многообразия залежеобразующих льдов наиболее распространены повторно-жильные (или полигонально-жильные) льды. Они образуются при ведущем участии многократно повторяющегося льдообразования в вертикальных морозобойных трещинах, что и нашло отражение в их названии. Помимо этого механизма в образовании ледяных жил определенную роль играет сегрегационное льдообразование, вследствие которого шлиры миграционного

льда над мощными ледяными жилами переходят из тонкодисперсных осадков в тело жилы. Сущность процесса заключается в том, что при промерзании снизу сезонноталого слоя в его обводненном основании возникают крупные ледяные шлиры, которые как бы припаиваются к кровле ледяных жил. Здесь, по-видимому, принимает участие и сегрегационное выделение на боковых контактах жил, в результате чего вдоль них образуется кайма прозрачного стекловидного льда толщиной до 0,1 м. Следует отметить, что при росте повторно-жильных льдов в системе лед—грунт возникают напряжения сжатия, которые приводят к необратимым деформациям — отжатию и изгибанию вмещающих пород вверх, в сторону дневной поверхности. Некоторые исследователи допускают также возможность пластического выдавливания повторно-жильного льда, вследствие чего изгиб слоев пород в основании жил носит черты антиклинального характера.

Повторно-жильные льды, как правило, имеют белесый либо серый цвет и содержат минеральные и органические примеси (до 1,5—1,7% объема льда), а также пузырьки газов (4—6% общего объема). Во льду встречаются также ксенолиты вмещающих пород. Именно неравномерным распределением органо-минеральных примесей и газовых включений обусловлена обычно хорошо заметная вертикальная полосчатость повторно-жильного льда. Встречаются также и горизонтально-слоистые прослои, подчеркиваемые соответствующим (параллельно поверхности) распределением газовых и органо-минеральных включений. Большая часть повторно-жильных льдов очень слабо минерализована (0,01—0,1 г/л), но в прибрежных или, наоборот, внутриконтинентальных районах криолитозоны встречаются льды повышенной солености — до 0,2—0,5 г/л и более. Плотность жильного льда колеблется от 0,85 до 0,9 г/см³ и зависит от содержания газовых и органо-минеральных включений.

Структура льда аллотриоморфно-зернистая, пластинчатая и гипидиоморфно-зернистая, с преобладающими размерами зерен около 1 см. В состав льда жил входят стабильные изотопы ²H, ¹⁷O, ¹⁸O, содержание и соотношение которых определяется природно-климатическими условиями времени образования. В соответствии с особенностями формирования рассматриваемые ледяные жилы подразделяются на эпигенетические и сингенетические.

Эпигенетические ледяные жилы образуются после накопления и многолетнего промерзания вмещающих их толщ (озерно-болотных, лагунных и др.). Вертикальные размеры таких жил достигают от 3—5 до 7 м при ширине от 1,5—2 до 3—4 м (максимально). Образование эпигенетических жил происходит практически исключительно за счет элементарных ледяных жилок,

заполняющих морозобойные трещины. Следствием такого генезиса жил является их правильная клиновидная форма, отчетливо выраженная вертикальная полосчатость льда и четкие контакты с вмещающими горными породами. Для льда эпигенетических жил характерны белесый цвет и аллотриоморфно-зернистая структура.

Сингенетические ледяные жилы формируются одновременно с процессом накопления вмещающих их отложений. Они достигают 50—60 м по вертикали и 8—10 м в поперечнике. Форма жил в поперечном сечении обычно сложная — с чередующимися расширениями и сужениями, а также изгибами. Макрольдистость пород в областях развития эпигенетических жильных льдов может достигать 80% и более. Строение рассматриваемых жил отличается большой примесью грунтовых частиц и ксенолитов, а также растительных остатков. Типична также крупная пузырчатость льда с пузырьками, образующими вертикально вытянутые цепочки. В то же время вертикальная полосчатость льда выражена слабо. Основными признаками сингенетических жил, согласно существующим представлениям, являются: а) большая вертикальная протяженность; б) извилистые боковые контакты; в) приращение к боковым контактам крупных шпиров миграционного льда. Согласно наиболее распространенным представлениям (Б.Н. Достовалов, Г.А. Шумский, Б.И. Втюрин, Е.М. Катасонов, Н.Н. Романовский и др.), рост вверх и расширение ледяных жил происходит за счет образующихся в морозобойных трещинах ледяных жилок. В то же время отмечается значительная роль сегрегационного льдовыделения на верхней поверхности жил и деформаций ледогрунтовой системы под действием деформаций сжатия. Возникающие напряжения являются одной из причин метаморфизма льда сингенетических жил. По некоторым данным (Е.М. Катасонов и др.) деформации изгибания слоев вмещающих пород на контактах с сингенетическими ледяными жилами вообще не происходят, а наблюдающееся наклонное залегание шпиров льда и прослоев органо-минеральных пород «наследует» бывшие положения подошвы слоя сезонного оттаивания в полигонах между жилами.

Инъекционные льды представляют собой внутригрунтовые скопления льда, образовавшиеся в результате промерзания напорных подземных вод. Они образуют залежи линзовидной или пластовой формы вертикальной мощностью до нескольких десятков метров. Слагающий их лед обычно чистый и прозрачный, но у контактов с породами часто имеются органические и минеральные включения. В инъекционном льду встречаются воздушные включения, обычно ориентированные вдоль кровли вмещающих пород. В зависимости от содержания газовых включений плотность льда изменяется в пределах 0,8—0,9 г/см³. В крупных

гидролакколитах лед имеет аллотриоморфно-зернистую структуру с очень крупными (до 16 см) зернами. Как правило, при образовании инъекционных льдов инъекции подземных вод происходят неоднократно, что приводит к сложному строению ледяных тел.

Сегрегационные (миграционные) льды, как и инъекционные, образуют крупные скопления в виде пластов или линзовидных залежей. Сегрегационные льды образуются в ядрах бугров пучения, чаще всего в торфяниках. Характерной особенностью залежей сегрегационного льда является его субгоризонтальная слоистость, образованная чередованием относительно чистого и загрязненного примесями льда. Структура льда гипидиоморфно-аллотриоморфно-зернистая и призматически-зернистая, с характерной ориентировкой главных оптических осей кристаллов нормально к поверхности промерзания. Кристаллы имеют пластинчатую или столбчатую форму и достигают в поперечнике 3—10 см, плотность льда составляет 0,914—0,917 г/см³ (Шумский, 1955).

Как следует из приведенного выше описания основных разновидностей залежеобразующих льдов, различный состав и условия формирования подземных льдов обуславливают большое разнообразие их структуры и текстуры. Структура льда определяется формой, размером, характером поверхности, количественным соотношением и характером взаимосвязи структурных элементов. Для подземных льдов это кристаллы льда, воздушные и органо-минеральные включения. Структуры льда характеризуются отношением кристаллографической ориентировки к внешней форме кристаллов и отношением той же ориентировки к элементам залегания ледяных тел, т.е. степенью упорядоченности.

В зависимости от формы и кристаллографической ориентировки различают следующие структуры льда: 1) призматически-зернистую, когда кристаллы имеют правильную, свойственную им форму и упорядоченную кристаллографическую ориентировку (главные оси параллельны); 2) аллотриоморфно-зернистую (неправильно-зернистую) с беспорядочной кристаллографической ориентировкой; 3) гипидиоморфно-зернистую — промежуточную между двумя первыми.

Текстура подземного льда определяется пространственным расположением его составных частей — кристаллов различной величины и формы, воздушных и органо-минеральных включений, а также степенью заполнения ими пространства. Для льда наиболее важные текстурные признаки связаны с особенностями распределения включений. При отсутствии примесей текстура льда называется массивной (другое название — стекловатая), при преобладании в объеме льда газа — пузырчатой, при слоистом распределении примесей — слоистой. Для льда, сложенного

из плоских и призматических кристаллов, образующих параллельные слои, характерна сланцеватая текстура. На структуре и текстуре подземных льдов отражаются условия роста кристаллов, наличие примесей в виде нерастворимых и растворимых солей и газов, а также термодинамические условия их существования.

Залежеобразующие подземные льды в многолетнемерзлых породах криолитозоны имеют широкое распространение. В целом они являются фактором, осложняющим инженерно-геокриологическую обстановку и хозяйственное освоение обширных территорий севера России. Значительный научный интерес представляют отдельные виды залежеобразующих льдов для восстановления палеогеографической обстановки времени их образования, а также уточнения условий их собственного образования и развития. В связи с этим изучение залежеобразующих подземных льдов проводится с целью:

- уточнения механизма формирования льдов и его взаимосвязи с факторами природной обстановки, влияющими на их развитие;

- исследования льдов как индикаторов палеогеографической обстановки времени их развития;

- оценки их влияния на инженерно-геокриологические условия осваиваемых территорий.

Полевое изучение является одним из основных методов исследования залежеобразующих подземных льдов. Оно начинается с выбора участков наблюдений. При решении инженерно-геокриологических задач выбор площадок определяется потребностями размещения инженерных объектов. В остальных случаях участки и площадки для изучения залежеобразующих льдов целесообразно выбирать в месте их естественных обнажений, а также в районах распространения экзогенных геологических явлений, парагенетически связанных с развитием того или иного вида залежеобразующих льдов, — полигонального рельефа (полигонально-валикового, полигонально-блочного, бугров пучения и др.).

На выбранных участках выполняются детальные инженерно-геокриологические исследования с целью характеристики современных условий существования подземных льдов. По результатам наблюдений составляется инженерно-геокриологическая карта масштаба 1 : 5000 — 1 : 25 000, на которой особое внимание отводится оценке мощности, пространственной протяженности и условий залегания залежеобразующих льдов, а также вмещающим, подстилающим и перекрывающим их породам. При решении этих задач применяются геофизические методы исследования, буровые и шурфовочные работы.

Из геофизических методов целесообразно применение комплекса наземных методов электроразведки. Наиболее экономичный метод, с хорошо разработанными способами интерпретации и наиболее приемлемый — электроразведка постоянным током. Оптимальные результаты получаются при комплексировании и последовательном использовании профилирования и зондирования, при котором положение точек ВЭЗ на профилях выбирается в результате анализа графиков электропрофилирования. Применение такого комплекса позволяет определить плановое положение невыраженных в рельефе залежеобразующих льдов и вертикальный разрез (Зыков, 1999). Опыт проведения такого вида исследований, особенно связанный с картированием повторно-жильных льдов (ПЖЛ), показывает, что могут быть применены разные установки: как симметричная, так и дипольно-осевая (прямая и обращенная). Симметричная установка дает более высокий уровень аномалий, что позволяет увереннее проводить интерпретацию полученного материала. Кроме того, она обладает большей глубинностью из-за большого разноса. Дипольная установка характеризуется большей чувствительностью к мелким неоднородностям в строении рыхлых отложений и поэтому может использоваться при изучении небольших по размерам ледяных тел (ПЖЛ, инъекционных и других льдов).

Буровые работы служат как для подтверждения результатов геофизических исследований, так и для получения непосредственной информации о мощности, строении, условиях залегания залежеобразующих льдов и вмещающих их отложений, расположенных на глубине 3—5 м и более от поверхности. Наибольшие технические возможности для изучения льдов дает использование буровой установки УКБ-12-25, позволяющей при сравнительно небольших размерах и весе проходить скважины в рыхлых породах и льду на глубину до 25 м при диаметре до 100 мм. При бурении скважин производится описание керна с отбором образцов для комплексных исследований и определения физико-механических свойств пород и льда, их химического состава, проводятся петрографические и литологические исследования, а также палинологический, диатомовый, микрофаунистический и изотопный анализы. Ксенолиты и слои торфа опробуются для определения естественной льдистости, зольности, степени разложения и ботанического состава растительных остатков.

Проходка шурфов осуществляется при изучении сравнительно неглубоко залегающих залежеобразующих льдов (до 5 м). Состав исследований здесь, по существу, аналогичен выполняемому при бурении, но изучение в шурфах дает большие возможности для характеристики разреза и опробования льда и вмещающих грунтов (так, при отборе образцов на радиоуглеродный анализ

необходимое количество материала может быть получено из значительно меньшего по вертикали прослая, что существенно повышает точность датировки).

Изучение генезиса и закономерностей формирования залегающих льдов проводится главным образом на обнажениях. Здесь в полевых условиях устанавливаются форма ледяного тела, его размеры, элементы залегания (направления простирания, углы падения, видимые дислокации и др.), соотношение с породами и элементами рельефа. В ходе визуального описания ледяного тела отмечаются форма, размеры и распределение воздушных и органо-минеральных включений, а также другие структурные особенности, видимые в обнажении. При необходимости производится дополнительная расчистка обнажения. По результатам визуального изучения обнажения намечаются места детальных исследований и опробования, которые наносятся на составляемую при описании обнажения схему. Обнажение льдов фотографируется.

На обнажении производится визуальное изучение льда с помощью полярOIDов, а также методом частичного (избирательного) таяния (см. ниже). Эти методы позволяют получить четкую конфигурацию кристаллов и картину их преобладающей ориентировки в массиве льда, на основе чего затем производится целенаправленный отбор монолитов.

При отборе монолитов выполняется общее визуальное описание текстуры льда, его цвета, характера и распределения органо-минеральных включений, формы и размеров газовых пузырьков. Детальнейшие исследования льда проводятся, как правило, в лаборатории.

Материалы, полученные при проведении полевых геокриологических исследований, подвергаются мерзлотно-фациальному анализу, устанавливающему соответствие льдов и других геокриологических структур, с одной стороны, и генетических (фациальных) условий их образования — с другой.

Лабораторные исследования. На отобранных монолитах изучают структуру льда, ведутся также специальные исследования льда и включений.

При исследовании структуры подземного льда используются различные методы, основанные на: а) избирательном таянии льда; б) избирательной сублимации льда (метод травления); в) использовании поляризационного света (петрографический метод); г) непосредственном изучении льда под электронным микроскопом.

При использовании *метода, основанного на избирательном таянии льда*, вырезанные из ледяного монолита пластинки льда (как правило, две — горизонтальной и вертикальной ориентиров-

ки) подвергаются радиационному воздействию мощного источника света. При этом за счет меньшей термодинамической устойчивости границ кристаллов, большего поглощения ими теплового излучения на поверхности льда появляется характерный рисунок кристаллов, который должен быть зарисован, сфотографирован и обмерен. Кроме того, в объеме ледяной пластины возникают фигурки внутриобъемного таяния льда (цветы Тиндаля), сопровождающие микроскопические минеральные примеси — центры кристаллизации льда. По форме этих фигурок можно судить о кристаллографической ориентировке льда.

При использовании *метода, основанного на избирательной сублимации*, ледяные пластины при температуре не выше -5°C покрывают раствором формвара (0,5—1,0%) в дихлорэтаноле и выдерживают в течение нескольких десятков минут до получения лунок травления на поверхности льда, затем эта поверхность покрывается раствором полихлорвинила. Таким образом, с поверхности льда получается реплика, аналогичная описанной выше для мерзлых пород. По лункам травления на реплике определяются размеры, форма и оптическая ориентировка кристаллов льда. При этом технология исследования в целом подобна использованию данного метода для исследования микростроения мерзлых пород (см. 3.3).

Применение *поляризационного метода* для исследования структуры льда предусматривает использование поляроидов или поляризационного микроскопа. Поляроиды представляют собой две стеклянные пластины, покрытые специальным материалом, вызывающим поляризацию проходящего света. Диаметр поляроидных пластин может быть различным: обычно в полевых условиях используются поляроиды диаметром 10—14 см. Для исследования льда выпиливают ледяные пластины толщиной около 2 см. Затем ледяные пластины утоньшают до 1—2 мм, для незасоленного подземного льда это достигается обычно подтаиванием при контакте ледяной пластины с нагретой металлической поверхностью. Толщина ледяного шлифа определяется размером кристаллов. Для того чтобы получить четкое изображение кристаллов льда в поляроидах, толщина шлифа не должна превышать средний размер ледяных кристаллов.

При изучении структуры льда описывают размеры, форму, ориентировку, рисунок границ кристаллов, их взаимоотношение с включениями и прослеживают закономерности изменения этих характеристик в пространстве.

Более детальные исследования макро- и микроструктуры льда обычно проводят под поляризационным микроскопом, при этом толщина ледяных шлифов, как правило, составляет 0,3—1 мм.

Это достигается при использовании метода срезания с помощью криогенных микротомов (Жесткова и др., 1980). Для получения количественных показателей ориентировки кристаллов льда в поляризационном микроскопе используется столик Федорова, а в поляроидах — столик Регби (увеличенный аналог столика Федорова).

Современные *криогенные сканирующие электронные микроскопы* позволяют изучать структурно-текстурные особенности льда непосредственно на ледяных препаратах в широком диапазоне увеличения. Это позволяет провести целый комплекс тонких специальных исследований микроструктуры льда и микровключений в нем.

Изображение структуры льда, полученное различными методами, можно количественно обрабатывать. Для этого изображение переводится в цифровую форму, затем, применяя различные программы по их обработке, на ПЭВМ можно получить целый комплекс количественных параметров структуры (дифференциальное распределение кристаллов по размерам, форме, площади и др.).

Специальные исследования залежеобразующих льдов проводят для выяснения происхождения и установления их возраста.

Важным критерием образования залежеобразующих льдов является *их химический состав*, в основе изучения которого лежит метод определения сухого остатка и ионного состава. Исследование большей части подземных льдов свидетельствует об их пресном химическом составе. Вместе с тем находки сильноминерализованных льдов указывают на возможность участия в их сложении морских или континентальных вторично засоленных вод.

Восстановление ландшафтно-экологических условий времени льдообразования возможно с применением *палинологического и ботанического анализов* растительных остатков, содержащихся в ледяных телах и вмещающих их отложениях. Макростадии растительности, как правило, являются индикаторами местных фитоценозов, а споры и пыльца отражают региональный фон растительности. Комплексное применение этих методов позволяет получить наиболее представительные материалы о растительном покрове и условиях его существования в прошлые эпохи. Кроме того, материалы ботанического анализа растительных остатков дают возможность вычленивать из спорово-пыльцевых спектров локальную составляющую, образованную местной растительностью. В целом при интерпретации результатов палинологических и ботанических исследований необходимо учитывать, что их использование наиболее эффективно при анализе условий формирования сингенетических разновидностей залежеобразующих

подземных льдов, образование которых в первом приближении происходило синхронно с осадконакоплением.

При изучении происхождения залежеобразующих льдов материалы спорово-пыльцевого и ботанического анализов могут быть дополнены *макрофаунистическими индикаторами*, в качестве которых обычно выступают костные остатки палеоживотных — мамонтов, шерстистых носорогов и др. По остаткам костей, а тем более целых скелетов или туш, можно судить об экологии животных и причинах их гибели. Важно также, что костные остатки дают возможность проведения радиоуглеродного датирования.

Для определения абсолютного возраста вмещающих льды отложений наиболее перспективен *метод радиоуглеродного ^{14}C -датирования* органики. Этот метод дает хорошие результаты для разрезов по крайней мере не старше 40 тыс. лет. Однако при отборе образцов на ^{14}C необходимо учитывать возможность переотложения органических остатков, их «засорение» более молодой органикой (корнями растений, органикой, вымываемой в аллювиальный горизонт при почвообразовании, и др.). Получение надежного материала для датирования требует особенно тщательного отбора исходных образцов.

При исследовании возраста самих залежеобразующих льдов применяется *изотопно-кислородный метод*, в основе которого лежит соответствие содержания изотопов ^{18}O времени и определенным условиям льдообразования. По Ю.К. Васильчуку (1992), для западносибирских голоценовых жил колебания $\delta^{18}\text{O}$ составляют от -20,1 до -14,1‰, в североякутских жилах, формирующихся в условиях более сурового климата, — от -27,9 до -23,7‰, а на Чукотке — от -17 до -15,8‰.

Следует подчеркнуть, что, по существу, ни один отдельно взятый метод не может дать объективную и абсолютно достоверную информацию о происхождении, времени и условиях формирования залежеобразующих льдов. Для решения этих задач необходимо комплексирование возможно большего количества методов исследования, взаимно дополняющих и контролирующих друг друга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов: В 2 т. Т. 1. М.: Изд-во РИО Мособлунпрполиграфиздат, 1992. С. 15—88.
2. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 214 с.
3. Еришов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 213 с.
4. Жесткова Т.Н., Заболотская М.И., Рогов В.В. Криогенное строение мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1980. 137 с.
5. Зыков Ю.Д. Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 224-227.

6. Лабораторные методы исследования мерзлых пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985. 350 с.
7. Основы геокриологии. Литогенетическая геокриология: В 2 ч. / Под ред. Э.Д. Ершова. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1996. 399 с.
8. *Рогов В.В.* Методы криолитологических исследований: В 2 ч. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1985. 114 с.
9. *Савельев Б.А.* Методы изучения мерзлых пород и льдов. М.: Недра, 1985. 222 с.
10. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

ГЛАВА 4

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ И МАССОПРОВОДНЫХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

4.1. Теплофизические свойства мерзлых пород

Процессы теплообмена, происходящие в талых, мерзлых, промерзающих и протаивающих горных породах, невозможно количественно описать без знания величин теплофизических характеристик грунтов, которые входят в расчетные формулы для нахождения температурного поля, теплоточков и т.д. Кроме того, теплофизические характеристики могут быть использованы для исследования и косвенных оценок изменения состава и строения пород в различных криогенных процессах и явлениях.

К теплофизическим характеристикам обычно относят теплоемкость и коэффициенты тепло- и температуропроводности.

Согласно гипотезе Био—Фурье о прямой пропорциональности вектора теплового потока градиенту температуры,

$$q = -\lambda \operatorname{grad} t. \quad (4.1)$$

Множитель пропорциональности рассматривается как некоторая физическая константа, называемая *коэффициентом теплопроводности* λ (Вт/(м • К)). Для изотропного однородного тела это количество тепла, протекающего в единицу времени через единицу поверхности на единицу длины при перепаде температуры в один градус на единицу длины нормали к этой поверхности. Он характеризует способность материала проводить тепло.

Теплоемкостью тела называется отношение количества теплоты, поглощенной телом в определенном термодинамическом процессе, к изменению его температуры:

$$C = dQ/dt. \quad (4.2)$$

Различают теплоемкости удельную (массовую) C , Дж/(кг•К); мольную C_m , Дж/(моль•К); объемную C_p , Дж/(м³ • К). Определяются они соответственно как теплоемкости единицы массы, одного моля и единицы объема данного вещества и связаны соотношениями:

$$C_M = MC; C_p = C\rho. \quad (4.3)$$

где M — масса 1 моля, кг; ρ — плотность, кг/м³. Теплоемкость тела зависит от условий нагревания. Наиболее употребительна теплоемкость при постоянном давлении C_p (изобарная теплоемкость) и при постоянном объеме — изохорная C_v . Для твердых тел принято считать, что $C_v - C_p = C$.

Скорость изменения температурного поля во времени в среде без внутренних источников тепла определяется *коэффициентом теплопроводности* a , м²/с. Теплопроводность можно рассматривать как меру скорости изменения температуры единицы объема тела при прохождении через него теплового потока, численно равного λ . Три физические константы среды связаны соотношением

$$\lambda = aC_p = aC\rho. \quad (4.4)$$

Теплообмен в горных породах в общем случае осуществляется тремя механизмами: излучением, конвекцией и кондуктивным путем (теплопроводностью). Теплофизические характеристики теплопереноса λ и a характеризуют количественную долю тепла, переносимого кондукцией. Случаи, связанные с решением определенного круга задач, когда коэффициенты λ и a характеризуют суммарный перенос тепла, являясь интегральной характеристикой, специально оговариваются. Кондуктивная теплопроводность осуществляется переносом тепла по грунтовым частицам, по местам непосредственного контакта между ними и через разделяющую эти частицы среду: поровые раствор и газ, а для мерзлых пород и лед. Сложность процесса переноса тепла в многокомпонентной и многофазной гетеропористой системе, какой является горная порода, обуславливает тот факт, что расчетные методы оценки теплофизических характеристик могут применяться для установления только самых общих качественных закономерностей изменения той или иной характеристики от состава и строения пород. Поэтому основное направление при определении теплофизических характеристик — экспериментальное.

Теплопроводность горных пород существенно зависит от их состава и строения, которые в свою очередь определяются генезисом и возрастом отложений, и от термодинамических условий их существования.

Значение коэффициента теплопроводности большинства породообразующих минералов изменяется от 1,5 до 7 Вт/(м·К). Для некоторых минералов значение теплопроводности превышает этот диапазон: например, для пирита (монокристалла) оно равно 38,9 Вт/(м·К). Значение коэффициента теплопроводности магматических пород изменяется от 0,25 до 4,85 Вт/(м·К), диапазон изменения теплопроводности пород метаморфической группы шире — от 0,6 для сланцев до 7,6 Вт/(м·К) у кварцита. Для интрузивных образований теплопроводность увеличивается от основных к кислым. У щелочных пород средняя теплопроводность самая низкая. Эффузивные породы имеют меньшую теплопроводность, чем интрузивные. Осадочные породы чрезвычайно различаются по минералогическому и химическому составу, и их теплофизические характеристики зависят от возраста осадков, степени литификации, различных условий их залегания и преобразования и т.д.

Дисперсные горные породы являются системой, как правило, многофазной и многокомпонентной, и теплопроводные свойства их существенно зависят от взаимного расположения, размера и количества контактирующих частиц, так как этим определяется структура порового пространства, количество свободной и связанной воды в грунте и соотношение твердой и жидкой фаз при отрицательной температуре. Наличие в горных породах межзернового пространства, заполненного воздухом, водой, льдом, нефтью, соевым раствором, резко осложняет процесс переноса тепла (значения коэффициентов теплопроводности компонентов пород равны соответственно $\lambda_v = 0,024$; $\lambda_w = 0,599$; $\lambda_i = 2,22$; $\lambda_n = 0,14$; $\lambda_c = 0,59$ Вт/(м·К)). Теплопроводные свойства горных пород как многокомпонентных систем определяются не только теплопроводностью различных компонентов и их количественным соотношением, но и структурой и текстурой породы. Влияние этих факторов может приводить к проявлению анизотропии тепловых свойств.

Теплопроводные свойства грунтов разного гранулометрического и минерального состава зависят от влажности, плотности, температуры, строения, генезиса, возраста, засоления, загрязнения и пр. Коэффициент теплопроводности выше у плотных пород, так как уплотнение сопровождается увеличением доли более теплопроводного скелета, а также улучшением качества контактов между частицами. В мерзлом состоянии влияние плотности менее выражено ввиду близости теплопроводности льда и скелета грунта. Теплопроводности сухих грунтов различного состава мало зависят от свойств материала скелета и лежат в пределах 0,2—0,5 Вт/(м·К) для различных пород. Увлажнение увеличивает коэффициент теп-

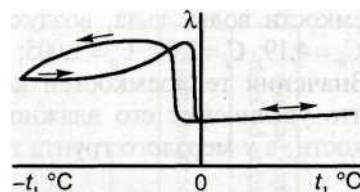
лопроводности и усиливает дифференциацию тепловых свойств в зависимости от степени влагонасыщения, строения и физического состояния пород. Увеличение степени заполнения пор влагой сопровождается заменой воздуха (теплоизолятора) на воду и лед, что приводит к увеличению теплопроводности породы. В области положительных температур при степенях заполнения пор больше 0,7 величина λ может оставаться неизменной или даже немного уменьшаться. При отрицательных температурах теплопроводность монотонно возрастает с увеличением степени заполнения пор.

Увеличение плотности горных пород, как правило, приводит к увеличению теплопроводности, однако при отрицательных температурах влияние этого фактора выражено значительно слабее [8].

Теплопроводность пород в мерзлом состоянии обычно выше, чем в талом, из-за различий коэффициентов теплопроводности льда и воды. Однако при неполной степени заполнения пор влагой в некоторых грунтах возможно сближение коэффициентов и даже превышение коэффициента теплопроводности для талого состояния в сравнении с мерзлым. Теплопроводность грунтов в области интенсивных фазовых переходов изменяется в соответствии с фазовым составом влаги. В дисперсных породах минеральный состав сказывается на теплопроводности как явным образом, так и опосредованно, через гидрофильность и соответственно фазовый состав воды. Увеличение концентрации порового раствора и степени заторфованности ведет к снижению теплопроводящей способности пород.

Теплофизические характеристики горных пород формируются под влиянием геолого-географических антропогенных факторов. В наибольшей степени влияние внешних условий на теплопроводность отражают такие параметры, как температура пород, а также направление и скорость ее изменения (промерзание—оттаивание, темп охлаждения—нагрева). Понижение температуры приводит к линейному увеличению теплопроводности в кристаллических породах и аналогичному уменьшению в аморфных, что связано с различными механизмами переноса тепла. Для влажных дисперсных пород отмечается нелинейный и, как правило, экстремальный характер зависимости $\lambda=f(t)$ (рис. 4.1), обусловленный происходящими в породе структурными преобразованиями и фазовыми переходами влаги в области отрицательных температур. Кроме этого у дисперсных пород без жестких связей имеет место гистерезисный характер зависимости величины коэффициента теплопроводности от направления изменения температуры (идет ли процесс нагревания или охлаждения). У пород с жесткими связями гистерезис выражен крайне слабо.

Рис. 4.1. Общий вид кривой зависимости коэффициента теплопроводности от температуры влажных пород без жестких связей в ходе промерзания и последующего оттаивания



При больших значениях влажности теплопроводность пород в мерзлом состоянии всегда выше, чем в талом состоянии, а теплоемкость — наоборот. При малых влажностях, например вблизи гигроскопической, значения теплофизических характеристик при положительных и отрицательных температурах близки. Влияние химико-минерального состава на теплопроводность связано с особенностями кристаллохимического строения минералов, составом порового раствора, наличием органических примесей. Теплопроводность скальных и осадочно-цементированных пород в основном определяется теплопроводящей способностью породообразующих минералов. Однако их роль может существенно нивелироваться за счет наличия микро- и макротрещиноватости и пористости.

Исследование влияния гранулометрического состава дисперсных пород на их теплопроводные свойства показало рост величины λ в ряду глина — суглинок — лёсс — супесь — песок — крупнообломочные породы. Теплопроводность пород уменьшается при увеличении дисперсности, например у кварцевых песков от крупных к мелким и пылеватым.

Теплоемкость горной породы вне области интенсивных фазовых переходов с достаточной для практических целей точностью можно рассчитать по аддитивным соотношениям через удельные доли составляющих породу компонентов. В области фазовых переходов теплоемкость является эффективной величиной, и при расчетах необходимо учитывать тепло, необходимое для подплавления льда в результате изменения фазового состава влаги при изменении температуры. Для засоленных пород теплоемкость является эффективным показателем в более широком диапазоне отрицательных температур. Теплоемкость породы есть сумма теплоемкостей: минералов (твердых частиц), из которых сложен скелет породы, органической составляющей, воды (для влажных грунтов) или водного раствора соли (для засоленных грунтов), нефти (для нефтесодержащих пород), льда (для мерзлых грунтов) и газовой составляющей породы. Удельная теплоемкость наиболее распространенных минералов изменяется в основном от 0,7 до 0,9 кДж/(кг·К). Удельная теплоемкость сухих горных пород изменяется в основном от 0,6 до 1,0 кДж/(кг·К). Удельная тепло-

емкости воды, льда, воздуха, нефти, соли равны соответственно: $C_w = 4,19$; $C_l = 2,09$; $C_v = 1,005$; $C_n = 1,9-2,2$; $C_c = 0,65-0,89$ кДж/(кг • К). Значения теплоемкостей компонентов грунта указывают на то, что увеличение его влажности сопровождается ростом теплоемкости, а у мерзлого грунта теплоемкость ниже, чем у талого.

Методы определения теплофизических характеристик

В практике теплофизических исследований используется большое количество различных экспериментальных методов [8]. Это объясняется широким разнообразием пород по составу, строению и внешним термобарическим условиям, в которых они находятся. При выборе конкретного метода необходимо исходить из того, проводится ли определение в полевых или лабораторных условиях, на грунтах естественного сложения или грунтовых пастах; можно ли ограничиться одной теплофизической характеристикой или необходим весь комплекс; необходимо ли моделирование внешних условий залегания пород (температуры, давления и др.), а также сопутствующих процессов и явлений.

Не существует единой классификации методов определения теплофизических свойств. На рис. 4.2 представлен один из вариантов, соответствующих специфике горных пород [3].

Все методы определения теплофизических характеристик делятся на абсолютные и относительные. По временному фактору они подразделяются на стационарные и нестационарные. Стационарные методы обычно реализуются при задании граничных условий I и II рода (заданы и поддерживаются постоянными во времени температура или интенсивность теплового потока на поверхности образца породы). Уравнения, описывающие установившийся профиль температур в образцах различной формы, для пластины, цилиндра и шара имеют соответственно линейный, логарифмический и гиперболический вид.

Стационарные методы используются преимущественно для определения коэффициента теплопроводности, и число их модификаций относительно невелико. Нестационарные методы характеризуются тем, что определение теплофизических характеристик производится в условиях меняющегося во времени температурного поля. Эти методы обычно подразделяются на чисто нестационарные и квазистационарные.

К первой группе относятся методы, при реализации которых проводится учет распределения поля температур в начальный момент времени. В методах второй группы, наоборот, используются закономерности процесса теплообмена в той его стадии, когда начальное распределение температур уже роли не играет и темпе -



Рис. 4.2. Классификация методов определения теплофизических характеристик горных пород [3]

ратура в любой точке образца породы начинает изменяться во времени по определенному закону. К методам этой группы относят так называемый регулярный режим. В настоящее время принято различать три рода регулярного режима в зависимости от того, какой характер носят условия, приводящие к изменениям температуры. Регулярный режим I рода имеет место при нагреве или остывании тела в среде с постоянной температурой. Когда температура среды изменяется с постоянной скоростью, реализуется регулярный режим II рода; регулярный режим III рода соответствует процессу периодического изменения температуры.

Определение величины теплоемкости осуществляется методами калориметрии. Калориметры подразделяются по способу подвода тепла (периодический, непрерывный, импульсный, адиабатический, монотонный и т.д.) или по способу проведения эксперимента (смещения, нагревания—охлаждения, сканирования и т.д.).

Теплоемкость. Для *определения теплоемкости скелета пород* C_d используется широко распространенный **массивный калориметр смещения**, видоизмененный для работ при низких температурах. Достоинством метода является возможность проводить исследования в широких диапазонах температур, а основной недостаток — то, что определяется средняя теплоемкость.

Для определения теплоемкости скелета грунта в принципе можно также использовать описанный выше изотермический калориметр для определения количества незамерзшей воды, однако величина теплового эффекта при измерениях теплоемкости и количества незамерзшей воды существенно различна, что отражается на точности исследования.

Конструкция установки для определения теплоемкости скелета грунта схематически представлена на рис. 4.3. Основой калориметра является цилиндрический блок 1 из электролитной меди весом около 1 кг, подвешенный на нитях в металлическом чехле 2. Внутри блока вмонтирован константановый нагреватель 3 и имеется углубление в форме усеченного конуса 4, в которое через патрубок 5 падает ампула 6.

Чехол помещен в жидкостную оболочку 7, температура которой поддерживается постоянной с точностью $\pm 0,002^\circ\text{C}$. Температура оболочки контролируется метастатическим термометром Бекмана 8. На поверхности блока и чехла наклеены спаи батареи медь-константановых термопар 9. Термобатарея подключена к гальванометру 10 и позволяет определять разность температур между блоком и оболочкой калориметра с точностью $\pm 0,001^\circ\text{C}$.

Ампула 6, в которую помещают 3—6 г исследуемого грунта, изготовлена из электролитной меди в форме усеченного конуса, точно совпадающего по размерам с углублением в блоке 4. Она подвешивается на нитке внутри криостата и охлаждается в холо-

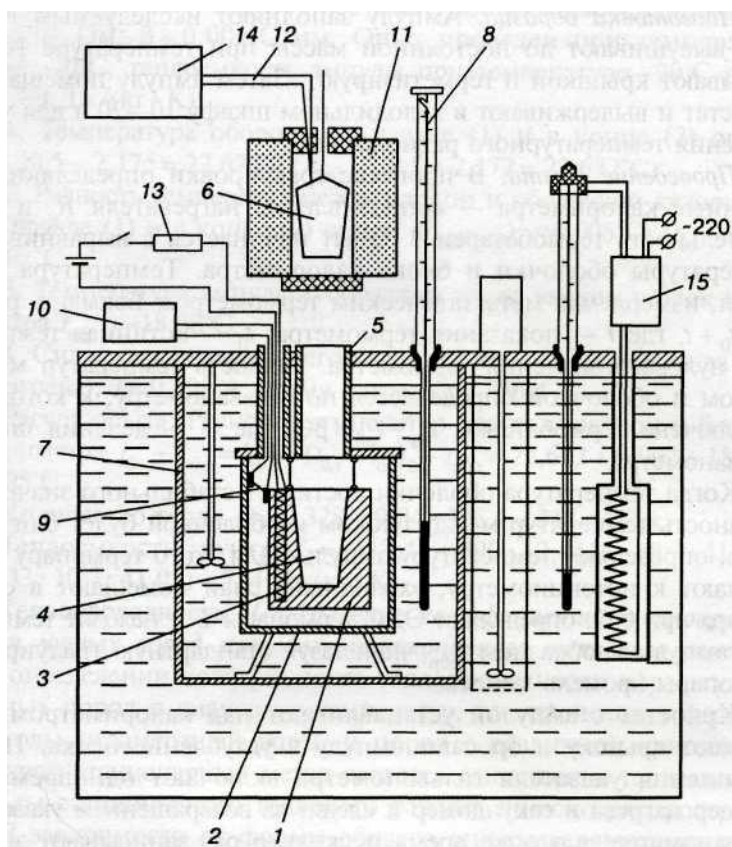


Рис. 4.3. Схема массивного калориметра для определения теплоемкости грунтов: 1 — цилиндрический блок; 2 — металлический чехол; 3 — константановый нагреватель; 4 — сверление для ампулы; 5 — патрубок для ввода ампулы; 6 — ампула; 7 — водяная оболочка; 8 — термометр Бекмана; 9 — батарея термопар; 10 — гальванометр; 11 — криостат; 12 — термопара; 13 — амперметр; 14 — потенциометр; 15 — терморегулятор

дильной камере. Криостат 11 представляет собой пенопластовый цилиндр со сквозным отверстием в центре, сверху и снизу закрытым пробками. В верхней пробке укреплена хромель-копелевая термопара 12, один спай которой касается ампулы, а второй находится в сосуде Дьюара при 0°C. Термопара подключается к потенциометру и определяет температуру ампулы с образцом с точностью до 0,01°C.

Нагрев блока осуществляется постоянным током от нескольких батарей большой емкости, имеющих на выходе около 6 В, а сила тока определяется амперметром. Время нагрева фиксируется по секундомеру с точностью до 0,1 с.

Подготовка образца. Ампулу заполняют исследуемым грунтом, высушивают до постоянной массы при температуре 105°C, закрывают крышкой и герметизируют. Затем ампулу помещают в криостат и выдерживают в холодильном шкафу 10—20 ч для установления температурного равновесия.

Проведение опыта. В процессе градуировки определяют постоянные калориметра — сопротивление нагревателя R_n и чувствительность термобатареи β . Опыт начинается с выравнивания температуры оболочки и блока калориметра. Температура оболочки, измеряемая метастатическим термометром Бекмана, равна $t_{об} = t_0 + t$, где t — показания термометра; t_0 — истинная температура нулевого значения термометра. Разность температур между блоком и оболочкой определяется по гальванометру, к которому подключена термобатарея: $t_{бл} - t_{об} = \beta\Theta$, где Θ — деления шкалы гальванометра.

Когда температура оболочки достигнет стабильного значения, а разность температур между блоком и оболочкой будет близка к нулю, определяют температуру ампулы. Для этого термопару подключают к потенциометру, «холодный» спай помещают в сосуд Дьюара при 0°C, определяют ЭДС термопары E и находят температуру ампулы с образцом $t_{обр}$, используя стандартную градуировку термопары хромель-копель.

Криостат с ампулой устанавливают над калориметром, открывают крышку и бросают ампулу в углубление блока. После отклонения указателя гальванометра включают одновременно тумблер нагрева и секундомер и следят за возвращением указателя гальванометра; в это же время несколько раз записывают значения силы тока I , протекающего через нагреватель. При приближении указателя к нулю одновременно выключают секундомер и тумблер нагрева, записывают время нагрева τ , а затем разность температур между блоком и оболочкой и температуру оболочки.

Расчет средней теплоемкости образца по полученным данным основан на уравнении теплового баланса, составленном для блока калориметра. Количество тепла Q , сообщенного блоку, равно количеству тепла, поглощенному ампулой с образцом при изменении их температуры от начальной $t_{обр}$ до конечной, равной фиксированной температуре блока $t_{бл}$. Оно складывается из двух частей: тепла на нагревание грунта $m_d C_d (t_{бл} - t_{обр})$ и на нагревание ампулы $m_a C_a (t_{бл} - t_{обр})$. Отсюда средняя теплоемкость грунта равна:

$$C_d = [Q - m_a C_a (t_{бл} - t_{обр})] / m_d (t_{бл} - t_{обр}). \quad (4.5)$$

Количество тепла $Q = I^2 R_n \tau$.

Пример расчета опыта. Исследуемый грунт — суглинок тяжелый пылеватый; масса грунта $m_d = 3,7233 \cdot 10^{-3}$ кг; масса

ампулы № 21 $m_a = 12,4416 \cdot 10^{-3}$ кг; постоянные калориметра: $R_n = 9,04$ Ом; $\beta = 0,001^\circ\text{C}/\text{мм}$. Опыт проведен при температуре около -20°C , теплоемкость ампулы при температуре -20°C равна $C_a = 390$ Дж/(кг·К).

1. Температура оболочки в начале (1) и в конце (2) опыта: $t_{об1} = 20,5 + 2,175 = 22,675^\circ\text{C}$; $t_{об2} = 20,5 + 2,172 = 22,672^\circ\text{C}$.

2. Разность температур между блоком и оболочкой калориметра в начале (1) и в конце (2) опыта: $(t_{бл} - t_{об2})_1 = 0,005^\circ\text{C}$; $(t_{бл} - t_{об2})_2 = 0,002^\circ\text{C}$.

3. Температура ампулы с образцом перед вводом в блок калориметра $t_{обр} = -18,38^\circ\text{C}$.

4. Сила тока, проходящего через нагреватель (средняя за время нагрева), $I = 0,328$ А, время нагрева $\tau = 326,4$ с.

Расчет опыта: Разность температур между образцом и блоком калориметра $t_{бл} - t_{обр} = t_{об2} + (t_{бл} - t_{об2})_2 - t_{обр} = 22,672 + 0,002 + 18,38 = 41,05^\circ\text{C}$.

Количество тепла $Q = 0,328^2 \cdot 9,04 \cdot 326,4 = 317,44$ Дж.

Теплоемкость грунта $C_d = (317,44 - 390 \cdot 12,4416 \cdot 10^{-3} \cdot 41,05) / (3,7233 \cdot 10^{-3} \cdot 41,05) = 774$ Дж/(кг·К).

Теплопроводность. Определение коэффициента теплопроводности горных пород методом стационарного теплового режима. При определении коэффициента теплопроводности мерзлых дисперсных пород в диапазоне температур, где происходят фазовые переходы незамерзшей воды, и пород с различной криогенной текстурой стационарный метод является единственно приемлемым. Методы стационарного теплового режима широко распространены. В зависимости от формы образца они разделяются на плоские, сферические и цилиндрические. Для горных пород наиболее целесообразно использование вариантов плоского слоя.

К недостаткам метода относятся сравнительная сложность отладки лабораторной установки и значительное время, необходимое для установления стационарного режима и на проведение единичного опыта. Последнее осложняет применение стационарного метода для определения тепловых свойств образцов невлажнонасыщенных пород, внутри которых в течение эксперимента возможно перераспределение влаги, интенсивность которого в каждом конкретном случае целесообразно оценивать.

Определение коэффициента теплопроводности методом стационарного теплового режима в модификации пластины основано на решении уравнения теплопроводности для установившегося потока тепла, проходящего через бесконечно протяженную плоскопараллельную пластину:

$$qh/(t_1 - t_2), \quad (4.6)$$

где q — плотность потока тепла, т.е. количество тепла, проходящего в единицу времени через единицу поверхности пластины; h — толщина пластины; t_1 и t_2 — температура на двух противоположных сторонах пластины.

При практической реализации метода, когда исследуемый образец имеет конечные размеры, необходимо, чтобы поток тепла распространялся в одном направлении поперек пластины, а боковые утечки были достаточно малы. Этого можно достигнуть соответствующим выбором размеров образца (толщина во много раз меньше его поперечных размеров) либо использованием охранных колец, предотвращающих боковой отвод тепла от исследуемого образца, расположенного в центре. Использование охранных колец значительно усложняет конструкцию установки и увеличивает время установления стационарного режима в силу необходимости согласования величины нагрева на нескольких нагревателях. Теоретический анализ температурных полей в одномерном варианте для бесконечной пластины и в случае двумерной задачи, когда на торцевых поверхностях реализуются граничные условия I рода (постоянство температуры), а на боковой поверхности происходит теплообмен по закону Ньютона, показал, что если у ограниченной пластины диаметр в 3—4 раза больше ее толщины, то расхождение температур в центре неограниченной и ограниченной пластин в среднем составляет около 2%.

При исследованиях грунтов для строительства рекомендуется определять коэффициент теплопроводности мерзлого грунта методом стационарного теплового режима по ГОСТ 26263—84 [1]. Метод применим для песчаных, пылевато-глинистых, биогенных, а также крупнообломочных (только гравийных) грунтов в мерзлом состоянии при температуре грунта до -20°C (стандарт не распространяется на грунты с включениями частиц размером более 10 мм). Допускается также определение теплопроводности талых грунтов в воздушно-сухом или полностью водонасыщенном состоянии.

Теплопроводность грунтов определяют на образцах ненарушенного сложения с природной влажностью и льдистостью при естественных или расчетных температурах, значения которых устанавливаются программой испытаний. Допускается проводить определение теплопроводности на искусственно приготовленных образцах.

Результаты определения теплопроводности грунтов должны сопровождаться данными о месте отбора образца, наименовании грунта, типе его криогенной текстуры, льдистости, влажности, плотности, а также о температурных условиях опыта. Эти характеристики записывают в журнале (форма записи приведена в табл. 4.1).

Таблица 4.1

Журнал характеристик исследуемого грунта

№ образца	Глубина отбора, м	Наименование грунта	Тип и краткое описание криогенной текстуры	Льдистость весовая в долях единицы		Плотность, кг/м ³	Влажность в долях единицы	Температура испытаний, °С	Теплопроводность, Вт/(м·К)
				суммарная	за счет ледяных включений				

Отбор, упаковка, транспортирование и хранение монолитов мерзлого грунта должны производиться в соответствии с требованиями ГОСТ 12071—84. Для определения теплопроводности из отобранных монолитов грунта вырезают цилиндрические образцы диаметром от 100 до 230 мм и высотой 30 мм в количестве не менее двух для каждой исследуемой разновидности грунта. Торцевые поверхности образцов должны быть плоскими и параллельными между собой и быть параллельными дневной поверхности.

Образцы сыпучемерзлых грунтов следует приготавливать в обоймах из органического стекла с металлическим дном. Все операции по подготовке образцов грунта к испытаниям следует выполнять при отрицательной температуре с целью сохранения мерзлого состояния грунта и его природного сложения.

Схема измерительной установки и проведение эксперимента. Схема установки для определения теплопроводности дана на рис. 4.4.

Образец 1 в обойме из органического стекла 6 диаметром от 120 до 250 мм, высотой 30 мм при толщине стенок 10 мм выдерживается при отрицательной температуре, соответствующей температуре испытаний, не менее 6 ч для песчаных и гравийных и 12 ч для остальных грунтов. Образец грунта с термопарами 3 (не менее двух с каждой стороны) помещается на тепломер (измеритель теплового потока) 2, уложенный на нижнюю термостатированную плиту 5. Термопары должны быть расположены на расстоянии 10 и 40 мм от центра образца. Сверху на образец устанавливается верхняя термостатированная плита 4 (аналогичная нижней плите) и прижимается с помощью прижимного устройства 11 под давлением 0,02—0,05 МПа (0,2—0,5 кгс/см²). Термостатированные

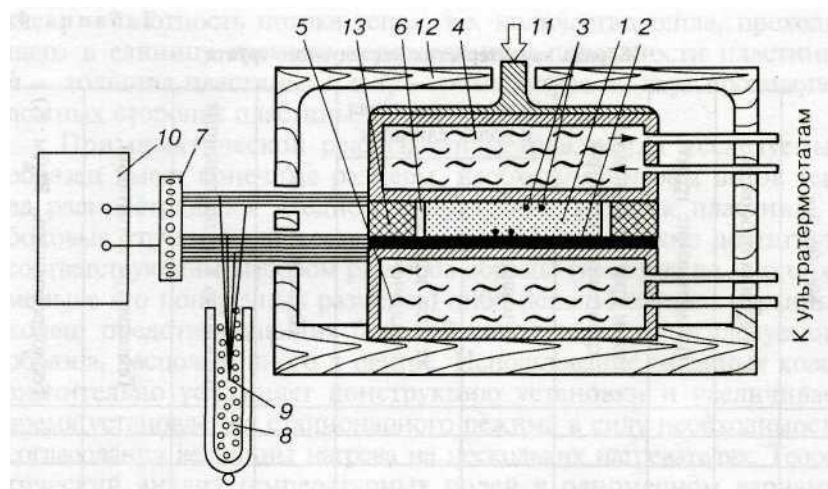


Рис. 4.4. Схема установки для определения коэффициента теплопроводности стационарным методом:

1 — образец грунта; 2 — тепломер; 3 — датчики температуры; 4 — верхняя термостатирующая плита; 5 — нижняя термостатирующая плита; 6 — обойма из органического стекла; 7 — переключатель; 8 — сосуд Дьюара; 9 — спай сравнения; 10 — потенциометр; 11 — прижимное устройство; 12 — теплоизоляционный кожух; 13 — поролон

плиты 4 и 5 представляют собой полые диски диаметром 250 мм и высотой 100 мм, сделанные из медного (латунного) листа толщиной 2—3 мм.

Образец должен полностью перекрывать рабочую часть тепломера. Если размеры образца меньше размера термостатируемых плит, оставшаяся часть пространства заполняется теплоизоляционным материалом, например поролоном 13. С обеих сторон образца укладываются резиновые прокладки толщиной не более 1 мм по размеру торцевой поверхности образца или наносится консистентная смазка (например, солидол).

Собранная установка закрывается деревянным кожухом 12. Термопары и тепломер подключаются через переключатель 7 к потенциометру 10 с пределами измерения 0,1 и 100 мВ. Спай сравнения 9 погружается в сосуд Дьюара с тающим льдом 8. Термостатируемые плиты подключаются к жидкостным ультратермостатам типа УТ-15 (ТУ 64-1-2622-80) или термоэлектрическим батареям С-1 (ТУ 25.11.942-78) с источником питания ВСП-33 (ТУ 25.11.983-74).

Температура ультратермостатов устанавливается таким образом, чтобы средняя температура термостатируемых плит соответствовала температуре испытания образца грунта. Разница между температурами плит при испытании мерзлого грунта должна быть

не меньше 1°C. При испытании талого грунта разница температур плит должна быть в пределах от 0,1 до 3°C.

Измерения показаний тепломера начинают не менее чем через 2 ч после включения ультратермостатов и повторяют на протяжении испытания через каждые 20 мин. Окончание испытания определяется моментом, когда показание тепломера отличается от предыдущего показания не более чем на 5%. При этом измеряют температуру верхней и нижней поверхностей образца. Показания тепломера и термопар записывают в журнал (форма заполнения приведена в табл. 4.2).

Таблица 4.2

Журнал измерений теплопроводности грунта

Образец №____, диаметр $d =$ ____ м, высота $h =$ ____ м. Градуировочный коэффициент тепломера $\nu =$ ____ Вт/(м·К) [ккал/(м·ч·°C)]

№ опыта	Время испытаний, ч, мин	Показания тепломера, мВ	Показания термопар, мВ						Температура, °С		Теплопроводность, Вт/(м·К)	Примечания
			верхние			нижние			$t_{\text{в}}$	$t_{\text{н}}$		
			1	2	среднее	1	2	среднее				

Проверка тепломера производится не реже двух раз в год. Тепломер должен иметь чувствительность к тепловому потоку по ЭДС не менее 0,12 мВ·Вт·м⁻² (0,10 мВ · ккал · м⁻² · ч⁻¹). Перед проведением исследований определяют градуировочный коэффициент тепломера.

Определение градуировочного коэффициента тепломера. Градуировочный коэффициент тепломера ν определяют по формуле

$$\nu = \lambda_{\varepsilon} (t_v - t_n) / \varepsilon h_{\varepsilon}, \quad (4.7)$$

где λ_{ε} — теплопроводность эталонного образца, Вт/(м·К) [ккал/(м·ч·°C)]; t_v и t_n — средние температуры соответственно верхней и нижней поверхностей эталонного образца при установившемся тепловом потоке, °C; ε — измеренная ЭДС тепломера, мВ; h_{ε} — высота эталонного образца, м. Эталонный образец должен быть изготовлен из материала с известной теплопроводностью в пределах от 0,2 до 1,0 Вт/(м·К) [0,17—0,86 ккал/(м·ч·°C)], например из органического стекла. Размеры эталонного образца должны соответствовать размерам исследуемых образцов. Измерения ε , t_v и t_n проводят с тем отличием, что вместо образца исследуемого грунта в установку должен быть помещен эталонный образец.

За градуировочный коэффициент тепломера принимают среднее значение результатов двух испытаний эталонного образца при разных температурах (отличающихся не менее чем на 5°C) в интервале температур исследования образцов грунта.

Обработка результатов испытаний. Теплопроводность грунта λ , Вт/(м • К) [ккал/(м • ч • °C)], определяют по формуле

$$\lambda = \varepsilon v h / (t_{\text{в}} - t_{\text{н}}), \quad (4.8)$$

где ε — измеренная ЭДС, мВ (последнее показание тепломера); v — градуировочный коэффициент, определяемый по формуле (4.7), Вт/(м²•мВ) [ккал/(м²•ч•мВ)]; h — высота исследуемого образца грунта, м; $t_{\text{в}}$ и $t_{\text{н}}$ — средние значения температур соответственно верхней и нижней поверхности образца при установившемся тепловом потоке, °C.

Значения теплопроводности λ вычисляют с точностью до 0,01 Вт/(м•К) [0,01 ккал/(м•ч•°C)]. Теплопроводность определяют не менее чем для двух параллельных образцов исследуемого грунта.

Для теплотехнических расчетов значение теплопроводности принимают равным среднему арифметическому значению теплопроводностей, определенных для параллельных образцов грунта.

Определение коэффициента теплопроводности горных пород методом цилиндрического зонда. Зондовые методы широко применяются для определения коэффициента теплопроводности горных пород в лабораторных и особенно в полевых условиях [6, 8]. Одной из наиболее распространенных модификаций является цилиндрический зонд постоянной мощности. Его существенное преимущество заключается в достаточно высокой точности определения величины теплопроводности (около 5%) и относительной простоте технической реализации: в грунт внедряется стержень, внутри которого вмонтированы нагреватель и измеритель температуры. Основным недостатком метода — сложность в обеспечении хорошего теплового контакта между зондом и породой. В силу этого нецелесообразно применять зонд в грунтах с большим содержанием гравия и гальки. Теория метода не позволяет также использовать зонд для определения теплопроводности рыхлых мерзлых пород в диапазоне температур, близких к нулю (от 0 до -2...-5°C).

Теоретическим обоснованием метода является решение задачи о распространении тепла от бесконечно тонкого и длинного источника постоянной мощности, внедренного в однородную изотропную среду. Это решение при граничных условиях, соответствующих случаям включенного (нагревание, $\partial t / \partial \tau > 0$) и выключенного (охлаждение, $\partial t / \partial \tau < 0$) нагрева, имеет вид:

$$\begin{aligned}
t - t_0 &= (q_l / 4\pi\lambda) f(\tau); \\
f(\tau) &= A + \ln \tau \quad \text{при } \partial t / \partial \tau > 0, \quad 0 < \tau \leq \tau_1; \\
f(\tau) &= \ln [\tau / (\tau - \tau_1)] \quad \text{при } \partial t / \partial \tau < 0, \quad \tau > \tau_1,
\end{aligned} \tag{4.9}$$

где t_0 , t — температура породы соответственно до включения источника тепла и после на расстоянии r от него; A — величина, не зависящая от времени; τ — время; τ_1 — момент выключения нагрева; q_l — мощность, выделяемая единицей длины источника (зонда).

Приведенные выше уравнения справедливы и для поверхности источника, что позволяет монтировать измеритель температуры на самом зонде, и применимы в случае выполнения условия $4a\tau/r^2 \gg 1$, т.е. практически для достаточно больших значений времени, для используемой далее конструкции зонда — через 20—50 с после включения и выключения нагрева.

Расчет величины коэффициента теплопроводности проводится по двум циклам — нагреванию и охлаждению. Совпадение этих величин в пределах точности метода служит критерием чистоты проведенного эксперимента.

Температуропроводность. Определение коэффициента температуропроводности пород методом регулярного режима I рода. На регулярном режиме I рода основан широко распространенный метод определения коэффициента температуропроводности — метод α -калориметра [4, 7, 8]. Этим методом можно исследовать рыхлые горные породы в талом и мерзлом состояниях вне области интенсивных фазовых переходов. Можно исследовать и образцы скальных пород. Метод технически прост, опыт и расчет эксперимента проводятся быстро и легко, вследствие чего возможно серийное исследование. К основным недостаткам относятся ограничения в температурном диапазоне, невозможность оценки свойств грунтов с ярко выраженной анизотропией (грунтов различной лито- и криотекстуры), а также относительно невысокая точность, $\pm 10\%$.

При охлаждении или нагревании тела в среде с постоянной температурой происходит выравнивание температурного профиля. Если тело лишено внутренних источников тепла, то в процессе теплообмена можно выделить стадию упорядоченного охлаждения или нагревания, называемую регулярным режимом. Она характеризуется тем, что распределение температур в различных точках тела изменяется во времени по одному закону (экспоненциальному) и определяется формой, размером, теплофизическими характеристиками тела и условиями теплообмена на границе тела со средой.

На стадии регулярного режима температурное поле внутри тела описывается уравнением

$$t - t_c = AU(x, y, z) e^{-m\tau},$$

(4.10)

где t — температура тела в точке; t_c — температура среды; A — постоянная, зависящая от начального распределения температур; $U(x, y, z)$ — функция распределения температур по координатам тела; e — основание натурального логарифма; τ — время; m — темп охлаждения (нагрева), зависящий от теплофизических характеристик и геометрии тела, а также от условий теплоотдачи на его поверхности, и может быть найден опытным путем как тангенс угла наклона прямой на графике $\ln(t - t_c) = f(\tau)$, построенном для любой точки тела. Связь темпа охлаждения с теплопроводностью a при бесконечно большой теплоотдаче имеет вид: $m = a/b$, где b — фактор формы, рассчитанный теоретически для тел правильной формы: шара, цилиндра и параллелепипеда.

При техническом осуществлении метода a -калориметра обычно используются цилиндрические образцы, фактор формы которых рассчитывается по формуле

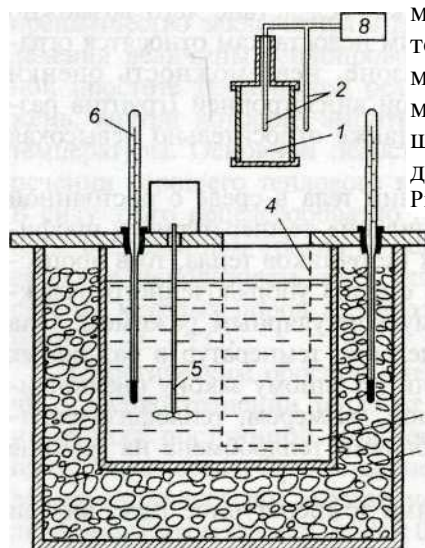
$$b = 1/[2,4048/r^2 + (\pi/h)^2], \quad (4.11)$$

где r — радиус основания; h — высота образца.

Конструкция лабораторной установки представлена на рис. 4.5. Образец грунта диаметром 3—4 и высотой 4—6 см помещается в латунный стаканчик 1, в крышке которого закреплена медно-константановая термопара 2 так, чтобы один спай ее находился в центре образца, а второй — в окружающей среде. Термопара подключается к измерительному прибору (гальванометру или милливольтметру), который позволяет измерить разность температур

между средой и образцом с точностью $\pm 0,1^\circ\text{C}$. Для автоматической записи температуры можно использовать самопишущий потенциометр подходящей чувствительности.

Рис. 4.5. Схема установки для определения



коэффициента температуропроводности методом регулярного режима I рода:

1 — образец грунта; 2 — дифференциальная термопара; 3 — термостатирующая жидкость; 4 — сетка для образца; 5 — мешалка; 6 — термометр; 7 — термостатирующая оболочка, заполненная эвтектической смесью; 8 — измерительный прибор

Согласно теории метода, в среде, куда погружается исследуемый образец грунта, поддерживается постоянная температура и обеспечивается достаточно большой теплообмен образца со средой. Термостат, удовлетворяющий этим условиям, состоит из двух частей: термостатирующей оболочки 7, заполненной эвтектической смесью, и внутреннего бачка с термостатирующей жидкостью 3, в котором находится мешалка 5, обеспечивающая энергичное перемешивание жидкости.

Подготовка образцов. Испытания можно проводить с грунтами естественного и нарушенного сложения при положительных и отрицательных температурах.

Определяют внутренний диаметр, высоту и массу пустого α -калориметра. Образцы естественного сложения вырезают из монолита непосредственно в стаканчик α -калориметра так, чтобы между стенками и грунтом не было воздушных зазоров. Влажность грунта определяют до и после опыта. Для образцов нарушенного сложения готовится грунт заданной влажности, который уплотняется в α -калориметре до заданного значения объемного веса. Заполненный α -калориметр взвешивают и закрывают крышкой с термопарой, зазоры между крышкой, стаканчиком и дном герметизируют.

Проведение опыта. Если опыт проводится при положительных температурах, то образцы выдерживают при комнатной температуре около 30 мин. Оболочку термостата наполняют смесью воды со льдом, а внутренний бачок — водой при температуре 0°C .

При отрицательных температурах образцы выдерживают в холодильном шкафу при температуре -10°C в течение нескольких часов для установления теплового равновесия. Защитная оболочка термостата заполняется эвтектической смесью NaCl с температурой плавления $-21,2^{\circ}\text{C}$, а рабочий объем — спиртом при той же температуре. Опыт может проводиться и в цикле повышения температуры, когда, как правило, образцы выдерживаются при $-20\ldots-25^{\circ}\text{C}$, а термостат заполняется эвтектической смесью KCl с температурой плавления $-11,1^{\circ}\text{C}$.

Включается мотор мешалки и через 15—20 мин начинается опыт. Термопара подключается к измерительному прибору, α -калориметр погружается в жидкость термостата, включается секундомер и регистрируются деления шкалы прибора n и время τ . Так как показания прибора прямо пропорциональны разности температур, то в дальнейших расчетах вместо $t-t_c$ можно использовать непосредственно деления шкалы n . При автоматической записи зависимости $t=f(\tau)$ производится обработка диаграммной ленты самописца.

По полученным данным строится график $\ln n = f(\tau)$, на нем выбирается прямолинейный участок, соответствующий стадии регулярного режима, для которого определяется величина m . Рассчитывается фактор формы b для a -калориметра, а затем и коэффициент температуропроводности по соотношению $a = bm$.

Пример расчета опыта. Грунт — суглинок тяжелый пылеватый; $W_c = 17,6\%$; $\rho = 2,04 \text{ г/см}^3$; калориметр № 19; $2r = 3,80 \text{ см}$; $h = 6,03 \text{ см}$. Фактор формы a -калориметра:

$$b_{19} = 1/[2,4048/1,9)^2 + (\pi/6,03)^2] = 0,540 \text{ см}^2 = 0,54 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2.$$

Определение проведено в мерзлом состоянии. Температура спирта в термостате $-20,81^\circ\text{C}$. Температура эвтектической смеси в оболочке $-21,2^\circ\text{C}$. Температура образца перед проведением эксперимента -10°C .

Деления шкалы, n	65	60	10
$\ln n$	4,175	4,095	2,303
Время τ , с	0	12	138

Темп охлаждения (рис. 4.6)

$$m = (\ln n_1 - \ln n_2)/(\tau_2 - \tau_1) = (3,807 - 2,485)/(126 - 33) = 0,0142 \text{ 1/с};$$

коэффициент температуропроводности

$$a = bm = 0,00767 \text{ см}^2/\text{с} = 0,767 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}.$$

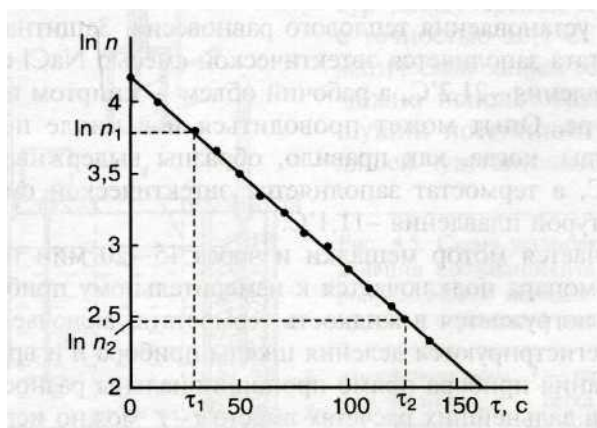


Рис. 4.6. Пример расчета опыта по определению коэффициента температуропроводности грунта методом регулярного режима I рода

4.2. Влагопроводные свойства дисперсных пород

Глинистые породы, представляющие собой типичные капиллярно-пористые тела и содержащие воду в виде жидкости и пара в неравновесном термодинамическом состоянии, подвержены процессу влагопереноса. Процесс может происходить в промерзающих или оттаивающих, осушаемых или увлажняемых грунтах. Рассмотрение процессов переноса поровой влаги в настоящее время производится, как правило, без расчленения потока влаги на миграционный поток воды и пара. При этом принимается, что доля паропереноса в общем потоке влаги невелика и ею можно пренебречь, что справедливо для большинства глинистых отложений, характеризующихся влагосодержанием от влажности максимальной молекулярной до полной влагоемкости, т.е. при отсутствии открытой пористости.

Основной движущей силой влагопереноса в глинистых породах является градиент неизрасходованной на взаимодействие с водой свободной поверхностной энергии минерального скелета грунта. Наряду с этим в зависимости от конкретных термодинамических условий миграция влаги в породе может вызываться наличием градиентов концентрации водного раствора и потенциала электрического поля, поля силы тяжести и др. Эти силы, вызывающие влагоперенос, не связаны прямым образом с градиентом свободной поверхностной энергии породы и поэтому не имеют между собой функциональной зависимости. В связи с этим обычно оперируют не величиной неизрасходованной свободной энергии грунтовых частиц, а величиной полного термодинамического потенциала влаги.

Потенциал влаги представляет собой работу, которую нужно совершить, чтобы обратимо и изотермически перевести единицу массы воды из свободного (объемного) в связанное состояние, которое существует в порах породы, или наоборот. Полный термодинамический потенциал влаги

$$\mu_w = \mu'_w - \mu_0, \quad (4.12)$$

где μ_0 — абсолютный потенциал свободной воды; μ'_w — абсолютный потенциал связанной воды в порах породы. Так как $\mu'_w < \mu_0$, то у μ_w отрицательный знак.

Использование полного термодинамического потенциала при анализе влагопереноса позволяет утверждать, что его движущей силой является $\text{grad } \mu_w$, поскольку μ_w учитывает практически все факторы внутреннего и внешнего влагообмена в породе. В породе, не содержащей солей и предельно насыщенной влагой, потенциал влаги равен (или близок) 0, так как $\mu'_w = \mu_0$. По мере иссушения

породы энергия связи влаги с ее скелетом, обменными катионами и ионами порового раствора возрастает, а потенциал влаги соответственно понижается. Потенциал влаги измеряется в Дж/кг или эрг/г. Потенциал влаги эквивалентен отрицательному давлению $-P_w$, которое может быть определено экспериментально, т.е.

$$\mu_w = -P_w / \rho_w, \quad (4.13)$$

где P_w — эквивалентное давление (см вод. ст., Па и др.); ρ_w — плотность воды.

Величина μ_w существенно зависит от влагосодержания породы. Эта зависимость является основной гидрофизической характеристикой пород и представляется в виде:

$$C_w = (\partial W_p / \partial \mu_w)_t, \quad (4.14)$$

где W_p — объемная влажность, г/см³; t — температура, °C; C_w — объемная влагоемкость грунта, размерность которой зависит от размерности μ_w и может соответствовать [г²/(эрг • см³)] или [г/(см³ • Па)], или [1/см], если μ_w выразить через эквивалентное давление.

Знание распределения потенциалов влаги в породе позволяет определять направление движения потока влаги, перемещающейся от высоких потенциалов к более низким. Плотность потока жидкой влаги I_w [г/(см² • с)] при этом (по аналогии с законами переноса Фурье, Ома, Дарси) определяется зависимостью:

$$I_w = -\lambda_w \text{grad } \mu_w, \quad (4.15)$$

где λ_w — коэффициент пропорциональности, или коэффициент влагопроводности [см/с], характеризует способность породы проводить поток влаги.

То же для потока пара представляется в виде

$$I_\pi = -\lambda_\pi \text{grad } P, \quad (4.16)$$

где λ_π — коэффициент паропроводности; P — парциальное давление.

При однозначной зависимости между потенциалом влаги и влажностью породы поток жидкой влаги представляется как

$$I_w = -K_w \text{grad } W_p, \quad (4.17)$$

где K_w — коэффициент диффузии влаги (см²/с), характеризующий инерционность развития поля потенциалов влаги в породе.

Между коэффициентами влагопереноса и объемной влагоемкостью существует соотношение

$$\lambda_w = C_w K_w. \quad (4.18)$$

В тех случаях, когда массоперенос в породах происходит под влиянием градиентов температуры, электрического, магнитного и других полей, в уравнение влагопереноса вводятся дополнительные характеристики. Так, поток жидкой и парообразной влаги в мерзлых и промерзающих породах, вызванный градиентом температуры, представляется в виде

$$I_c = I_w + I_\pi = K_w \text{grad } W_{\text{нз, р}} + K_\pi \text{grad } d_\pi, \quad (4.19)$$

где K_π — коэффициент диффузии пара; $\text{grad } d_\pi$ — градиент концентрации пара.

В мерзлых породах из-за наличия в них льда водяной пар, занимающий свободную пористость, практически всегда оказывается насыщенным, что позволяет рассчитывать коэффициент диффузии пара:

$$K_\pi = \alpha [n - (W_{\text{нз, р}} + 1,1i + n_3)] K_0 (T/T_0)^2, \quad (4.20)$$

где α — поправка на извилистость пути диффузии пара в породе (для песчаных и глинистых разностей $\alpha \approx 0,66$); n и n_3 — общая и замкнутая пористость мерзлой породы; $W_{\text{нз}}$ и i — объемная влажность за счет незамерзшей воды и льда; T и T_0 — абсолютная температура и температура таяния льда ($T=273^\circ\text{K}$); K_0 — коэффициент паропереноса в воздухе.

При отсутствии свободной открытой для переноса пара пористости и допущении однозначной зависимости между потенциалом влаги и содержанием незамерзшей воды уравнение (4.19) примет упрощенный вид:

$$I_w = -K_w \text{grad } W_{\text{нз, р}}. \quad (4.21)$$

Основные влагообменные свойства пород (μ_w , C_w , λ_w , K_w) существенно определяются их составом и строением, изменяясь в зависимости от влажности, температуры, дисперсности, химико-минерального состава и структурно-текстурных особенностей на порядок и более (рис. 4.7). Как видно из опытных данных, при фиксированной влажности с увеличением дисперсности породы подвижность влаги снижается, что проявляется в увеличении ее потенциала, влагоемкости и снижении коэффициентов влагопереноса.

Термодиффузия и пароперенос имеют ограниченное для практики значение, ввиду того что они ощутимы лишь в маловлажных породах ($W \approx W_{mq}$) со значительной свободной пористостью. Поэтому методы их количественной оценки ниже не рассматриваются.

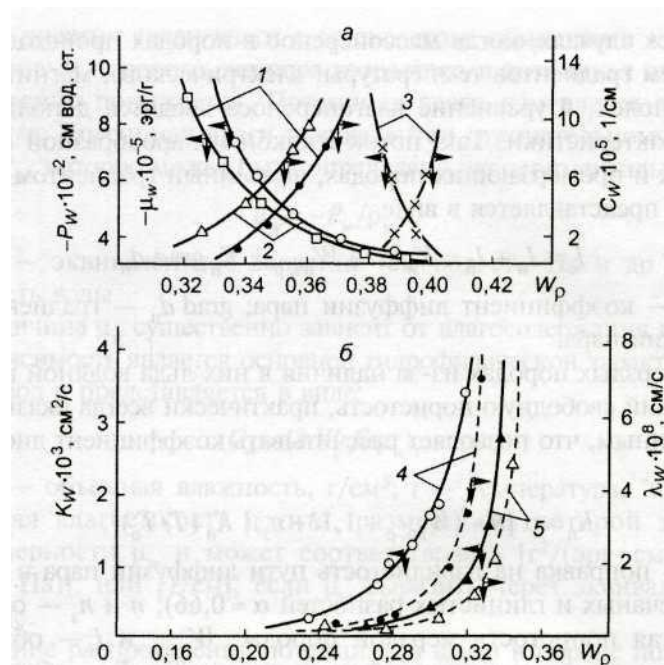


Рис. 4.7. Зависимость потенциала влаги μ_w , эквивалентного давления P_w , объемной влагоемкости C_w (а); коэффициентов диффузии K_w и влагопроводности λ_w (б) от влагосодержания пород различной дисперсности и сложения:

1 — супесь; 2 — суглинок; 3 — глина ($W_p = 42\%$); 4 — суглинок естественного сложения; 5 — то же нарушенного сложения ($W_p = 36\%$)

Методы определения влагопроводных свойств пород. Классификация существующих методов представлена на схеме (рис. 4.8). Сущность методов определения влагоемкости состоит в параллельном определении потенциалов влаги и соответствующих им влагосодержаний. По своей физической основе методы определения потенциала влаги подразделяются на абсолютные и относительные, а среди первых выделяются барические и термометрические. К барическим относятся психометрический, тензиометрический и мембранно-прессовый методы.

Психометрический метод основан на измерении равновесной упругости паров. Он применим в основном для грунтов со сравнительно низкой влажностью, где он дает надежные результаты. *Тензиометрический метод*, в котором определяется эквивалентное давление порового раствора, напротив, используется лишь для достаточно увлажненных грунтов, потенциал влаги которых не ниже $-0,7 \dots -0,8$ атм по величине эквивалентного давления. Преимущество этих двух методов над мембранно-прессовым, основанным на измерении давления отжатия воды из образца грунта, состоит

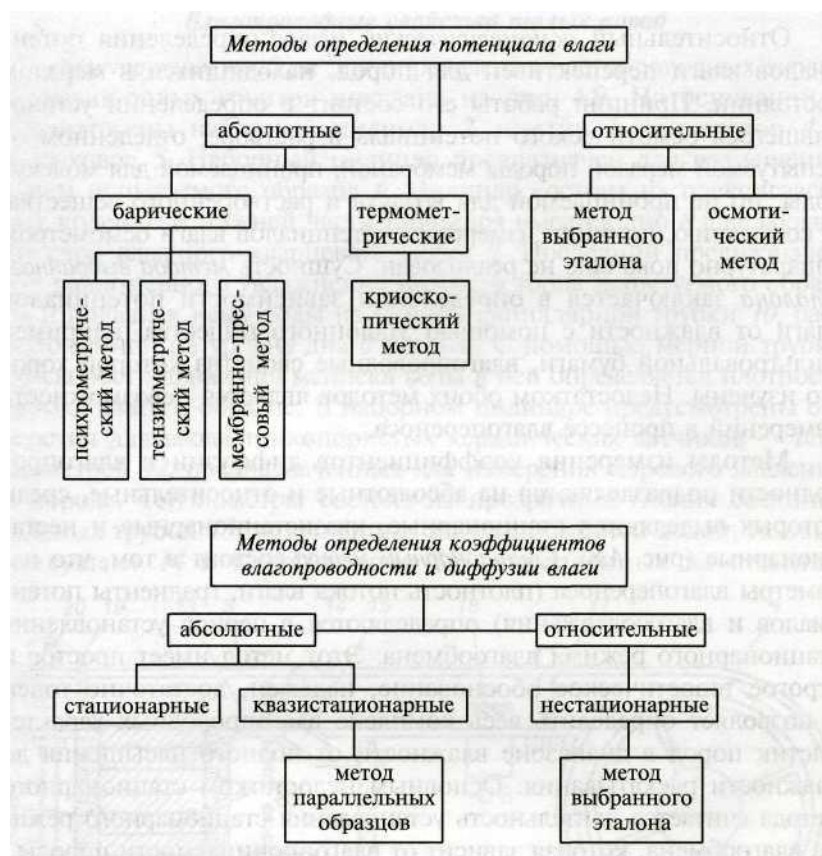


Рис. 4.8. Схема методов определения влагопроводных свойств дисперсных пород

в возможности измерения потенциалов влаги непосредственно в процессе влагопереноса.

Из термометрических известен *криоскопический метод*, суть которого состоит в определении температуры начала замерзания породы. Расчет потенциала влаги производится по формуле

$$\mu_w = L \Delta T / T V_{ж}, \quad (4.22)$$

где T — абсолютная температура; ΔT — понижение температуры начала замерзания грунта относительно температуры замерзания свободной воды (0°C); L — скрытая теплота плавления льда; $V_{ж}$ — удельный объем незамерзшей воды (Эдлефсен, Андерсен, 1966). Этот метод позволяет определить потенциал влаги при умеренной влажности породы. Существенным недостатком криоскопического метода является невозможность измерений в процессе влагопереноса.

Относительный *осмометрический метод* определения потенциалов влаги перспективен для пород, находящихся в мерзлом состоянии. Принцип работы его состоит в определении установившегося осмотического потенциала в растворе, отделенном от испытуемой мерзлой породы мембраной, проницаемой для молекул воды, но не проницаемой для воздуха и растворенного вещества. К сожалению, принцип измерения потенциалов влаги осмометром аппаратно пока еще не реализован. Сущность *метода выбранного эталона* заключается в определении зависимости потенциалов влаги от влажности с помощью эталонного вещества, например фильтровальной бумаги, влагонепроводные свойства которой хорошо изучены. Недостатком обоих методов является невозможность измерений в процессе влагопереноса.

Методы измерения коэффициентов диффузии и влагонепроводности подразделяются на абсолютные и относительные, среди которых выделяются стационарные, квазистационарные и нестационарные (рис. 4.8). *Стационарный метод* состоит в том, что параметры влагопереноса (плотность потока влаги, градиенты потенциалов и влагосодержания) определяются в период установления стационарного режима влагообмена. Этот метод имеет простое и строгое теоретическое обоснование, надежен, достаточно точен и позволяет определить весь комплекс влагонепроводных характеристик пород в диапазоне влажности от полного насыщения до влажности раскатывания. Основным недостатком стационарного метода считается длительность установления стационарного режима влагообмена, которая зависит от влагонепроницаемости породы.

Квазистационарный метод позволяет определять лишь коэффициенты диффузии влаги и состоит в использовании параллельных образцов, которые подвергаются процессу сушки в течение различного времени. Метод дает удовлетворительные результаты лишь при малых и умеренных влагосодержаниях пород.

Нестационарные методы определения влагонепроводных свойств основаны на решении системы дифференциальных уравнений процесса влагообмена между исследуемым и эталонным телом. Из числа нестационарных наибольшую известность получил метод А.В. Лыкова, в котором в качестве эталонного тела используется слой фильтровальной бумаги с известными влагонепроводными свойствами. Достоинства метода состоят в скорости однократного определения влагонепроводных характеристик и простоте применяемой аппаратуры. Основные недостатки — необходимость использования серии параллельных образцов, высокие требования к качеству контакта эталонного и исследуемого тела, неприменимость для пород, имеющих влажность, близкую к полному насыщению.

Влагопроводные свойства талых пород

Конструкция прибора для определения влагопроводных характеристик талых грунтов показана на рис. 4.9. На основании 1 расположены наборный цилиндр 2, штатив 3, вентилятор 4 и воздухопровод 5. Наборный цилиндр предназначен для размещения в нем испытуемого образца 6. Цилиндр состоит из плексигласовых колец 7. В нижней части цилиндра имеется дно 8 для закладки слоя влажного кварцевого песка 9. Последний предназначен для равномерного увлажнения нижнего торца испытуемого образца и подачи к нему воды из мерной капиллярной трубки 10, расположенной на уровне дна с песком. С помощью мерной трубки по скорости движения мениска воды в ней определяется плотность потока влаги в образце. В наборном цилиндре предусмотрены отверстия для ввода тонкопористых керамических датчиков — тензиометров 12, предназначенных для измерения порового давления в породе. Тензиометры состоят из прозрачных гибких соединительных трубок 13, заполненных вакуумированной водой, газовых «ловушек» 14 и вакуумметров 15, закрепленных на штативе.

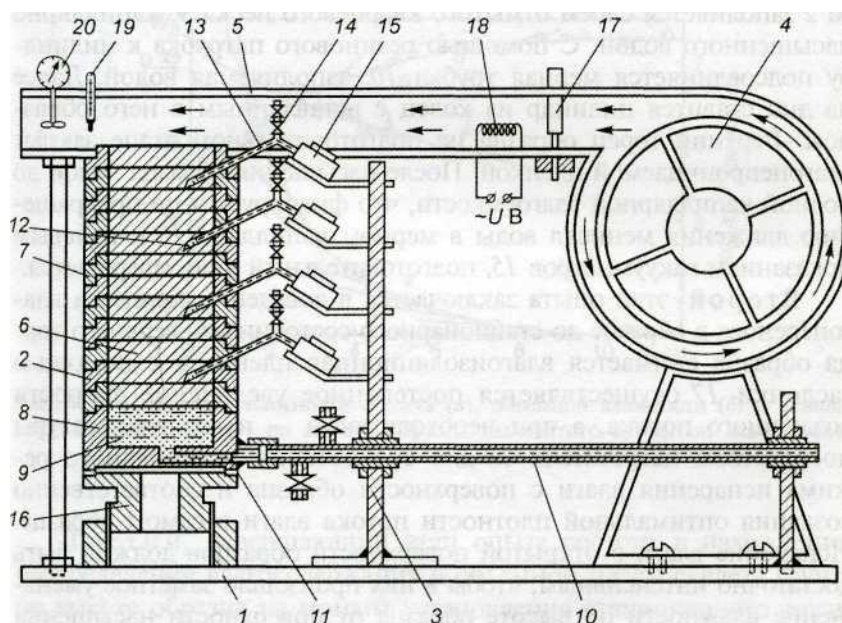


Рис. 4.9. Схема прибора для определения влагопроводных свойств талых пород: 1 — основание прибора; 2 — наборный цилиндр; 3 — штатив; 4 — вентилятор; 5 — воздухопровод; 6 — образец грунта; 7 — кольца из плексигласа; 8 — дно для закладки песка; 9 — отмытый кварцевый песок; 10 — мерная капиллярная трубка; 11 — фильтр; 12 — тензиометры; 13 — соединительные трубки; 14 — газовые ловушки; 15 — вакуумметры; 16 — домкрат; 17 — заслонка; 18 — нагреватель; 19 — термометр; 20 — анемометр

Цилиндр с испытуемым образцом установлен на домкратике 16, с помощью которого верхний торец образца вводится в отверстие воздуховода. Вентилятор 4, заслонка 17, воздуховод 5, нагреватель 18, термометр 19 и анемометр 20 предназначены в целом для создания, регулирования и контроля над испаряющей поверхностью образца потока воздуха заданной скорости и температуры.

Подготовка образцов. Для определения влагопроводных характеристик талых пород подготавливаются образцы цилиндрической формы с размерами: $d = 50$ мм, $h = 100—150$ мм. Точность размеров образцов по диаметру составляет $\pm 0,1$ мм. Образец талой породы режущим кольцом вырезают из монолита или керна так, чтобы при последующем испытании направление влагопереноса в нем соответствовало природному. Если образцы породы имеют природную влажность ниже полной влагоемкости, то их насыщают водой до полной капиллярной влагоемкости непосредственно на приборе перед опытом.

Ведение эксперимента. Опыт проводится в три этапа. Подготовительный этап заключается в том, что дно 8 наборного цилиндра 2 заполняется слоем отмытого кварцевого песка 9, капиллярно насыщенного водой. С помощью резинового патрубка к цилиндру подсоединяется мерная трубка 10, заполняемая водой. Далее на дно ставится цилиндр из колец с вставленным в него образцом. Верхний торец образца на подготовительном этапе закрыт влагонепроницаемой пленкой. После насыщения образца водой до полной капиллярной влагоемкости, что фиксируется по прекращению движения мениска воды в мерном капилляре 10 и нулевым показаниям вакуумметров 15, подготовительный этап завершается.

Второй этап опыта заключается в доведении процесса влагопереноса в образце до стационарного состояния. С верхнего торца образца снимается влагоизоляционная пленка и с помощью заслонки 17 осуществляется постепенное увеличение скорости воздушного потока, а при необходимости — и его температуры посредством нагревателя 18 для обеспечения оптимального режима испарения влаги с поверхности образца и соответственно создания оптимальной плотности потока влаги в самом образце. Испарение влаги с открытой поверхности образцов должно быть достаточно интенсивным, чтобы в них произошло заметное уменьшение влажности по высоте образца от поверхности насыщения к поверхности испарения, но не настолько большое, чтобы приводило к пересушиванию и растрескиванию грунта. Для супесчаных грунтов значения I_w обычно составляют $(1—5) \cdot 10^{-5}$ г/(см² · с), для суглинистых и глинистых — $(0,2—1) \cdot 10^{-5}$ г/(см² · с).

Во время опыта измеряются величины эквивалентного давления по показаниям вакуумметров, скорости движения мениска

в капилляре, температура и скорость потока воздуха в воздуховоде. Поддержание постоянства термодинамических условий паровоздушного потока над верхним торцом испытуемого образца и непрерывная подача воды к его нижнему торцу приводят к установлению стационарного режима влагопереноса, момент достижения которого фиксируется по неизменности показаний тензиометров и скорости движения мениска в мерной капиллярной трубке. Эти же показания в дальнейшем используются в окончательных расчетах. На основе показаний тензиометров строятся графики $-P_w(h)$ (рис. 4.10).

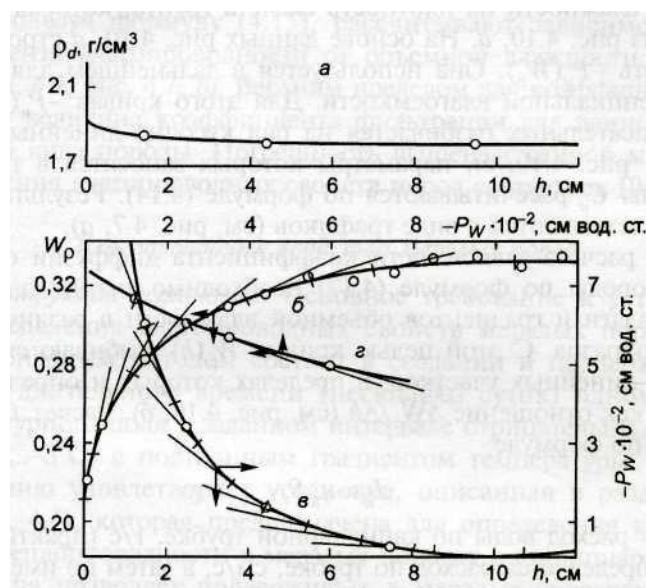


Рис. 4.10. Изменение плотности скелета (я), объемной влажности (б) и эквивалентного давления (в) по высоте образца пылеватого суглинка; зависимость эквивалентного давления от объемной влажности грунта (г)

Третий, завершающий этап опыта состоит в нахождении распределения влагосодержания и объемной массы скелета грунта по высоте образца на момент установления стационарного режима влагообмена. Для этого образец грунта снимают с установки и быстро разрезают на слои для определения изменения по его высоте влагосодержания и объемной массы по ГОСТ 5179—64, 5182-64.

Обработка результатов. Данные эксперимента заносятся в табл. 4.3 и представляются в виде графиков (рис. 4.10).

Таблица 4.3

Пример расчета зависимости объемной дифференциальной влагоемкости C_w от объемной влажности W_p

$-P_w$, см вод. ст.	W_p , г/см ³	ΔP_w , см вод. ст.	ΔW_p , г/см ³	W_p , г/см ³	$C_w \cdot 10^5$, 1/см
10	0,335	—	—	—	—
50	0,322	40	0,013	0,329	32,5
135	0,310	85	0,012	0,316	14,1

Расчет зависимости $W_p(h)$ производится путем умножения весовой влажности на плотность скелета грунта, которая определяется из рис. 4.10, а. На основе данных рис. 4.10, а строится зависимость $-P_w(W_p)$. Она используется в дальнейшем для расчета дифференциальной влагоемкости. Для этого кривая $-P_w(W_p)$ методом касательных разбивается на ряд кусочно-линейных участков (см. рис. 4.10, г), параметры которых заносятся в табл. 4.3. Величины C_w рассчитываются по формуле (4.14). Результаты расчета представляются в виде графиков (см. рис. 4.7, а).

Для расчета зависимости коэффициента диффузии от влажности породы по формуле (4.17) необходимо знание плотности потока влаги и градиентов объемной влажности в различных сечениях образца. С этой целью кривые $W_p(h)$ разбиваются на ряд кусочно-линейных участков, в пределах которых и определяются $\text{grad } W_p$ как отношение $\Delta W_p / \Delta h$ (см. рис. 4.10, б). Расчет I_w производится по формуле

$$I_w = q_w S, \quad (4.23)$$

где q_w — расход воды по капиллярной трубке, г/с (практически в опыте определяется расход по трубке, см/с, а затем по имеющимся данным о весовом содержании воды в 1 см трубки расход пересчитывается в г/с); S — площадь поперечного сечения образца, см². На основе расчетных данных (табл. 4.4) строится зависимость коэффициента диффузии влаги от объемной влажности породы, пример которой представлен на рис. 4.7, б.

Таблица 4.4

Пример расчета зависимостей коэффициента диффузии влаги (K_w) и влажностопроводности (λ_w) от объемной влажности (W_p) образца пылеватого суглинка*
($I_w = 0,06 \cdot 10^{-4}$ г/(см² · с))

h , см	W_p , г/см ³	Δh , см	ΔW_p , г/см ³	$\text{grad } W_p$, г/см ³	$W_{p, \text{cp}}$, г/см ³	$K_w \cdot 10^3$, см ² /с
0,0	0,210	—	—	—	—	—
0,2	0,234	0,2	0,024	0,12	0,222	0,050
0,5	0,256	0,3	0,022	0,073	0,245	0,082

h , см	$-P_w$, см вод. ст.	Δh , см	ΔP_w , см вод. ст.	grad P_w	$W_{\rho \text{ ср}}$, г/см ³	$\lambda_w \cdot 10^8$, см/с
10,5	10	—	—	—	—	—
8,5	20	2,0	10	5,0	0,331	120
6,7	40	1,8	20	11	0,329	55

Примечание. Плотность потока влаги при стационарных условиях влагообмена в данном опыте составила $I_w = 0,06 \cdot 10^{-4}$ г/(см²•с), что при плотности воды 1 г/см³ будет соответствовать $I_w = 0,06 \cdot 10^{-4}$ см/с.

Используя формулу (4.15), рассчитывают зависимость коэффициента влагопроводности от объемной влажности породы (см. табл. 4.4, рис. 4.7, б). Верхним пределом для коэффициента λ_w является величина коэффициента фильтрации для данного конкретного вида породы. Погрешность вышеизложенной методики определения влагопроводных свойств пород составляет 10—15%.

Влагопроводные свойства мерзлых пород

Конструкция установки. Основное требование к устройству для определения влагопроводных свойств мерзлых пород квазистационарным методом состоит в создании и поддержании в течение длительного времени (несколько суток) одномерного температурного поля в заданном интервале отрицательных температур (0...-3°C) с постоянным градиентом температуры. Такому требованию удовлетворяет установка, описанная в разделе 4.1 (см. рис. 4.4), которая предназначена для определения коэффициента теплопроводности в мерзлых породах в стационарном режиме. Она позволяет поддерживать в мерзлых образцах грунта постоянный градиент температуры длительное время.

Подготовка образцов. Основное требование к образцам, предназначенным для определения влагопроводных характеристик пород в мерзлом состоянии, — массивная криогенная текстура.

Для определения влагопроводных характеристик мерзлых пород квазистационарным методом размеры образцов грунта должны соответствовать размерам колец прибора, в который они помещаются: диаметр 100—230 мм, высота 30 мм.

Все операции по изготовлению образцов выполняются в помещениях с регулируемой отрицательной температурой, соответствующей ее минимальному значению в опыте (-3...-5°C). Образцы мерзлой породы предохраняют от высыхания и отепления. К подготовленным образцам с одного из торцов должны быть приложены ледяные пластины толщиной около 4—5 мм, которые

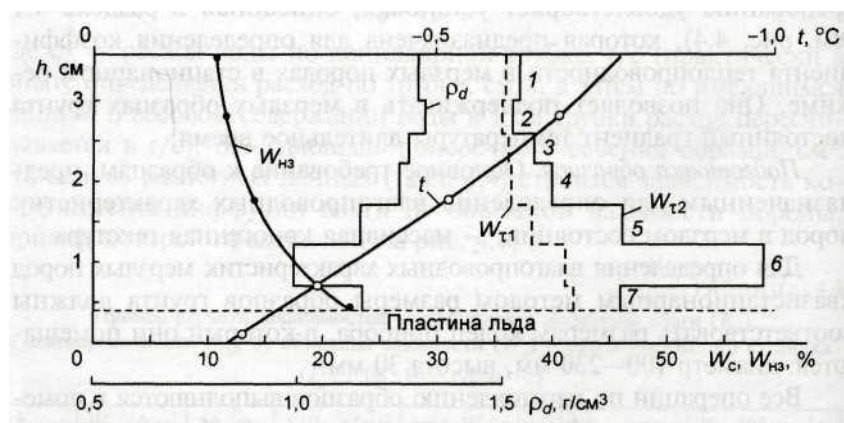


Рис. 4.11. Распределение влажности на моменты времени τ_1 и τ_2 ($W_{\tau 1}$, $W_{\tau 2}$), содержания незамерзшей воды ($W_{нз}$), температуры (t) и плотности скелета (ρ_d) на момент времени τ_2 по высоте (h) образца пылеватого суглинка: 1—7 — номера слоев породы

предназначены для подпитывания образцов влагой в ходе опыта. Для измерения температуры по высоте образцов на расстоянии 0,5 см одна от другой располагаются термодатчики.

Ведение опыта. Подготовленные два параллельных образца мерзлой породы с массивной криогенной текстурой, выдержанные в течение суток при температуре -5°C , помещаются в установку (см. рис. 4.4). Верхняя и нижняя термостатированные плиты охлаждаются до минимальной температуры опыта. Образцы ориентируются так, чтобы ледяные пластины в ходе опыта оказались со стороны более высоких отрицательных температур. Далее нижняя термостатированная плита нагревается до максимальной температуры опыта. Тем самым в образцах создается тепловой поток. Постоянный температурный режим в образцах устанавливается в зависимости от типа грунта в течение 2—6 ч. После этого снимаются показания термодатчиков.

Исследуемые образцы поочередно (с интервалом 12—48 часов) снимают с установки и разделяют для определения изменения влагосодержания по их высоте. Суммарная влажность при этом определяется обычным весовым способом (ГОСТ 5180—84). Для этого образец разрезается на параллельные слои толщиной 2—4 мм перпендикулярно направлению теплового и миграционного потоков. Разделка образцов производится в камере НКР-1 при температуре -5°C . На основе полученных данных о весовой влажности и

шей воды строятся графики $W_c(h)$, $\rho_d(h)$, $t(h)$ и $W_{нз}(h)$ (рис. 4.11).

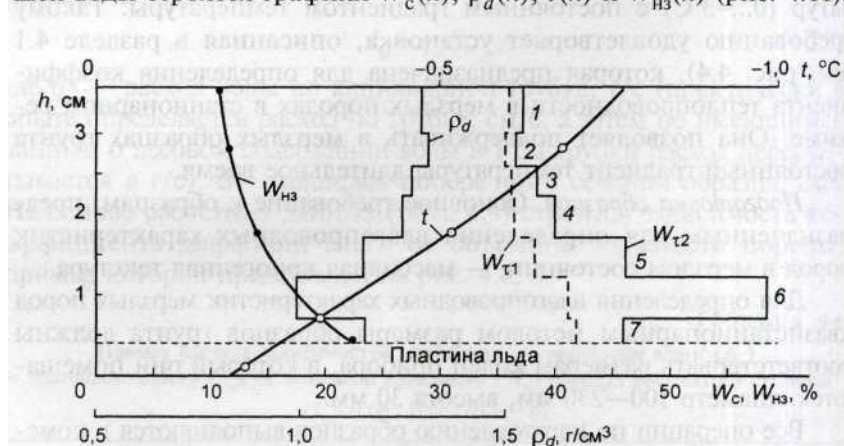


Рис. 4.11. Распределение влажности на моменты времени τ_1 и τ_2 (W_{τ_1} , W_{τ_2}), содержания незамерзшей воды ($W_{нз}$), температуры (t) и плотности скелета (ρ_d) на момент времени τ_2 по высоте (h) образца пылеватого суглинка:

1—7 — номера слоев породы

Обработка результатов. Поочередное снятие в процессе опыта параллельных образцов мерзлой породы позволяет зафиксировать изменение влажности по высоте образцов во времени, что является основой для послойного расчета плотности потока влаги. Так, для каждого расчетного сечения образца, соответствующего подошве N -го слоя (см. рис. 4.10), величина I_w (г/(см²·с)) может быть рассчитана по формуле

$$I_w = \sum_{i=1}^N [(W_{\tau_{2i}} - W_{\tau_{1i}}) \rho_{di} \Delta h_i] / (\tau_2 - \tau_1), \quad (4.24)$$

где $W_{\tau_{1i}}$, $W_{\tau_{2i}}$ — средние весовые влажности (в долях единицы) i -го слоя породы выше (т.е. при более низкой температуре) расчетного сечения, определяемые соответственно на моменты времени τ_1 и τ_2 ; ρ_{di} — плотность скелета i -го слоя породы на момент разделки; Δh_i — мощность слоя.

Для определения коэффициента влагопроводности мерзлых пород необходимо рассчитать $\text{grad } \mu_w$, основываясь на знании стационарного распределения температур в образце породы в ходе опыта. Необходимые для расчета коэффициента диффузии влаги мерзлых пород по формуле (4.19) значения градиента влажности по незамерзшей воде определяются на основе знания зависимости $W_{\text{нз}}$ для данной породы от температуры и стационарного распределения температуры по высоте образца в ходе опыта. Строится график зависимости $W_{\text{нз}}(h)$ (рис. 4.11), на котором методом касательных выделяются кусочно-линейные участки и для каждого из них определяют $W_{\text{нз},\rho}$. Полученные данные заносятся в табл. 4.5, и на ее основе строится итоговый график $K_w(t)$ или $K_w(W_{\text{нз},\rho})$.

Таблица 4.5

Пример расчета зависимостей коэффициентов диффузии незамерзающей воды (K_w) и влагопроводности (XI) от температуры (t) образца мерзлой пылеватой глины

№ слоя	Δh , см	$W_{\tau_2} - W_{\tau_1}$	ρ_d , г/см ³	$W_{\text{нз},\rho}$, г/см ³	$I_w \cdot 10^8$, г/(см ² ·с)	$\text{grad } W_{\text{нз},\rho}$, г/см ²	$K_w \cdot 10^5$, см ² /с	t , °C
1	0,2	0,13	1,24	0,127	18,66	0,01	1,87	-1,8
2	0,2	0,09	1,30	0,128	32,20	0,01	3,22	-1,7

№ слоя	Δh , см	$W_{\tau_2} - W_{\tau_1}$	ρ_d , г/см ³	$W_{\text{нз},\rho}$, г/см ³	$I_w \cdot 10^8$, г/(см ² ·с)	$\text{grad } W_{\text{нз},\rho}$, г/см ²	$\text{grad } P_w$	$\lambda_w \cdot 10^{11}$, см/с	t , °C
1	0,2	0,13	1,24	0,127	18,66	0,6	7200	2,59	-1,8
2	0,2	0,09	1,30	0,128	32,20	0,6	7200	4,47	-1,7

Расчет коэффициентов влагопроводности диффузии незамерзшей воды может быть записан в форме табл. 4.4.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ 26263—84. Грунты. Метод лабораторного определения теплопроводности мерзлых грунтов. М.: Изд-во стандартов, 1985. 9 с.
2. *Ершов Э.Д., Чеверев В. Г.* Методические указания по полевому и лабораторному определению параметров процесса влагопереноса в дисперсных грунтах. М.: Изд-во МГУ, 1974. 124 с.
3. *Кудрявцев В.А., Ершов Э.Д.* и др. Изучение состава, строения и свойств мерзлых пород в целях освоения нефтяных и газовых месторождений // Мерзлотные исследования. Вып. XXI. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 10-24.
4. Лабораторные методы исследования мерзлых пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985. 350 с.
5. Основы геокриологии. Ч. 1. Физико-химические основы геокриологии / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1995. 368 с.
6. Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований / Под ред. В.И. Осипова, Р.С. Штенгелова, Г.И. Гордеевой. М.: Изд-во МГУ, 1982. 273 с.
7. Руководство по определению физических, теплофизических и механических характеристик мерзлых грунтов. М.: Изд-во лит-ры по строительству, 1973. 191 с.
8. Теплофизические свойства горных пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1984. 204 с.

ГЛАВА 5

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Основными геофизическими методами, применяемыми при исследовании мерзлых толщ, являются электроразведка и сейсморазведка, базирующиеся на зависимости электрических и акустических свойств пород от их состава, строения и температуры. Лабораторные исследования указанных свойств имеют особое значение, так как позволяют изучать эти зависимости в наиболее полном объеме. Кроме того, с их помощью можно косвенно оценивать состав, строение и многие физико-механические свойства, а также судить о процессах, происходящих в мерзлых породах в результате внешних воздействий различного характера.

Основными электрическими свойствами пород являются: удельное электрическое сопротивление (УЭС) ρ (Ом•м) или обратная ему величина — электропроводность $\gamma = 1/\rho$ (1/(Ом•м) или См/м), коэффициент поляризуемости η (%), диэлектрическая проницаемость ϵ (безразмерная величина). В некоторой степени к электрическим свойствам можно условно отнести и коррозионную агрессивность грунтов (КА).

В поле постоянного тока электрические свойства среды полностью описываются величиной ρ . В том случае, если порода анизотропна, например вследствие слоистости или преобладания одной из систем параллельных шлиров льда, УЭС определяется двумя величинами: ρ_n — перпендикулярно слоям и ρ_t — вдоль слоев. Эти величины в свою очередь определяют коэффициент анизотропии λ_p и среднеквадратическое значение УЭС ρ_m .

$$\lambda_p = \sqrt{\rho_n / \rho_t}, \quad (5.1) \quad (5.2)$$

Коэффициент $\rho_m = \sqrt{\rho_n \rho_t}$ — полярзуемости (η) является величиной, отражающей способность породы поляризоваться под действием электрического тока. Он выражается отношением вызванной разности потенциалов, измеренной через некоторое определенное время (обычно 0,5 с) после отключения источников поля, $\Delta U_{\text{вп}}$ к приложенному напряжению ΔU :

$$\eta = \frac{\Delta U_{\text{вп}}}{\Delta U} \cdot 100\%. \quad (5.3)$$

В переменных электромагнитных полях мерзлые породы проявляют одновременно свойства как проводников, так и диэлектриков, и их электрические свойства описываются электропроводностью (γ) и диэлектрической проницаемостью (ϵ). Полный ток, проходящий через породу, имеет активную и реактивную составляющие, отношение которых называется тангенсом угла потерь:

$$\text{tg } \delta = \frac{1}{\omega \epsilon \rho_{\text{эф}}}, \quad (5.4)$$

где ω — круговая частота электромагнитного поля; $\rho_{\text{эф}}$ — сопротивление пород переменному току, которое зависит от частоты и в общем случае не равно УЭС.

Коррозионная агрессивность (КА) характеризует способность грунта при соприкосновении с металлом вызывать его коррозию. Коррозия металла является электрохимическим процессом, во время которого идет реакция окисления с переносом ионов металла в грунт. Скорость этой реакции, характеризующая скорость потери металла, напрямую связана с плотностью анодного тока в коррозионном элементе металл—грунт. Уменьшение удельного электрического сопротивления грунта приводит к увеличению плотности тока и соответственно скорости коррозии, измеряемой потерей металла с единицы корродирующей площади в единицу времени ($\text{г/см}^2 \cdot \text{с}$). Величина коррозионной агрессивности грунтов в инженерной практике оценивается ее степенью: высокая, средняя, низкая.

Наиболее разработанными, технически обеспеченными и широко применяемыми в практике решения геокриологических задач являются методы с использованием постоянного тока. В связи с этим измерение удельного электрического сопротивления представляет наибольший интерес.

Электропроводность мерзлых пород имеет в основном ионную природу и связана с наличием токопроводящих каналов, роль которых выполняет пленочная незамерзшая вода (лед и минералы — практически идеальные диэлектрики). Это обуславливает следующие основные зависимости. Увеличение содержания грубодисперсной фракции и льдистости, а также понижение температуры значительно увеличивают УЭС от первых десятков до 10^7 Ом • м. Засоление пород, увеличивая содержание незамерзшей воды и снижая удельное сопротивление насыщающего породу флюида, приводит к уменьшению ρ . Наиболее высокими значениями УЭС характеризуются морозные и мерзлые породы с базальной, ячеистой и сетчатой криогенными текстурами. В породах со слоистой криогенной текстурой наблюдается существенная анизотропия (до $\lambda_p = 30$ и более), которая, кроме перечисленных выше параметров, зависит от относительной толщины шпиров льда и их протяженности.

Коррозионная агрессивность, оцениваемая по результатам лабораторных определений, является обязательным показателем при проектировании подземных сооружений из металла. Ее степень, в полном соответствии с удельным электрическим сопротивлением, зависит от литологического состава, засоленности и температуры и может изменяться от низкой до высокой.

Практическое использование результатов измерения диэлектрической проницаемости в первую очередь связано с возможностью изучения с ее помощью содержания незамерзшей воды, а также с необходимостью учета ϵ при количественной интерпретации данных высокочастотной электроразведки. Информативность параметра ϵ применительно к мерзлым породам для практического использования изучена пока недостаточно.

К акустическим свойствам относятся кинематические характеристики — скорости распространения упругих колебаний, функционально связанные с динамическими модулями упругости и плотностью, а также динамические — характеристики затухания и поглощения. Распространение упругих волн в мерзлых породах подчиняется общим законам акустики применительно к твердым телам. В безграничном гомогенном изотропном твердом теле могут распространяться два типа волн: продольные и поперечные. Скорости их распространения (v_l и v_s) связаны с упругими модулями и плотностью породы:

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{(1-\mu)}{2(1+\mu)(1-2\mu)}}, \quad (5.5)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{1}{2(1+\mu)}}, \quad (5.6)$$

где E — динамический модуль упругости Юнга; μ — коэффициент Пуассона; σ — плотность породы.

На свободной поверхности тела возникают волны Релея, скорость распространения которых описывается уравнением:

$$v_R = \frac{0,87 + 1,12\mu}{1 + \mu} \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{1}{2(1+\mu)}}. \quad (5.7)$$

При ограничении тела с четырех сторон (стержень) в нем могут возникать волны изгиба, крутильные и стержневые. Последние в практике применяются чаще.

$$v_{R_{\text{ст}}} = \sqrt{\frac{E}{\sigma}}. \quad (5.8)$$

Условием возникновения стержневых волн является соблюдение соотношения $D < 0,6\lambda$, $L > 5\lambda$. Для распространения волн в ограниченных телах со скоростями, соответствующими безграничной среде, необходимо выполнение неравенств $D > 2\lambda$, $L < 2\lambda$. В этих выражениях D и L — диаметр и длина образца; λ — длина волны: $\lambda = v/f = vT$, где f — частота колебаний, T — период. В промежутке между указанными областями лежит зона нерегулярного возмущения, в которой скорости занимают промежуточное значение между $v_{\text{рст}}$ и v_p . При проведении экспериментов должна учитываться зависимость скорости от размеров исследуемых тел, называемая геометрической дисперсией.

Упругие свойства анизотропных тел в общем случае определяются 21 независимой упругой константой. Наиболее простым видом анизотропии, встречающимся на практике, является осесимметрическая, характерная для слоистых сред (трансверсально-изотропные среды). В этом случае скорости упругих волн в плоскости, перпендикулярной оси симметрии, одинаковы во всех направлениях и свойства определяются пятью константами. Для характеристики такой среды чаще всего пользуются двумя значениями скоростей — вдоль оси симметрии и перпендикулярно ей, а также величиной коэффициента анизотропии (их отношением).

В практике инженерной геологии, в том числе инженерном мерзлотоведении, скоростные характеристики используются при интерпретации данных сейсморазведки, для решения задач сейсмического микрорайонирования (метод акустических жесткостей

определения приращения сейсмического балла), а также для косвенного изучения состава, строения и свойств пород. В основе таких определений лежат экспериментально установленные и теоретические зависимости и связи между сейсмоакустическими параметрами и перечисленными характеристиками.

Поведение значений скоростей упругих волн при изменении степени дисперсности породы, льдистости и температуры близко к описанному для УЭС. Вместе с тем существует ряд отличий, на которых базируется идея комплексирования электрометрических и акустических методов для повышения надежности решения задач косвенной оценки характеристик мерзлых пород. Так, увеличение степени заполнения пор мерзлой породы льдом практически не сказывается на значении ρ и существенно повышает значение v . На величину коэффициента акустической анизотропии влияет относительная толщина шлиров льда, а не их протяженность.

Определение скоростей упругих волн позволяет вычислить значения динамических модулей упругости и, при наличии исследованных связей, определить деформационные и прочностные характеристики. Упругие модули вычисляются по формулам, вытекающим из (5.5)—(5.8):

$$E = v_p^2 \sigma \frac{(1 + \mu)(1 - 2\mu)}{1 - \mu} = \sigma \frac{v_s^2(3v_p^2 - 4v_s^2)}{v_p^2 - v_s^2} = \sigma v_{\text{ст}}^2, \\ \mu = \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)}.$$

(5.9)

(5.10)

Они могут быть определены также с помощью графических номограмм. Первая из них (рис. 5.1) служит для нахождения коэффициента Пуассона по соотношению v_s/v_p или v_R/v_p (значение σ в данном случае не нужно). Вторая номограмма (рис. 5.2) позволяет определить E и μ по известным v_R , v_p и σ . Операции, необходимые для нахождения модулей, схематично изображены на этой же номограмме.

Электрические свойства. В общем случае УЭС однородных сред по закону Ома определяется как

$$\rho = k \frac{\Delta U}{I}, \quad (5.11)$$

где ΔU — разность потенциалов, В; I — сила тока, А; k — геометрический коэффициент, зависящий от типа и размеров измерительной установки, м. Для плоского поля, создаваемого двумя электродами, приложенными к торцам цилиндрического образца,

$$k = \frac{S}{l}, \quad (5.12)$$

Рис. 5.1. Номограмма Кнопова—Коптева для определения коэффициента Пуассона μ по скоростям упругих волн. Параметр кривых $\lambda/\pi d$

где S — площадь сечения цилиндра, м^2 ; l — расстояние по длине цилиндра между точками измерения разности потенциалов, м .

Для четырехэлектродной установки на однородном полупространстве

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}, \quad (5.13)$$

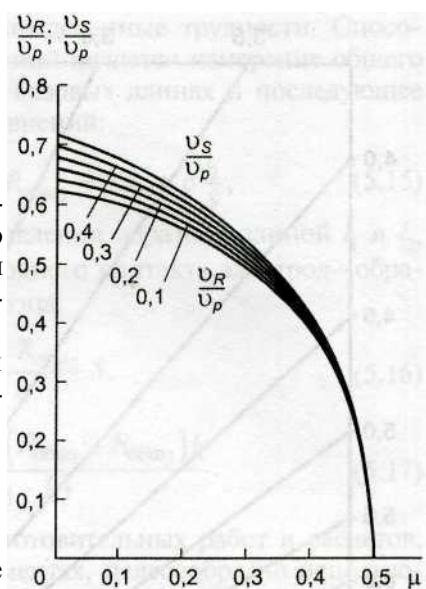
где A и B — точечные питающие электроды, между которыми измеряется сила пропускаемого тока; M и N — точечные приемные электроды, между которыми измеряется напряжение; AM , AN и т.д. — соответственно расстояние между ними.

Методика измерения УЭС мерзлых пород имеет ряд особенностей, которые обусловлены высокими значениями ρ (до $10^6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). В связи с этим при измерениях разности потенциалов необходимо использовать вольтметры с высоким внутренним сопротивлением ($> 10^7 \text{ Ом}$). Этим требованиям частично удовлетворяют серийные приборы, применяемые в электроразведке (АЭ-72, ЭРА-М). Лабораторные измерения УЭС целесообразно проводить с помощью цифровых вольтметров типа ВК7-10, ВТ-22 (класс точности $< 0,2$).

Поскольку мерзлые породы имеют низкую электропроводность, для обеспечения токов достаточной величины при измерении УЭС на постоянном токе необходимо использовать электрические батареи с высокими значениями ЭДС (типа 100-АМЦГ-4-190; 100-А4-190 и др.), а при измерениях на переменном токе — соответствующие генераторы.

Измерения УЭС мерзлых пород в лабораторных условиях могут выполняться двумя способами: двухэлектродным и четырехэлектродным. Каждый из них обладает определенными достоинствами и недостатками.

При двухэлектродном способе электрическое поле в образце создается с помощью двух плоских электродов, приложенных к торцам призматического (цилиндрического) образца



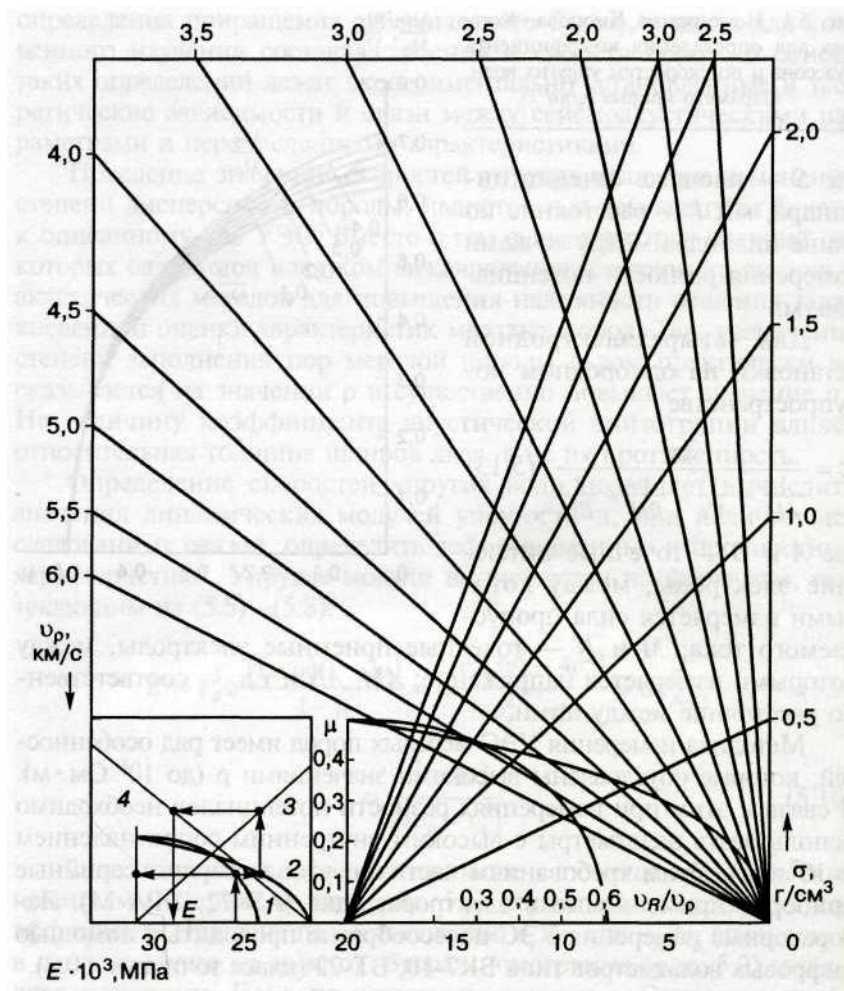


Рис. 5.2. Номограмма Кнупова—Зыкова для определения модулей E и μ по значениям скоростей v_R , v_p и σ

с известной площадью поперечного сечения. По измеренным напряжению ΔU , силе тока I и известному внутреннему сопротивлению прибора $R_{\text{пр}}$ вычисляется общее сопротивление системы $R_{\text{общ}}$:

$$R_{\text{общ}} = \frac{\frac{\Delta U}{I} R_{\text{пр}}}{R_{\text{пр}} - \frac{\Delta U}{I}}. \quad (5.14)$$

Оно включает как сопротивление самого образца, так и переходное сопротивление контакта электрод—образец, количественная

оценка которого представляет определенные трудности. Способом учета переходных сопротивлений является измерение общего сопротивления образца при двух базовых длинах и последующее определение УЭС из системы уравнений:

$$R_{\text{общ}1} = 2R_{\text{п}} + \rho \frac{l_1}{S}, \quad R_{\text{общ}2} = 2R_{\text{п}} + \rho \frac{l_2}{S}, \quad (5.15)$$

где $R_{\text{общ}1}$, $R_{\text{общ}2}$ — общие сопротивления образцов длиной l_1 и l_2 , $R_{\text{п}}$ — переходное сопротивление одного контакта электрод—образец; S — поперечное сечение образца;

$$\rho = \frac{R_{\text{общ}1} - R_{\text{общ}2}}{l_1 - l_2} S, \quad (5.16)$$

$$R_{\text{п}} = \frac{(l_1 - l_2)R_{\text{общ}1} - (R_{\text{общ}1} - R_{\text{общ}2})l_1}{2(l_1 - l_2)}. \quad (5.17)$$

Для сокращения объема подготовительных работ и расчетов, особенно при массовых экспериментах, целесообразно использовать номограммы $\rho = \rho(R_{\text{общ}})$, специально построенные по результатам измерений УЭС, выполненных на эталонных образцах описанным выше способом.

В качестве электродов могут быть использованы медные пластины (фольгированный гетинакс) с графитовым порошком, который в виде промежуточного слоя располагается между медной пластиной и образцом, обеспечивая хороший электрический контакт. Естественная поляризация и временные поляризационные процессы при этом малы, что облегчает процесс измерения.

Сборку измерительной ячейки удобно производить следующим образом (рис. 5.3): один из электродов помещается в кювету 4, покрывается тонким слоем графитового порошка 2, сверху ставится образец породы 5, по верхней кромке которого примораживается бортик из тонкой бумаги 3; в образовавшийся ограниченный объем насыпается графитовый порошок 2, второй электрод помещается сверху с некоторой пригрузкой 6. При таком способе сборки исключается попадание порошка на боковые поверхности образца, который может исказить определяемую величину УЭС.

Для измерений используется схема, представленная на рис. 5.4, а. Компенсатор поляризации (КП) выполняется по мостовой схеме с источником питания $E = 1,5—2$ В. Схема по возможности должна содержать минимальное количество соединительных проводов при минимальной их длине. Измеряются падение напряжения ΔU на образце и ток I в питающей цепи. Перед каждым измерением необходимо произвести компенсацию ЭДС поляризации. Отсчет значений ΔU и I следует производить одновременно и по возмож-

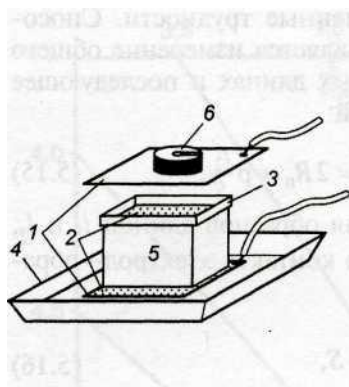


Рис. 5.3. Схема измерительной ячейки для определения УЭС.
Пояснения в тексте

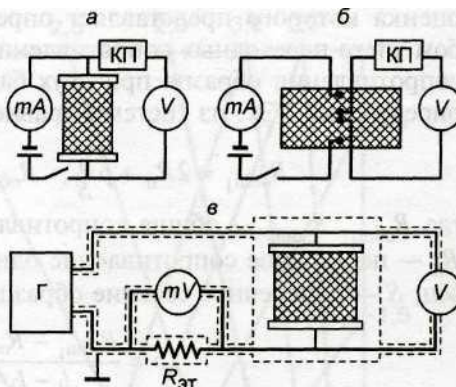


Рис. 5.4. Схема измерений УЭС: *а* и *б* — на постоянном токе (*а* — двухэлектродной, *б* — четырехэлектродной установками); *в* — на переменном токе двухэлектродной установкой

ности сразу после включения питания. Каждое измерение следует проводить не менее трех раз и в качестве результата брать среднее арифметическое. По результатам измеренных ΔU и I и известному внутреннему сопротивлению вольтметра $R_{пр}$ вычисляется общее сопротивление образца $R_{общ}$ и одним из описанных способов определяется УЭС. Результаты измерений и вычислений заносятся в журнал (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Журнал для записи результатов лабораторных электрических измерений на образцах мерзлой породы

№ п/п	№ образца	Краткая характеристика породы	Температура t , °C	Длина l , м	Площадь поперечного сечения S , м ²	ΔU , В	I , мкА	$R_{общ}$, Ом	ρ , Ом·м	$R_{пр}$, Ом	Примечания
1	2 с	Суглинок (mQ_n^{2-4})	-3	0,135	$3,36 \cdot 10^{-3}$	3,0	312,0	$9,6 \cdot 10^3$	89,4	$3,0 \cdot 10^3$	Использованы электроды с графитовым слоем
2		с массивной криогенной текстурой		0,088	$3,36 \cdot 10^{-3}$	2,6	311,2	$8,35 \cdot 10^3$			

Оценка точности измерений общего сопротивления производится обычным способом по формуле с использованием паспортных данных применяемых приборов:

$$\delta R_{\text{общ}} = \delta \Delta U + \delta I + \delta R_{\text{пр}} + \delta \left(R_{\text{пр}} - \frac{\Delta U}{I} \right). \quad (5.18)$$

Относительная ошибка измерения УЭС равна сумме $\delta R_{\text{общ}}$ и ошибки построения номограммы.

Измерения УЭС двухэлектродной установкой на переменном токе производятся по схеме, представленной на рис. 5.4, в. При данной схеме измеряются падение напряжения на образце ΔU и падение напряжения на эталонном сопротивлении $\Delta U_{\text{эт}}$, по которому определяется ток в питающей цепи $I = \Delta U_{\text{эт}} / R_{\text{эт}}$. Каждое измерение следует проводить не менее трех раз, а в качестве результата брать среднее арифметическое.

По результатам измерений ΔU и $\Delta U_{\text{эт}}$ вычисляется общее сопротивление образца:

$$\Delta R_{\text{общ}} = \frac{\Delta U R_{\text{эт}}}{\Delta U_{\text{эт}}}, \quad (5.19)$$

после чего определяется УЭС одним из способов, описанных для измерений на постоянном токе.

Методические исследования показали, что на переменном токе переходные сопротивления незначительны и в первом приближении могут вообще не учитываться. В таком случае

$$\rho = \frac{R_{\text{общ}} S}{l}. \quad (5.20)$$

Точность определения УЭС на переменном токе оценивается по тем же принципам, что и на постоянном.

Достоинством двухэлектродного способа является то, что создаваемое электрическое поле строго ориентировано в одном направлении. Это делает возможным изучение электрической анизотропии исследуемых пород. Недостатком способа является необходимость строгого соблюдения формы образца и сложность создания идентичных электрических контактов электродов с образцом.

При четырехэлектродном (рис. 5.4, б) способе измерения поле в образце создается с помощью двух «точечных» питающих электродов. Измеряемыми величинами являются сила тока I в этой, питающей цепи и падение напряжения ΔU между двумя другими точечными — приемными — электродами.

Преимуществом четырехэлектродного способа является отсутствие необходимости учета сопротивления заземления и возможность измерений на образцах различной формы. Некоторые

трудности представляет определение геометрического коэффициента установки k (5.13) для каждого конкретного расположения электродов на образце конкретной формы и размеров.

Как правило, геометрический коэффициент k определяется экспериментально. Для этого измерения УЭС выполняются в тех же формах — резистивиметрах, что и рабочие, но заполненных не исследуемым материалом, а эталонным, с известным удельным электрическим сопротивлением. В качестве такого материала могут с успехом быть использованы растворы солей различной концентрации, для которых имеются табличные данные об их удельном электрическом сопротивлении. Коэффициент k для каждого резистивиметра определяется как среднее из результатов не менее трех измерений, выполненных на растворах разной концентрации.

Измерения на грунтах нарушенного сложения выполняются в резистивиметрах, представляющих собой стакан из изоляционного материала (полиэтилен, хлорвинил...), в стенки которого вмонтированы все 4 электрода. Это незначительно выступающие внутрь штыри из слабо корродирующего металла — латуни, луженой меди и т.п. Снаружи к ним присоединяются подводящие провода.

Для измерений, как и в двухэлектродной схеме, используются либо специальные геофизические электроразведочные приборы, либо амперметры и вольтметры с высокоомным входом соответствующего класса.

Все положения, касающиеся измерения УЭС на постоянном токе, остаются в силе и для измерений на переменном токе. Специфические особенности методики измерений на переменном токе состоят в следующем. При измерении электрического сопротивления на переменном токе прежде всего необходимо учитывать комплексный характер этого параметра:

$$Z = R + iX, \quad (5.21)$$

где R — активная составляющая, равная омическому сопротивлению на постоянном токе; X — реактивная составляющая, которая может иметь емкостной или индуктивный характер.

Определение УЭС на переменном токе предполагает измерение активной составляющей R комплексного сопротивления мерзлой породы. Следовательно, условия проведения эксперимента должны максимально исключать влияние реактивной составляющей X на результаты измерения. Для этого частота переменного тока при измерении УЭС мерзлых пород должна выбираться не выше 10^6 Гц. При $f < 10^6$ Гц влиянием токов смещения как одной из причин появления реактивной составляющей можно пренебречь.

Измерительная установка должна быть собрана таким образом, чтобы исключить паразитные емкостные связи между соединительными проводами. Это достигается пространственным разнесением соединительных проводов и применением экранирующей металлической оплетки. Желательно, чтобы генератор и измерители переменного тока имели не сетевое, а автономное (батарейное) питание, либо генератор — батарейное питание, а измерители — сетевое, или наоборот: генератор — сетевое, а измерители — батарейное. Это необходимо для исключения непосредственного влияния генератора на измеритель через общий источник (сетевое питание).

Весьма нежелательны при измерениях УЭС на переменном токе электромагнитные помехи, которые приводят к существенным ошибкам при измерении ΔU и I , а следовательно, и УЭС. Наиболее эффективным средством борьбы с ними является экранирование металлической сеткой помещения, в котором проводятся измерения. Применение для измерения напряжения селекторных вольтметров (типа В 6—14) также значительно снижает уровень помех. При использовании в схеме измерений усилительных каскадов рекомендуется их выполнять по дифференциальной схеме с симметричным входом для подавления синфазной помехи. Наличие климатической камеры (с металлическим корпусом), в которой находятся образцы мерзлой породы во время измерения УЭС, в некотором смысле эквивалентно экранировке помещения. Уровень помех в этом случае будет значительно снижен, если соединительные провода, ведущие от образцов к измерительным приборам, находящимся вне камеры, заэкранированы и их экранные оплетки соединены с корпусом камеры. Подготовка образцов для измерения УЭС на переменном токе производится по той же технологии, что и в случае постоянного тока. Более того, измерения на постоянном и переменном токе можно проводить на одних и тех же образцах.

Возможность одновременного выполнения измерений на постоянном и переменном токе при необходимости может быть использована для определения коэффициента вызванной поляризации η_k . Измерив значение ρ у одного и того же образца на постоянном и переменном токе и получив два значения ρ (ρ_1 — на постоянном и ρ_2 — на переменном токе), η_k вычисляют по формуле:

$$\eta_k = 1 - \rho_1 / \rho_2. \quad (5.22)$$

Коэффициент поляризуемости η_k может также измеряться с помощью специальных приставок к серийной электроразведочной аппаратуре либо путем осциллографической записи спада напря-

жения после отключения источника питания. В качестве измерительной ячейки используются неполяризующиеся электроды различной конструкции.

Измерение диэлектрической проницаемости пород ϵ может осуществляться несколькими методами. Общим практически для всех является то, что исследуемый материал (грунт нарушенного сложения) помещают между обкладками конденсатора и тем или иным способом измеряют его емкость. Для этого могут быть использованы мостиковые схемы или колебательные контуры. В первом, случае, добиваясь баланса моста, определяют емкость конденсатора с породой и сопротивление утечки конденсатора, по которым рассчитывают ϵ и $\operatorname{tg} \delta$. Во втором случае по результатам изучения резонансных кривых с помощью куметров определяют емкость и добротность контура с образцами и без них, по которым также рассчитывают ϵ и $\operatorname{tg} \delta$.

Для определения коррозионной агрессивности (КА) грунтов по отношению к стали существует два метода, регламентированных ГОСТ 9.602—89 «Единая система защиты от коррозии старения. Сооружения подземные». Первый метод основан на связи КА с плотностью катодного тока j_k , второй — с удельным электрическим сопротивлением грунта ρ . Указанный ГОСТ не распространяется на мерзлые грунты. Тем не менее специальными исследованиями, выполненными на мерзлых грунтах, было установлено, что пользоваться им можно, но с определенными изменениями и дополнениями. В первую очередь они касаются значений УЭС, определяющих границы для отнесения грунтов по степени их КА к одной из трех категорий: высокая, средняя, низкая. Для грунтов при положительной температуре эти градации не зависят от литологического состава образцов и имеют следующие границы: высокая — менее 20 Ом • м, средняя — от 20 до 50 Ом • м, низкая — свыше 50 Ом • м. Для мерзлых грунтов часть таблицы, касающаяся УЭС, выглядит следующим образом (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Границы степени КА мерзлых грунтов по отношению к стали, оцениваемые по значениям УЭС, Ом • м

Тип грунта	Степень коррозионной агрессивности		
	высокая	средняя	низкая
Пески	<20	20-50	>50
Супеси	<20	20-50	>50
Суглинки	<30	30-60	>60
Глины	<40	40-70	>70

Часть таблицы, определяющая те же границы по значениям катодного тока, изменений не претерпевает: низкой соответствует значение j_k (А/м²) до 0,05, средней — от 0,05 до 0,20 и высокой — свыше 0,20.

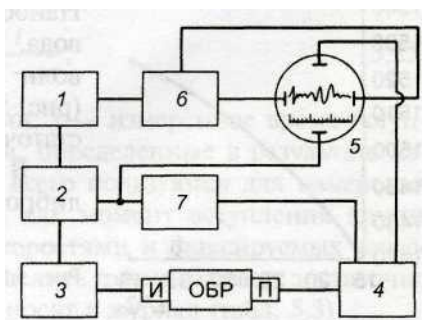
Методика лабораторного определения КА мерзлых грунтов в общих чертах не отличается от используемой для талых, но имеет при этом ряд специфических особенностей. Они связаны с сильной зависимостью КА мерзлых грунтов от температуры и с резким изменением этого параметра при переходе грунта из талого состояния в мерзлое. При измерениях необходимы выстаивание образцов при температуре измерений и строгая привязка к ней всех результатов экспериментов.

Акустические свойства. Для определения скоростей упругих волн в горных породах чаще всего используются импульсные методы, к которым могут быть отнесены как сейсморазведочные, так и ультразвуковые. Их популярность обуславливается в первую очередь тем, что измерения могут производиться не только на образцах (причем ограничения их размеров и формы сводятся до минимума), но и в массиве. В лабораторных условиях из импульсных методов применяется только ультразвуковой.

В качестве аппаратуры используются различные серийные дефектоскопы (УКБ, УК-10П, УК-ЮПМС и другие), отличающиеся частотным диапазоном и формой получаемой информации. Общий принцип их работы сводится к следующему (рис. 5.5): задающий генератор периодически вырабатывает кратковременные импульсы, которые запускают генератор зондирующих импульсов (ГЗИ), генератор задержки развертки и другие блоки; ГЗИ создает электрический сигнал-импульс, который ударно возбуждает сегнетозлектрический излучающий пьезопреобразователь (И) на собственной частоте; упругие колебания, пройдя через излучаемую среду в пьезоприемнике (П), преобразуются в электрические. Последние усиливаются и подаются на вертикально отклоняющие пластины электронно-лучевой трубки (ЭЛТ); блок ждущей развертки обеспечивает смещение электронного луча по горизонтали.

Рис. 5.5. Блок-схема ультразвукового прибора:

1 — задающий генератор; 2 — делитель частоты на 2; 3 — генератор зондирующих импульсов; 4 — усилитель; 5 — электронно-лучевая трубка; 6 — блок ждущей развертки; 7 — блок масштабных марок времени; И — излучатель; П — приемник



Одновременно с посылкой импульса на излучатель дается импульс и на ЭЛТ, что позволяет определить момент возбуждения упругих колебаний. Блок масштабных марок времени или калиброванная по времени задержка позволяет определить время распространения волны от излучателя до приемника, а следовательно, при известном расстоянии между ними вычислить и скорость. Способы отсчета времени для каждого конкретного прибора описаны в руководствах по их использованию.

В качестве пьезопреобразователей чаще всего применяются датчики поршневого типа, колебания в которых перпендикулярны рабочей поверхности. Пьезоэлементами в этих датчиках могут быть кристаллы или пакеты кристаллов сегнетовой соли косого среза (45° среза), кристаллы дигидрофосфата аммония (45° среза), керамика титаната бария или цирконат титаната свинца, колеблющиеся по толщине. Их действие основано на пьезоэлектрическом эффекте, заключающемся в том, что если пластину пьезоэлектрика подвергнуть сжатию или растяжению, то на ее гранях появится электрический заряд, и наоборот, заряд, поданный на грани пластины, вызывает ее деформации (прямой и обратный пьезоэлектрический эффект). При использовании различных пьезопреобразователей следует помнить, что сегнетовая соль имеет две точки Кюри: -18 и $+23^\circ\text{C}$. Это ограничивает ее применение, которое возможно лишь в указанном интервале температур.

В связи с тем что конструкция датчиков предполагает наличие мембран, через которые колебания передаются от пьезоэлемента к образцу и обратно, имеют место временные задержки сигнала в этих мембранах — время на прохождение через них упругой волны Δt . Для определения этой задержки, причиной которой могут быть также задержки в электронных блоках приемно-передающего тракта аппаратуры, перед измерениями целесообразно выполнять специальную калибровку с используемыми датчиками. Для этого рекомендуется проводить измерения на эталонных сре-

дах, скорость распространения упругих волн в которых заранее известна. Наиболее пригодна дистиллированная вода. В ней скорость распространения волн зависит только от температуры (рис. 5.6) и может быть определена достаточно точно.

В наиболее простом варианте калибровочные измерения осуществля-

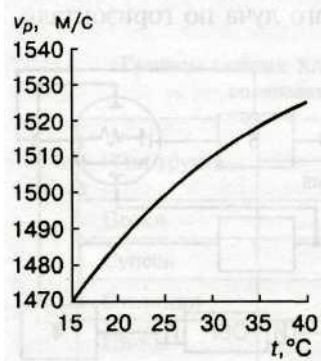


Рис. 5.6. Зависимость $v_p(t)$ для дистиллированной воды

ются следующим образом. В ванну с дистиллированной водой помещаются датчики на нескольких (5—7) фиксированных и измеренных расстояниях между рабочими поверхностями ($l_1, l_2, \dots$) и определяются времена первых вступлений для этих положений ($\tau_1, \tau_2, \dots$). Первым вступлением называется первое отклонение луча на ЭЛТ, связанное с приходом упругой волны на приемник. По значениям l и τ строится годограф — график зависимости $\tau(l)$. Через точки годографа проводится прямая, наилучшим образом их осредняющая. Затем из полученных точек, лежащих на осредняющей прямой, выбирается пара точек, наиболее далеко отстоящих друг от друга. Им соответствуют координаты $(l_1, \tau_{1\text{изм}})$ и $(l_2, \tau_{2\text{изм}})$. Если бы не существовало временной задержки $\Delta\tau$ и ошибок измерения времени, обусловленных погрешностями аппаратуры, частное $l/\tau_{\text{ист}}$ соответствовало бы истинному значению скорости $v_{\text{ист}}$. На самом деле $\tau_{\text{изм}} \neq \tau_{\text{ист}}$. Время первого вступления, которое должно было бы быть получено ($\tau_{\text{ист}}$), вычисляется из соотношения $\tau_{\text{ист}} = l/v_{\text{ист}}$; $v_{\text{ист}}$ для этого определяется по графику $v(t)$ (см. рис. 5.6). Рассчитанное значение $\tau_{\text{ист}}$ и измеренное $\tau_{\text{изм}}$ для двух баз l_1 и l_2 позволяют найти как $\Delta\tau$, так и множитель d , на который необходимо умножать измеренное время:

$$d = \frac{\tau_{2\text{ист}} - \tau_{1\text{ист}}}{\tau_{2\text{изм}} - \tau_{1\text{изм}}}, \quad (5.23)$$

$$\Delta\tau = \frac{\tau_{2\text{ист}}\tau_{1\text{изм}} - \tau_{1\text{ист}}\tau_{2\text{изм}}}{\tau_{2\text{изм}} - \tau_{1\text{изм}}}. \quad (5.24)$$

Для измерения скоростей упругих волн на образцах чаще всего используются две методики: прямое прозвучивание и продольное профилирование.

При прозвучивании датчики прикладываются к противоположным граням образца, которые должны быть параллельны. В этом случае скорость определяется по формуле:

$$v = \frac{l}{\tau d - \Delta\tau}, \quad (5.25)$$

где l — расстояние между гранями; τ — измеренное время вступления волны; d и $\Delta\tau$ — поправки, определенные в результате калибровки. Этим способом чаще всего пользуются для измерения скорости продольных волн, так как момент вступления других волн, обладающих меньшими скоростями и фиксируемых зачастую на фоне продольных, определить точно бывает достаточно трудно. Результаты измерений заносят в журнал (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Журнал записи результатов лабораторных акустических измерений на образцах (метод прозвучивания)

№ п/п	№ образца	Краткая характеристика породы	Температура t , °С	Направление	База, l , мм	Время, τ , мкс		Скорость, v_p , м/с	Коэффициент анизотропии $\kappa = v_x/v_y$	Примечания
						измеренное	истинное			
1	3с	Суглинок салехардский, криотекстура слоистая	3,8	Y	104,6	31,35	30,63	3285	1,106	Датчики 25 кГц $d = 0,986$ $\Delta\tau = 0,27$ мкс
				X	100,6	28,35	27,67	3635		

Заметим, что измерения могут производиться и на образцах произвольной формы, но ошибки в этом случае возрастают вследствие неконтролируемых искажений волновой картины в результате неидентичности акустических контактов, что, в свою очередь, приводит к ошибкам определения времени первого вступления. Для улучшения и стабилизации контактов в любом случае целесообразно использовать какую-либо густую смазку, например пластилин или солидол.

Относительная ошибка измерения скорости при прозвучивании оценивается суммой относительных ошибок определения l , зависящей от инструмента измерения (линейки, штангенциркуля и др.), и ошибки измерения времени, устанавливаемой паспортом данного прибора или экспериментальным путем.

Определение скоростей методом продольного профилирования основано на прослеживании (корреляции) и измерении времен прихода фаз тех или иных волн на осциллограммах, полученных при перемещении одного из датчиков вдоль профиля с определенным шагом. Второй датчик находится при этом в неизменном положении.

Профиль представляет собой плоскую площадку, предварительно подготовленную на испытываемом образце. Для удобства на нее можно нанести риски на расстоянии шага измерений или наклеить с помощью жидкой смазки (приморожена) полоску тонкой бумаги с рисками, по которым перемещается датчик. Могут использоваться специально сконструированные автоматические устройства. В связи с тем что существует соотношение $v_p > v_s > v_R$,

фазы продольных колебаний (P) расположены в начале осциллограмм и прослеживание их не представляет труда. Кроме фаз продольной волны, благодаря большой амплитуде и более низкой частоте хорошо выделяются также фазы релеевской волны (R) (рис. 5.7, a). Однако в некоторых случаях корреляция их затруднена и необходим определенный навык. Фазовые скорости прослеженных волн определяются по наклону годографов, которые в случае однородных образцов имеют вид прямых (рис. 5.7, b). Практически экспериментальные точки имеют некоторый разброс. Осреднение их прямой линией может быть сделано методом наименьших квадратов, хотя вполне допустимо и визуальное осреднение при помощи прозрачной линейки с нанесенной на ней прямой линией. Предельная относительная ошибка определения скорости по годографам может быть оценена следующим образом:

$$\frac{\delta v}{v} = \delta \tau = \frac{v \sqrt{12}}{\sqrt{\frac{l}{\Delta l} (l + \Delta l) (l + 2\Delta l)}} \quad (5.26)$$

или в случае, если количество точек на профиле больше 10,

$$\frac{\delta v}{v} \approx \delta \tau \frac{v \sqrt{12}}{l^{3/2}}, \quad (5.27)$$

где δv — предельная вероятная ошибка измерения скорости; v — истинная скорость; $\delta \tau$ — предельное отклонение времени пробега волны от осредняющей прямой; Δl — расстояние между соседними точками годографа (шаг профилирования); l — длина профиля (база). Анализ этих формул показывает, что даже при постоянном количестве точек уменьшение базы ведет к увеличению ошибки. Отсюда следует, что для продольного профилирования желательно использовать образцы длинные, а шаг измерения при этом уменьшать.

При всех измерениях скоростей следует иметь в виду, что кроме требований к размерам образцов необходимы также требования к их однородности по содержанию льда, наличию включений и т.д. Это требование связано с законами распространения упругих волн вдоль поверхности, так как часть энергии как продольных, так и релеевских волн распространяется в слое, толщина которого составляет около $\lambda/4$. Следовательно, в случае, если образец по указанным выше причинам неоднороден, полученные значения упругих параметров нельзя относить к образцу в целом. Наличие неоднородностей может приводить к нелинейности годографов и неопределенности получаемых значений скорости.

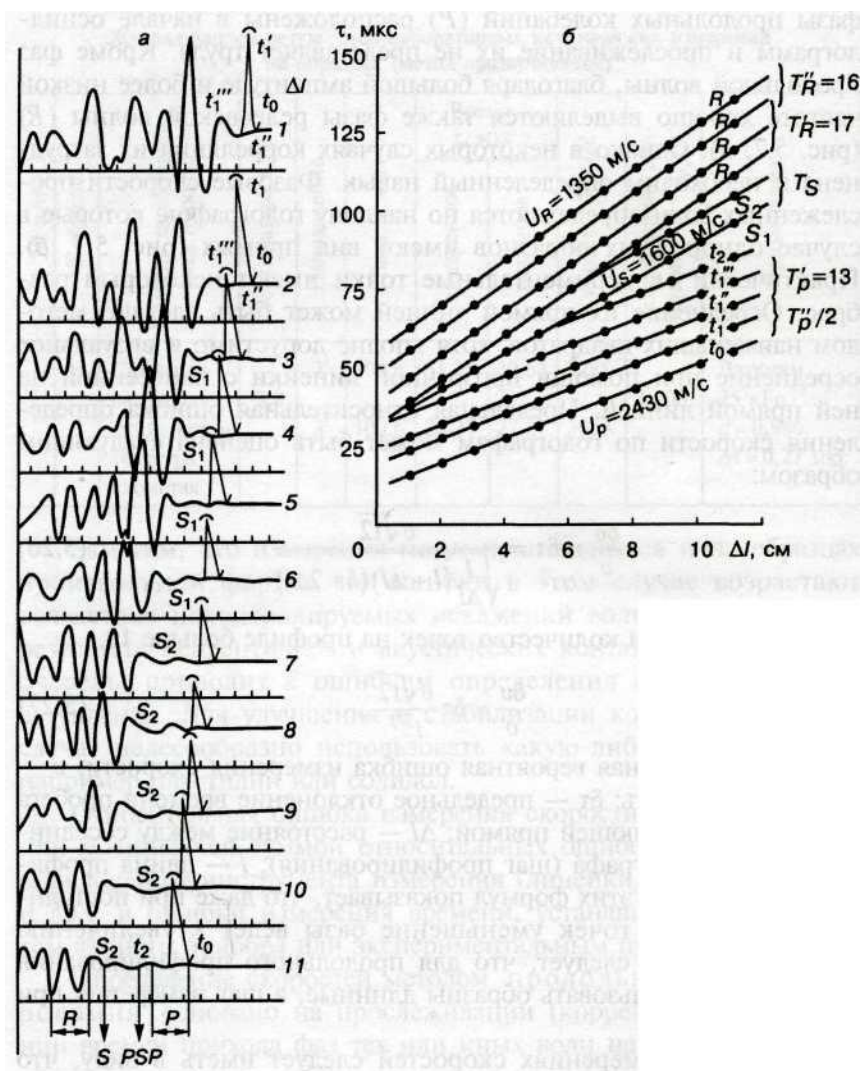


Рис. 5.7. Осциллограммы (а) и номографы (б) различных волн: v_p , v_s , v_R и T_p , T_s , T_R — скорости распространения и периоды регистрируемого сигнала, соответствующие продольной (p), поперечной (s) и релеевской (R) волнам

В заключение отметим, что кроме перечисленных методов изучения сейсмоакустических свойств имеется и ряд других, использующихся значительно реже из-за отсутствия или несовершенства аппаратуры. Так, в рамках метода прозвучивания могут применяться датчики не только поршневого типа, но и специальные сдвиговые, которые необходимо жестко скреплять с гранями

образца. Возможно также использование специальных призм, приклеиваемых к датчикам и образцу, в которых продольные колебания при отражении порождают обменную поперечную волну. Профилирование может быть не только продольным, но и круговым на поверхности образца цилиндрической формы.

Наряду с импульсными методами существуют резонансные, при которых изучаются стоячие волны, образующиеся в образце при возбуждении колебаний в непрерывном режиме. В этом случае определяются резонансные частоты, которые при известных линейных размерах образца позволяют рассчитать динамические модули упругости. Основные трудности в использовании резонансных методов связаны с требованиями к форме образца, способам его крепления и контакта с излучателем и приемником колебаний.

Значительно реже в практике экспериментального изучения сейсмоакустических свойств горных пород используются характеристики затухания упругих волн, что связано с чисто техническими трудностями определения этой величины, а также с неопределенностью получаемых значений. Последние зависят не только от поглощающих свойств среды, но и от рассеяния энергии, интерференции и ряда других явлений. Одним из методов оценки поглощающих свойств является амплитудный. Для плоской волны коэффициент затухания может быть определен из выражения:

$$\alpha = \frac{1}{l_2 - l_1} \ln \frac{A_1}{A_2}, \quad (5.28)$$

где l_1 и l_2 — расстояния от излучателя упругих колебаний до приемника; A_1 и A_2 — соответствующие им амплитуды рассматриваемой фазы волны. Другим методом является спектральный, использующий анализ спектров сейсмограмм.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зыков Ю.Д.* Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1999. 243 с.
2. *Зыков Ю.Д., Червинская О. П.* Акустические свойства льдистых грунтов и льда. М: Наука, 1989. 133 с.
3. *Пархоменко Э.И.* Электрические свойства горных пород. М.: Наука, 1965. 163 с.
4. Лабораторные методы исследования мерзлых пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985. 350 с.
5. *Ржевский В.В., Ямичиков В.С.* Акустические методы исследования и контроля горных пород в массиве. М.: Наука, 1973. 224 с.
6. *Фролов А.Д.* Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пущино н/Оке: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.
7. *Хмелевской В.К.* Основной курс электроразведки. Ч. I. Электроразведка постоянным током. М.: Изд-во МГУ, 1970. 244 с. Ч. II. Электроразведка переменным током. М.: Изд-во МГУ, 1971. 270 с.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ И ОТТАИВАЮЩИХ ПОРОД

6.1. Характеристики физико-механических свойств мерзлых и оттаивающих пород

Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих пород подразделяются на деформационные и прочностные. Их следует рассматривать с учетом реологических процессов, т.е. с учетом протекания во времени деформаций ползучести (даже при постоянных нагрузках), снижения во времени прочности и релаксации напряжений.

В общем виде зависимость между напряжениями σ и относительными деформациями ε грунта (как мерзлого, так и оттаивающего) выражается нелинейной зависимостью:

$$\sigma = A(t) \varepsilon^m, \quad (6.1)$$

где $A(t)$ — коэффициент деформирования (Па или кгс/см²), зависящий от времени действия нагрузки (t), типа грунта и его температуры; $m \leq 1$ — коэффициент упрочнения (безразмерная величина, практически не зависит от времени).

Если параметр m имеет значение, близкое к единице, то коэффициент $A(t)$ принимает значение модуля общей деформации $E_0(t)$ и выражение (6.1) приобретает вид:

$$\sigma = E_0(t) \varepsilon. \quad (6.2)$$

В случае упругих деформаций выражение (6.2) преобразуется в закон Гука:

$$\sigma = E_y \varepsilon, \quad (6.3)$$

где E_y — модуль упругости.

Для сдвиговых деформаций закон Гука имеет вид:

$$\tau = G\gamma, \quad (6.4)$$

где G — модуль сдвига; τ и γ — касательное напряжение и относительная деформация сдвига соответственно. При действии всестороннего равномерного давления p_0 закон Гука определяется выражением:

$$p_0 = -K\varepsilon_v \text{ или } -\varepsilon_v = \beta_v p_0, \quad (6.5)$$

где K — модуль объемного сжатия, Па; β_v — коэффициент объемной сжимаемости, Па⁻¹: $\beta_v = 1/K$. Знак минус в выражении (6.5) показывает, что при увеличении давления объем уменьшается.

При сжатии длина деформируемых образцов уменьшается, а поперечные размеры увеличиваются; при растяжении длина увеличивается, а поперечные размеры уменьшаются. Характер протекающих при этом деформаций зависит от природы грунта, величины действующих нагрузок и режима нагружения. Отношение поперечной к продольной деформации называется коэффициентом поперечного расширения (коэффициент Пуассона) (μ), который является показателем способности грунта к изменению объема в процессе деформирования под действием нагрузки:

$$\epsilon_{\text{поп}} = -\mu \epsilon_{\text{пр}}. \quad (6.6)$$

Знак минус в выражении (6.6) указывает на то, что уменьшение размера образца в продольном направлении сопровождается увеличением размера образца в поперечном направлении.

Модуль общей деформации и коэффициент Пуассона являются основными характеристиками деформационных свойств мерзлых и оттаивающих грунтов, определение которых обычно проводится при сжатии: одноосном, компрессионном и трехосном.

Деформации, развивающиеся в условиях компрессионного сжатия (без возможности бокового расширения грунта), характеризуются нелинейной зависимостью между стабилизированной деформацией уплотнения ϵ_{∞} и уплотняющим давлением p (МПа или кгс/см²) (рис. 6.1). Однако для практических расчетов эту зависимость считают линейной. Она выражается формулой:

$$\Delta \epsilon = \sigma_f \Delta p. \quad (6.7)$$

Величина σ_f называется коэффициентом сжимаемости, выражается в МПа⁻¹ (см²/кгс). В зависимости от значения σ_f мерзлые грунты подразделяются на твердо- и пластичномерзлые. К твердомерзлым относятся грунты с коэффициентом сжимаемости $\sigma_f < 0,001$ см²/кгс, к пластично-мерзлым — грунты с коэффициентом сжимаемости $\sigma_f > 0,001$ см²/кгс.

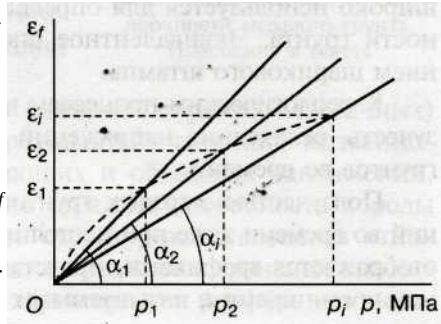
$$\sigma_f = \beta / E_0, \quad (6.8)$$

где $\beta = (1 - 2\mu^2)/(1 - \mu)$; μ — коэффициент Пуассона.
Коэффициент сжимаемости σ_f

обратно пропорционален модулю общей деформации:

Рис. 6.1. Компрессионная кривая мерзлого грунта.

Пояснение в тексте



Прочностью пород называют их способность сопротивляться разрушению от действия внешних нагрузок. Под разрушением следует понимать для твердомерзлых грунтов потерю сплошности, а для пластичномерзлых грунтов — достижение больших деформаций, искажающих форму тела или равных заданным предельным значениям. Различают мгновенную, условно-мгновенную, длительную и предельно-длительную прочности. Мгновенная прочность — это напряжение, вызывающее разрушение при мгновенном (со скоростью звука) приложении нагрузки. В практике испытаний используется понятие условно-мгновенной прочности R_0 — напряжения, приводящего к разрушению (а для пластичномерзлых грунтов к деформации, равной 20% от начальной высоты образцов) за время испытания 20—30 с. Длительная прочность R_t — это напряжение, вызывающее разрушение за заданный промежуток времени t , а предельно-длительная прочность R_∞ — это наибольшее напряжение, при котором еще не наступает разрушения. Указанные прочностные характеристики пород определяют при испытании пород на разрыв, одноосное и трехосное сжатие, сдвиг, раскалывание. Испытание на сдвиг позволяет получить зависимость между прочностью пород на сдвиг R и нормальным напряжением σ_n , имеющую в приближении линейный вид:

$$R(t) = c(t) + \sigma_n \operatorname{tg} \varphi(t), \quad (6.9)$$

где c и φ — соответственно сцепление и угол внутреннего трения — являются важнейшими характеристиками прочности мерзлых и оттаивающих пород. Они зависят от времени действия сдвиговой нагрузки, изменяясь от наибольших условно-мгновенных значений c_0 и φ_0 до наименьших предельно-длительных c_∞ и φ_∞ . Сцепление характеризует прочность структурных связей между компонентами грунтов. Комплексной характеристикой, учитывающей сцепление и трение между структурными компонентами мерзлого грунта, является эквивалентное сцепление c_{eq} . Эта характеристика широко используется для определения расчетных значений прочности грунта. Эквивалентное сцепление определяется вдавливанием шарикового штампа.

К реологическим процессам в мерзлых грунтах относятся ползучесть, релаксация напряжений и снижение прочности мерзлых грунтов во времени.

Ползучестью мерзлых грунтов называется развитие деформаций во времени даже при постоянной нагрузке. Процесс ползучести отображается графиками, представленными в координатах деформация ϵ — время t , называемыми кривыми ползучести (рис. 6.2).

Вид кривых ползучести зависит от величины приложенной внешней нагрузки. При напряжениях, превышающих величину предельно-длительной прочности, процесс развития деформации во времени носит незатухающий характер и проходит три стадии (рис. 6.2, а): 1) неустановившейся (затухающей) ползучести с уменьшающейся скоростью деформирования (участок AB); 2) установившейся ползучести (пластично-вязкого течения) с примерно постоянной скоростью деформирования (участок BB); 3) прогрессирующего течения с возрастающей скоростью деформирования, всегда заканчивающегося разрушением (участок $BГ$).

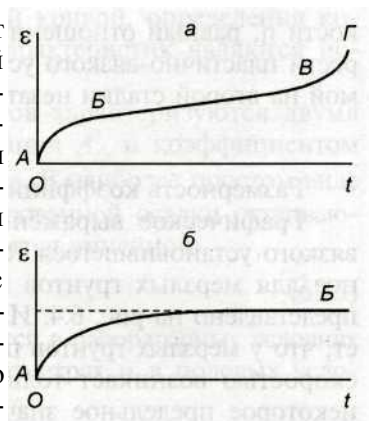


Рис. 6.2. Кривые ползучести мерзлых грунтов:
а — незатухающей, б — затухающей

Если напряжения ниже величины предельно-длительной прочности, то процесс развития деформации во времени носит затухающий характер с уменьшающейся скоростью деформирования (рис. 6.2, б).

Релаксацией называется уменьшение напряжения, необходимого для поддержания постоянной деформации (расслабление).

Снижение прочности с увеличением времени воздействия нагрузки характеризуется зависимостью между напряжением и временем, через которое произошло разрушение или была достигнута предельная деформация. Графически эта зависимость отображается кривой длительной прочности. Она строится в координатах разрушающее напряжение/время, через которое происходит разрушение или достигается предельная величина деформации (рис. 6.3).

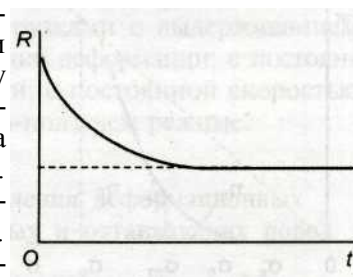


Рис. 6.3. Кривая длительной прочности мерзлого грунта.
Пояснение в тексте

Вязкостью мерзлых грунтов (главным образом пластичных) называется их способность сопротивляться течению, вызванному действием сдвиговых, сжимающих и объемных напряжений, меньших разрушающего. Вязкость отражает способность породы сопротивляться перемещению ее структурных элементов относительно друг друга и разрушению в условиях сохранения сплошности. Вязкие свойства породы характеризует коэффициент вяз-

кости η , равный отношению действующего напряжения σ к скорости пластично-вязкого установившегося течения $\dot{\epsilon}_{пт}$, определяемой на второй стадии незатухающей ползучести:

$$\eta = \sigma / \dot{\epsilon}_{пт}. \quad (6.10)$$

Размерность коэффициента вязкости [Па • с]. Графическое выражение зависимости скорости пластично-вязкого установившегося течения $\dot{\epsilon}_{пт}$ от напряжения σ , характерное для мерзлых грунтов и называемое реологической кривой, представлено на рис. 6.4. Из анализа реологической кривой следует, что у мерзлых грунтов пластично-вязкое течение с постоянной скоростью возникает только при напряжениях, превышающих некоторое предельное значение, называемое условным статическим (шведовским) пределом текучести σ_k . При превышении напряжения $\sigma_{пт}$, называемого условным динамическим (бингамовским) пределом текучести, скорость пластично-вязкого течения резко возрастает. Другие граничные напряжения на реологической кривой: σ_n — условная граница практически не разрушенной структуры и σ_p — напряжение, характеризующее прочность структуры при хрупком разрушении или предельное разрушение структуры при течении без нарушения сплошности.

Как видно из рис. 6.4, зависимость скорости пластично-вязкого установившегося течения $\dot{\epsilon}_{пт}$ от напряжения σ имеет сложный

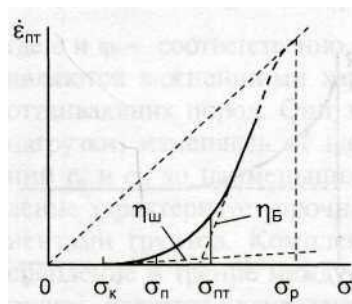


Рис. 6.4. Реологическая кривая мерзлого грунта.

Пояснение в тексте

нелинейный характер, поэтому для широкого диапазона напряжений коэффициент η называется коэффициентом эффективной вязкости. Он изменяется в зависимости от напряжения по сложному закону. Наряду с эффективной вязкостью для таких структурированных систем, как мерзлые породы, используется понятие пластической вязкости. Коэффициент пластической вязкости определяется из выражений, в которых вместо действующего напряжения берется его избыток над тем или иным пределом текучести. Поэтому для мерзлых грунтов различают два коэффициента вязкости:

$$\text{шведовский} \quad \eta_{ш} = (\sigma - \sigma_k) / \dot{\epsilon}_{пт}, \quad (6.11)$$

$$\text{бингамовский} \quad \eta_{б} = (\sigma - \sigma_{пт}) / \dot{\epsilon}_{пт}. \quad (6.12)$$

Параметры вязкости мерзлых пород чаще определяют в условиях одноосного сжатия, реже — сдвига и трехосного сжатия.

Основой для получения реологической кривой, определения коэффициентов вязкости и других ее характеристик являются испытания на ползучесть.

Деформации оттаивающих грунтов характеризуются двумя параметрами: коэффициентом оттаивания A_{th} и коэффициентом сжимаемости при оттаивании δ , 1/МПа. В наиболее простом виде зависимость относительной стабилизированной осадки оттаивающей породы ϵ_{th} от нагрузки p принимается линейной:

$$\epsilon_{th} = A_{th} + \delta p. \quad (6.13)$$

Коэффициенты A_{th} и δ определяются в лабораторных условиях компрессионными испытаниями в одометрах и в полевых условиях горячим штампом.

Прочность оттаивающих грунтов оценивается сопротивлением сдвигу R_{th} , МПа, сцеплением c_{th} , МПа и углом внутреннего трения ϕ_{th} .

В настоящее время для определения физико-механических свойств мерзлых грунтов разработан ряд лабораторных и полевых испытаний. Полевые испытания выполняются непосредственно в массиве грунта, что дает возможность создать напряженно-деформированное состояние в большом объеме грунта, максимально приближенное к таковому, формирующемуся под влиянием реального сооружения.

При испытании мерзлых пород могут осуществляться различные режимы деформирования: постоянными во времени нагрузками; ступенчато возрастающими нагрузками с выдерживанием каждой ступени до условной стабилизации деформации; с постоянной скоростью увеличения деформации; с постоянной скоростью увеличения нагрузки; в релаксационно-ползучем режиме.

6.2. Лабораторные методы определения деформационных и прочностных характеристик мерзлых и оттаивающих пород

Методы механических испытаний мерзлых пород

Одноосное сжатие. Испытания на одноосное сжатие выполняются с целью определения деформационных и прочностных свойств мерзлых пород при постоянной температуре. Для испытаний могут быть использованы гидравлические, пневматические, электромеханические, винтовые и рычажные прессы. Кратковременные испытания проводятся обычно на гидравлических, пневматических и электромеханических прессах с усилием до 50 кН (5 тс); испытания на ползучесть — на рычажных прессах с усилием до 5—10 кН (0,5—1 тс). Прессы должны обеспечивать центриро-

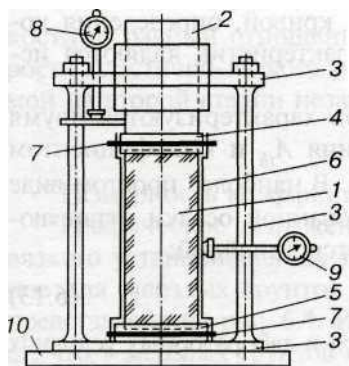


Рис. 6.5. Схема установки для испытания мерзлых грунтов на одноосное сжатие.

Пояснение в тексте

ванное приложение к образцу нагрузки, заданное напряжение в течение длительного времени (с точностью не менее 5%), возможность деформирования образца не менее чем на 20% от его начальной высоты.

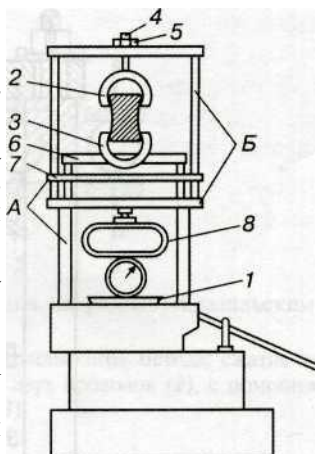
Прессы оборудуются специальными приборами для установки, центрирования и крепления образца, а также измерения его продольной и поперечной деформации. Указанные приборы (рис. 6.5) состоят из основания (10), направляющего приспособления (3), верхнего (4) и нижнего (5) штампов, имеющих углубления на $2,0 \pm 0,1$ мм, с диаметром, равным диаметру образца ($\pm 0,1$ мм), подвижного штока (2). При проведении испытаний необходимо обеспечивать неизменное положение оси подвижного штока, через который передается нагрузка на образец (7) в резиновой оболочке (6) от прессы. В качестве устройств для измерения продольной (8) и поперечной (9) деформации могут использоваться индикаторы часового типа, прогибомеры (7), микрометры, электрические датчики перемещения, различные приборы для автоматической записи деформации. Главные требования к этим устройствам — обеспечение измерения деформаций величиной до 20% от начальной высоты образца с точностью не менее 0,01 мм.

Испытания обычно проводятся на образцах мерзлого грунта цилиндрической формы диаметром $(40—71,4) \pm 0,1$ мм и высотой $(60—140) \pm 0,1$ мм. Необходимым требованием к размерам образцов является соблюдение отношения высоты к диаметру, равного 1,5—2,0. Следует обращать особое внимание на параллельность торцевых поверхностей образцов, чистоту их обработки и центрирование образцов относительно штампов испытательного прибора. Перед загрузкой образца измеряют его диаметр и высоту. Нагрузка на образец, помещенный в испытательный прибор на прессе, передается через верхний вертикальный шток.

Одноосное растяжение. Испытания мерзлых пород на растяжение проводятся с целью определения прочностных свойств мерзлых грунтов на разрыв (условно-мгновенная R^p_0 и предельно-длительная R^p_∞ прочности) и деформационных характеристик мерзлых грунтов при растяжении (условно-мгновенный E^p_∞ и предельно-длительный E^p_∞ модули деформации). Для испытаний

используются прессы, позволяющие деформировать и разрушать образцы мерзлого грунта приложением одноосного растягивающего напряжения.

Для испытания мерзлых грунтов на растяжение существуют несколько типов приборов. Прибор, сконструированный на кафедре геокриологии МГУ (рис. 6.6), с помощью гидравлического пресса обеспечивает растяжение и разрушение образцов при быстром нагружении. Устройство состоит из двух металлических рам (неподвижной *A* и подвижной *B*) с захватами (2 и 3) для образца. Установка снабжена



ограничителями (6 и 7), между которыми устанавливается захват (3). Крепление и регулировка верхнего захвата (2) по высоте осуществляется при помощи винта (4) и гайки (5).

Рис. 6.6. Установка для определения прочности мерзлых грунтов на растяжение (конструкция МГУ). Пояснение в тексте

Усилие поршня (7), передаваемое на образец через подвижную раму *B*, фиксируется с помощью динамометра (8) или манометра, установленного на прессе.

Недостатком описанного прибора является эксцентриситет приложения нагрузок на противоположные стороны образца и возникновение крутящих усилий, делающих получаемые результаты заниженными. От указанных недостатков свободна установка конструкции ВОДГЕО, предложенная В.И. Климовым и М.Н. Захаровым (рис. 6.7). Конструкция прибора включает в себя две симметричные полые муфты, нагрузочные и измерительные устройства. Образец грунта (7) помещается между захватами (2 и 3), соединенными с несущими траверсами (4 и 5). По оси траверс расположены шаровые шарниры (6 и 7), соединенные гибкими тросами (8 и 9) с нагрузочным устройством, выполненным в виде системы рычажного типа, неподвижные опорные стойки (10) и опорный столик (11). Для измерения деформации образца используются индикаторы часового типа (12). Конструкция прибора позволяет измерять боковые деформации образца. Другие виды приборов на растяжение описаны в работе [8].

Для проведения испытаний мерзлых пород на растяжение используются образцы в форме восьмерок или катушек. К форме и размеру образцов предъявляются следующие требования:

1) длина шейки образца должна быть достаточно большой: чем она длиннее, тем равномернее распределение напряжений по сечению в плоскости разрыва;

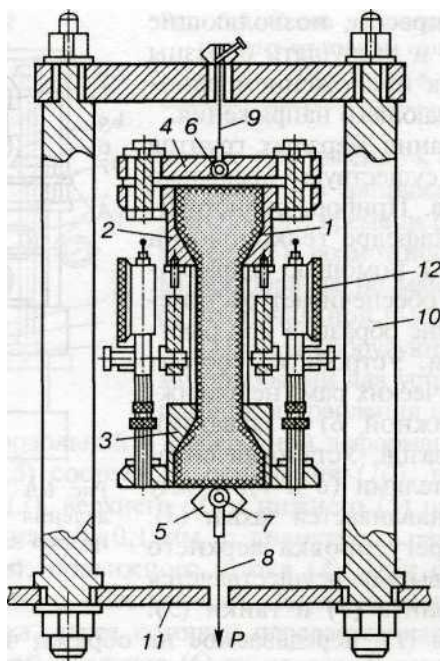


Рис. 6.7. Схема прибора конструкции В.И. Климова и М.Н. Захарова для испытания мерзлых грунтов на растяжение.
Пояснение в тексте

2) при испытании образца не должно возникать перекосов, равнодействующая внутренних сил должна совпадать с осью внешних растягивающих сил;

3) в местах закрепления образца в приборе концентрация на напряжений должна быть сведена к минимуму;

4) поверхность образца не должна иметь выколов, надрезов, царапин, резких изменений сечения, являющихся концентраторами напряжений.

Раскалывание. Раскалывание является косвенным методом, позволяющим определить условно-мгновенное сопротивление мерзлых пород разрыву. Сущность метода заключается в раскалывании цилиндрических образцов твердомерзлых грунтов по образующей сосредоточенными нагрузками. Метод основан на решении задачи Герца в теории упругости, из которого следует, что растягивающие напряжения, перпендикулярные к плоскости действия внешних сил, имеют постоянную величину и равномерно распределены по диаметру образца. Данный метод называется «бразильским». В настоящее время используются его различные варианты (рис. 6.8).

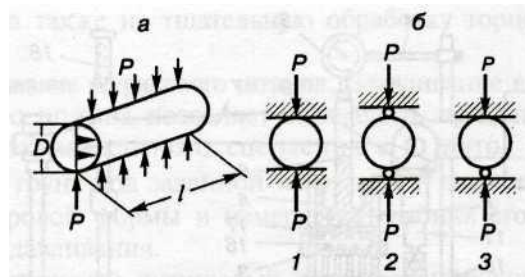


Рис. 6.8. Определение прочности мерзлых грунтов на разрыв «бразильским» методом:

a — схема нагружения образца; *б* — варианты «бразильского» метода: сжатие по образующей между двумя плитами (7), с помощью двух проволок (2), с помощью плиты и проволоки (3)

Цилиндрические образцы, используемые для испытания мерзлых грунтов на раскалывание, должны иметь высоту 30—60 мм при ее отношении к диаметру, равном 0,7—1,1. Ось образца и лезвия клиньев при испытании должны находиться в одной вертикальной плоскости.

Компрессионные испытания. Компрессионные испытания образцов мерзлых пород проводят в условиях одноосного ступенчатого нагружения без возможности бокового расширения. Основным показателем сжимаемости мерзлых пород является коэффициент сжимаемости δ_f (уравнение 6.7). Его определяют по величинам стабилизированных продольных деформаций сжатия образца, развивающихся под действием ступенчато возрастающей нагрузки.

Для проведения компрессионных испытаний образцов мерзлых пород применяются стандартный металлический одометр и рычажный пресс на 10—15 кН (1,0—1,5 тс). Рычажный пресс должен обеспечивать центрированную передачу нагрузки на штамп, ее постоянство на каждой ступени и неподвижность рабочего кольца в одометре при испытаниях.

На рис. 6.9 представлен прибор конструкции МГРИ. На чугунном основании (7) помещается база (2) с муфтой (3), соединяющей базу с рабочим цилиндром (4), в который входит поршень (5). Давление на поршень передается через шарик (6) с помощью системы рычагов (7) и тяги (8). Верхний рычаг укреплен на двух шариковых подшипниках в обойме (9) и имеет противовес (10). Обойма соединена с основанием прибора винтом (11), регулирующим высоту рычага. Для уравнивания нижнего рычага служит уравнивательный винт (12) на тяге (8). К основанию прибора прикреплена стойка (13), по которой перемещается держатель (14) индикатора (75). Испытываемый образец (16) закладывается в специ-

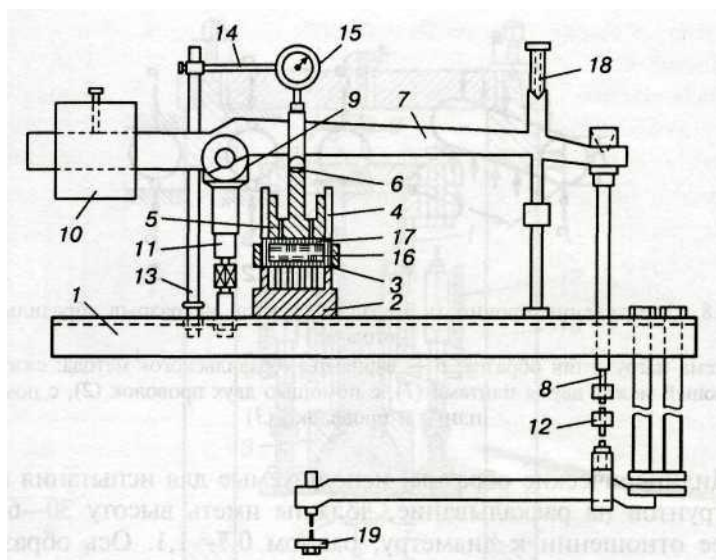


Рис. 6.9. Прибор конструкции МГРИ для компрессионных испытаний грунтов.
Пояснение в тексте

альное кольцо, которое ввинчивается в рабочий цилиндр. Снизу и сверху образца помещаются пористые фильтры (17). Для закрепления рычага в определенном положении служит специальный винт (18). Нагрузка на рычаги осуществляется грузом, укладываемым на специальный держатель-подвеску (19). Деформации образца измеряются индикаторами часового типа с ценой деления 0,01 мм. При испытании малосжимаемых мерзлых пород необходимо повышение точности измерения деформации, что может быть достигнуто применением индикаторов часового типа с ценой деления 0,002 или 0,001 мм (или других устройств с той же или большей точностью измерения деформации).

Для компрессионных испытаний мерзлых пород кроме металлических могут применяться специальные одометры из нетеплопроводных материалов (плексиглас, текстолит и др.). Их целесообразно применять при температурах, близких к 0°C, при которых сжимаемость мерзлых грунтов весьма чувствительна даже к незначительным (0,1—0,2°C) колебаниям температуры.

Испытываемые образцы должны иметь форму цилиндра диаметром не менее 71 мм и отношение высоты к диаметру 1: 3,5. При подготовке образцов для компрессионных испытаний должны выполняться общие требования к механическим испытаниям мерзлых грунтов. Особое внимание следует обращать на плотное прилегание боковой поверхности образцов к рабочему кольцу

одометра, а также на тщательную обработку торцов и их параллельность.

Вдавливание шарикового штампа. Вдавливание в мерзлый грунт шарикового штампа позволяет определить предельно-длительное значение эквивалентного сцепления c_{eq} . Метод заключается в том, что в грунт под заданной нагрузкой P вдавливается жесткий штамп шаровой формы и измеряется глубина его погружения в процессе вдавливания.

Одноштоковый шариковый штамп конструкции НИС «Гидропроект» (рис. 6.10) состоит из опорной плиты (7), направляющей стойки (2), консоли (3), передвигающейся по зубчатой рейке (6) с помощью нивелировочного винта (5), и штока, установленного на консоли с помощью направляющей муфты (4). На верхнем конце штока (4) находится площадка (8) для размещения груза (14) и передачи нагрузки на шариковый штамп (9). Масса штока уравнивается пружиной, которая находится в направляющей муфте. Для закрепления штампа используется стопорный винт (10); индикатор для измерения деформаций (12) крепится при помощи держателя (11) с зажимным винтом (13).

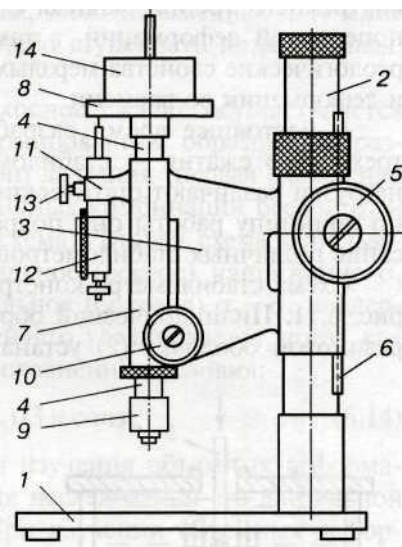


Рис. 6.10. Одноштоковый сферический штамп конструкции НИС «Гидропроект». Пояснение в тексте

Для определения сил сцепления могут использоваться приборы других модификаций. Испытание шариковым штампом рекомендуется проводить при температуре не ниже -5°C на мерзлых глинах, суглинках, супесях и песках, имеющих массивную, тонкослоистую и мелкосетчатую криогенные текстуры при отсутствии в них обломочного материала. Диаметр штампа должен составлять 22 ± 2 мм и быть в 8—10 раз больше среднего размера наибольших макроструктурных элементов мерзлого грунта. Испытания проводят на образцах диаметром не менее 71 мм и при отношении высоты к диаметру 1 : 3,5.

Перед опытом прибор устанавливают по уровню и сопротивление пружины компенсируют нагрузкой AP . Поэтому величина нагрузки, действующей на образец в процессе испытания, должна

равняться $P = Q - \Delta P$, где Q — нагрузка на грузовой площадке. Величина ΔP определяется следующим образом. При открытом стопорном винте штампа ножка индикатора подводится к грузовой площадке. Нагружая грузовую площадку гирями, определяют нагрузку (с точностью до 50 г), при которой начинается движение штока, фиксирующееся по отклонению стрелки индикатора.

Трехосное сжатие. Наиболее достоверную оценку деформационных и прочностных свойств мерзлых пород при сложном напряженном состоянии, развивающемся в массиве пород при воздействии внешних нагрузок, дают испытания на трехосное сжатие. Результатом этих испытаний является определение сцепления, угла внутреннего трения, модуля общей деформации, коэффициента поперечной деформации, а также параметров, характеризующих реологические свойства мерзлых пород — изменчивость прочности и деформации во времени.

В настоящее время разработан ряд конструкций приборов трехосного сжатия — стабилометров. По характеру приложения нагрузки различают статические и динамические стабилометры, а по принципу работы они подразделяются на разные типы. Описание различных стабилометров приведено в работе [8].

Схема стабилометра конструкции ПНИИИС представлена на рис. 6.11. Цилиндрический образец мерзлого грунта (7) в тонкой резиновой оболочке (2) устанавливается между верхним и нижним поршнями (3) и помещается в герметически закрытую камеру (6).

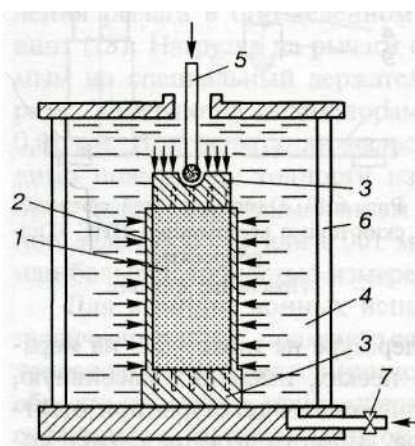


Рис. 6.11. Схема стабилометра конструкции ПНИИИС. Пояснение в тексте

в герметически закрытую камеру (6). Поверхности поршней, прилегающие к торцам образца, имеют перфорацию. Всестороннее давление на образец передается путем нагнетания в испытательную камеру незамерзающей жидкости (4), имеющей температуру испытания, через штуцер (7). Осевое давление на образец передается через вертикальный шток (5) при помощи прессы, благодаря чему создается добавочное давление на торцы образца. При этом можно в зависимости от принятой методики сохранять или снижать боковое давление, под-

держивая неизменным вертикальное давление, или менять то и другое в соответствии с заданным режимом. В процессе испытания измеряются осевые и поперечные деформации образца.

Стабилометр конструкции ПНИИИС характеризуется тем, что образец всегда находится под действием одинакового всестороннего давления. Осевое давление не может быть меньше бокового. При сжатии образца объем жидкости в камере меняется как в результате вхождения в камеру части штока, так и вследствие изменения объема образца.

Испытания статическими нагрузками на ползучесть в условиях сложного напряженного состояния проводятся обычно в стабилометрах этого типа. При этом используются образцы мерзлого грунта цилиндрической формы диаметром 40—70 мм и высотой 100—150 мм. Применяется нагрузка, либо неизменная в течение всего процесса деформирования, либо ступенчато возрастающая, но постоянная на каждой ступени.

Обычно в стабилометрах трехосное сжатие осуществляется всесторонним равномерным деформированием образца при различных величинах гидростатического давления (первая схема) или под воздействием на образец различных комбинаций осевой σ_1 и боковых $\sigma_2 = \sigma_3$ нагрузок (вторая схема). Вторая схема используется в двух вариантах: 1) вертикальное (осевое) напряжение σ_1 ступенчато увеличивается, а радиальное (боковое) $\sigma_2 = \sigma_3$ поддерживается постоянным; 2) σ_1 ступенчато увеличивается, тогда как $\sigma_2 = \sigma_3$ ступенчато уменьшается с сохранением условия:

$$\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 = \text{const.} \quad (6.14)$$

Первую схему используют для изучения объемных деформаций мерзлого грунта, вторую — для исследования его длительной прочности и деформируемости. При изучении объемных деформаций мерзлого грунта моделируются условия трехосного сжатия элемента грунта в естественном массиве, происходящего под влиянием гидростатического давления ($p_0 = \sigma_m = \sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$).

Изучение изменения прочности и деформируемости мерзлого грунта во времени (вторая схема) является одним из самых распространенных. Первый вариант этой схемы используют для определения только прочностных показателей грунта — в соответствии с теорией Кулона—Мора, это сцепление c и угол внутреннего трения ϕ . Оба показателя являются аппроксимационными параметрами зависимости (6.9) Второй вариант схемы применяют для изучения реологических свойств мерзлого грунта в условиях ползучести. При этом основной задачей является установление вида функций, связывающих напряжения, деформации и время.

Сдвиг. Испытание мерзлых пород на сдвиг позволяет определить основные прочностные показатели: прочность (условно-мгновенную R_0 и предельно-длительную R_∞ , сцепление c и угол

внутреннего трения ϕ (как условно-мгновенные c_0 и ϕ_0 , так и предельно-длительные c_∞ и ϕ_∞).

Испытания обычно проводятся по схеме одноплоскостного среза. Основными узлами прибора являются срезыватель, состоящий из верхней и нижней обойм, и устройство для передачи на образец нормальной и сдвиговой нагрузки. Сдвиг осуществляется с помощью срезывателя смещением одной части цилиндрического образца относительно другой при одновременном воздействии нормальной нагрузки. Нормальная нагрузка, как правило, задается через рычажное устройство или динамометр. Сдвиговые деформации измеряются индикаторами часового типа.

Для испытаний мерзлых грунтов на сдвиг чаще применяют приборы конструкции Гидропроекта ГТП-30 и ВСВ, НИИ оснований ПРС, клиновой прибор конструкции ВНИМИ.

Прибор ВСВ (рис. 6.12) применяется для кратковременных испытаний мерзлых и оттаивающих пород. Разрушение образца (7), помещенного в рабочее кольцо в приборе ВСВ, осуществляется смещением нижней его части (3) относительно верхней (2) при одновременном действии нормальной нагрузки. Сдвиговое и нормальное усилия задаются независимо друг от друга через винтовые устройства (4 и 5) и динамометры (6 и 7).

Другие виды сдвиговых приборов описаны в работах [7, 8]. Для испытания на приборах разных типов используют образцы различных размеров: на ГТП-30 — диаметром 60,5 мм и высотой 50,5 мм, на ВСВ — соответственно 71,4 и 35 мм, на клиновом приборе соответственно 71,4 и 100 мм.

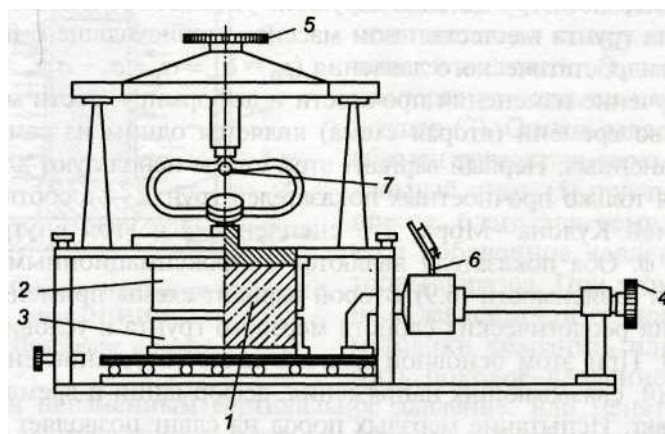


Рис. 6.12. Схема сдвигового прибора ВСВ.
Пояснение в тексте

Сдвиг по поверхности смерзания. Испытания мерзлых пород на сдвиг по поверхности смерзания с различными материалами позволяют определять характеристики прочности смерзания — условно-мгновенные, длительные и предельно-длительные значения прочности смерзания R_{af} , сцепления c_{af} и коэффициента трения по поверхности смерзания f_{af} .

Для определения прочности смерзания в лабораторных условиях применяются два метода: 1 — испытание в сдвиговых приборах; 2 — продавливание (или выдергивание) моделей фундаментов, смороженных с грунтом.

Для испытания мерзлых грунтов по методу 1 рекомендуется одноплоскостной (срезной) прибор ПРС конструкции НИИ оснований, разработанный А.В. Садовским и С.Э. Городецким, а также прибор типа ВСВ для кратковременных опытов с пластично-мерзлыми породами, а для испытания по методу 2 обычно используются приборы Н.А. Цытовича и Е.Ф. Ермакова.

Сдвиговой (срезной) прибор ПРС (рис. 6.13) состоит из основания (7), сдвиговой камеры (7) и подвижной каретки (2), перемещающейся вдоль направляющей обоймы (3) на стальных шариках (6). Приспособление для передачи нормального давления укреплено четырьмя стойками (14) на сдвиговой камере и состоит из боковой упорной плиты (10), винта (11) и динамометра (12, 13). Цилиндрический образец грунта (5), смороженный с материалом (4), помещается в углубление сдвиговой камеры, во врез в подвижной каретке, который имеет цилиндрическую форму. Нормальная нагрузка на образец передается винтом (11) через динамометр и боковой штамп (9). Сдвиговая нагрузка прикладывается

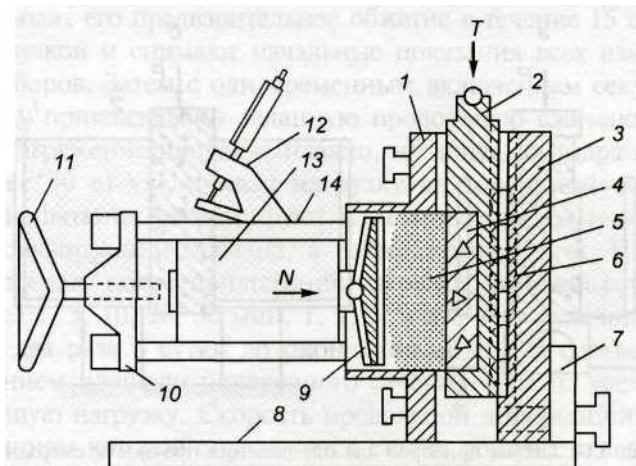


Рис. 6.13. Схема сдвигового прибора ПРС конструкции НИИ оснований.
Пояснение в тексте

к образцу с помощью рычажного пресса через верхнюю часть подвижной каретки. Весь прибор закрепляется на опорной плите (<?). Деформация сдвига образца измеряется индикатором часового типа.

Образцы грунта имеют диаметр 71,4 мм и толщину 35 мм. Они смораживаются в специальных формах с цилиндрическими дисками, имеющими диаметр 71,4 мм и толщину 15 мм и выполненными из технического материала (металл, бетон, дерево и др.). Формы изготавливаются из металла (для всестороннего промерзания грунта при подготовке образца) или из теплоизолирующего материала (для одностороннего промерзания).

Прибор Н.А. Цытовича (рис. 6.14, а) состоит из цилиндрической емкости, представляющей собой кольцо (7), вставленное в поддон (2). В днище поддона имеется круглое отверстие, предназначенное для продавливания цилиндрической стойки из материала фундамента (4). Внутренний диаметр кольца должен быть равен пяти диаметрам стойки. Стойка устанавливается в центре емкости над отверстием в ее днище. Устойчивость и вертикальное положение стойки обеспечивается направляющей трубкой, вмонтированной в центр крестовины, которая накладывается сверху емкости и скрепляется с ней. Отверстие в днище закрывается вкладышем (3).

Прибор Е.Ф. Ермакова (рис. 6.14, б) представляет собой прямоугольный корпус (7) с прорезью в днище. В прорезь устанавливают пластину из материала фундамента (2).

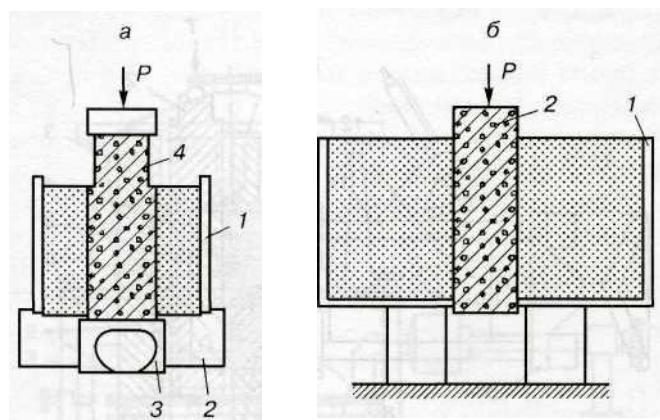


Рис. 6.14. Схемы приборов для определения прочности смерзания грунта с моделями фундамента:
а — прибор Н.А. Цытовича, б — прибор В.Ф. Ермакова.
Остальные пояснения в тексте

Емкости приборов Н.А. Цытовича и Е.Ф. Ермакова заполняют исследуемым грунтом и проводят замораживание грунта с одновременным смораживанием его с материалом фундамента в требуемом режиме. Во время испытания сдвиговая нагрузка задается путем передачи вертикального давления на стойку (в приборе Н.А. Цытовича) и пластину (в приборе Е.Ф. Ермакова). Нормальная нагрузка моделируется давлением на модель фундамента, возникающем при замерзании грунта. Недостатком этих приборов является невозможность задавать нормальную нагрузку, а следовательно и разделять c_{af} и f_{af} .

Определение деформационных характеристик мерзлых пород

Основные деформационные характеристики мерзлых пород — модуль общей деформации, коэффициент Пуассона, коэффициент сжимаемости — чаще всего определяются при сжатии: одноосном, трехосном, компрессионном [5]. Деформационные свойства изучаются при испытании мерзлых грунтов указанными методами в условиях ползучести, т.е. при воздействии на грунт нагрузками, постоянными или ступенчато возрастающими во времени. При этом внешние нагрузки не должны превышать значения предельно-длительной прочности мерзлой породы в данных условиях, и деформирование должно носить затухающий характер.

Одноосное сжатие. После установки образца мерзлого грунта на прессе (см. рис. 6.5) и выдерживания при температуре испытания проводят его предварительное обжатие в течение 15 с природной нагрузкой и снимают начальные показания всех измерительных приборов. Затем с одновременным включением секундомера к образцу прикладывают заданную продольную сжимающую нагрузку. Загружение проводят плавно, не допуская удара и быстро (не более 30 с) увеличивая нагрузку до требуемой величины. В ходе испытания регистрируют изменение продольной и поперечной деформаций образца, а также температуры. Показания снимают сразу после приложения нагрузки (нулевой отсчет), затем через 1, 5, 10, 20, 30 мин, 1, 2, 4, 6 и 8 ч от нулевого отсчета и далее два раза в сутки до окончания опыта. В соответствии с увеличением площади поперечного сечения образца увеличивают сжимающую нагрузку. Скорость продольной деформации образца, по значениям которой определяется стадия ползучести, вычисляют для каждого интервала времени по формуле:

$$v = \Delta h_i / \Delta t_i, \quad (6.15)$$

где Δh_t — приращение абсолютной деформации; Δt_t — изменение времени. В процессе испытания ведут журнал, форма которого приведена в табл. 6.1.

Таблица 6.1

Журнал испытания на ползучесть мерзлого грунта
методом одноосного сжатия

Номер образца грунта _____

Дата испытания	Температура испытания $T, ^\circ\text{C}$	Время снятия отсчета $t_i, \text{ч}$	Время от начала опыта $t, \text{ч}$	Нагрузка на образец $\sigma, \text{МПа}$	Отсчеты по приборам для измерения деформаций, мм	
					продольных	поперечных

Время окончания испытания устанавливают в зависимости от назначения опытов и технических возможностей. Если испытания проводят для расчетов реакции мерзлых грунтов на нагрузку, действующую в течение длительного времени, то продолжительность испытания должна быть не менее 10—15 сут. По результатам измерений в процессе испытания относительных продольных деформаций строятся кривые ползучести (см. рис. 6.2). Значения модуля общей деформации и коэффициента Пуассона как для различных моментов времени, так и для стабилизированных во времени деформаций вычисляются соответственно из соотношений (6.2) и (6.6).

Трехосное сжатие. Определение деформационных характеристик мерзлых пород на стабилометрах конструкции ПНИИИС (см. рис. 6.11) проводится по двум схемам: модуль объемной деформации — по первой схеме (всестороннее равномерное сжатие), модуль деформации и коэффициент Пуассона — по второму варианту второй схемы (ступенчатое увеличение σ_1 при ступенчатом уменьшении $\sigma_2 = \sigma_3$, так чтобы $\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 = \text{const}$).

При изучении объемных деформаций по первой схеме выбор диапазона изменения гидростатического давления $p_0 = \sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ определяется программой работ исходя из значений природной нагрузки.

Загружение образца проводят равными ступенями ($P_{01}, P_{02}, \dots$) и регистрируют во времени показания волнометра (a_f) и индикатора перемещений вертикального сжимающего штока Δh . Переход к следующей стадии осуществляется по достижении условной стабилизации объемной деформации грунта.

Абсолютную объемную деформацию образца рассчитывают по формуле:

$$v = (a_t - a_0)F_B - F_m \Delta h, \quad (6.16)$$

где a_0 и a_t — начальное и текущее показание волюметра в момент времени t ; F_v и $F_{ш}$ — площади поперечного сечения соответственно волюметра и штока; Δh — изменение высоты образца на момент времени t .

Относительную объемную деформацию образца вычисляют как соотношение:

$$\varepsilon_v = \Delta V/V, \quad (6.17)$$

где V — начальный объем образца.

Результаты испытаний представляют в виде графиков $\varepsilon_v - t$, $p_0 - \varepsilon_v$ (рис. 6.15, а, б). По последнему графику в его линейной части по углу наклона к оси абсцисс находят значение модуля объемной деформации $K = \tan \alpha$.

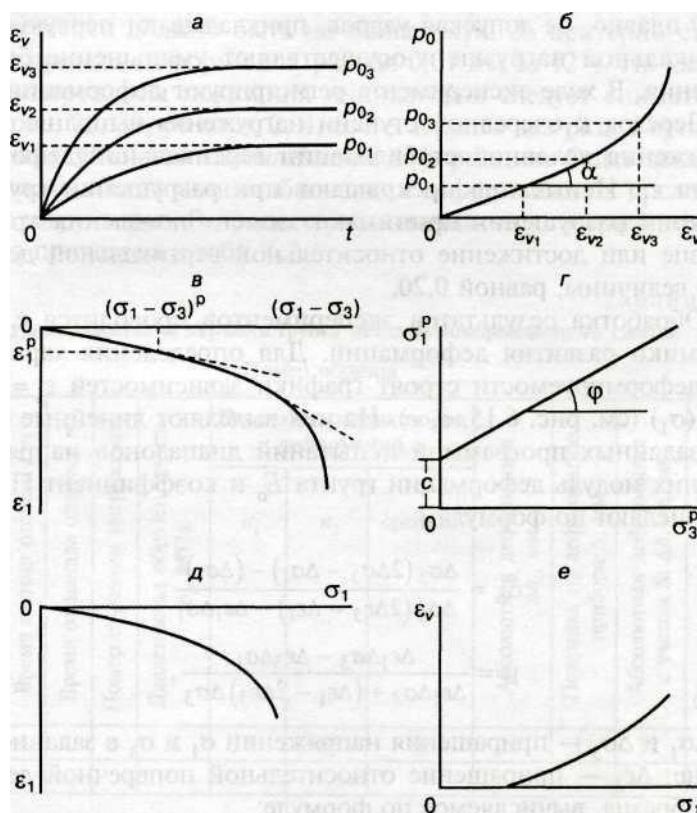


Рис. 6.15. Графическая обработка результатов испытаний мерзлых грунтов на трехосное сжатие. Зависимости:

а — объемной деформации от времени; б — объемной деформации от нагрузки; в — осевой деформации от $(\sigma_1 - \sigma_3)^p$; г — разрушающего осевого от разрушающего бокового напряжения; д — осевой деформации от осевого напряжения; е — объемной деформации от осевого напряжения

При использовании для определения деформационных свойств мерзлых грунтов второй схемы во втором варианте для образцов устанавливаются значения ступеней дополнительной вертикальной нагрузки N , а также определяется величина среднего нормального давления σ_m , которое необходимо поддерживать постоянным в течение всего процесса деформирования грунта. Ступени разгрузки бокового давления рассчитывают по формуле:

$$\Delta\sigma_3 = \Delta N / 3F, \quad (6.18)$$

где F — текущая площадь сечения образца.

Перед загрузением образца его подвергают всестороннему гидростатическому обжатию давлением заданной величины до условной стабилизации объемных деформаций. После этого к образцу плавно, не допуская ударов, прикладывают первую ступень вертикальной нагрузки и осуществляют уменьшение бокового давления. В ходе эксперимента регистрируют деформации образца. Переход к очередной ступени нагружения выполняют после достижения условной стабилизации вертикальной деформации грунта ε_1 . Испытания прекращают при разрушении грунта. За критерий разрушения принимают момент появления трещин в образце или достижение относительной вертикальной деформацией величины, равной 0,20.

Обработка результатов экспериментов проводится с учетом динамики развития деформаций. Для определения характеристик деформируемости строят графики зависимостей $\varepsilon_1 = f(\sigma_1)$ и $\varepsilon_v = f(\sigma_1)$ (см. рис. 6.15, д, е). На них выделяют линейные участки для заданных программой испытаний диапазонов напряжений. Для них модуль деформации грунта E_0 и коэффициент Пуассона μ вычисляют по формулам:

$$E_0 = \frac{\Delta\sigma_3(2\Delta\sigma_3 - \Delta\sigma_1) - (\Delta\sigma_1)^2}{\Delta\sigma_3(2\Delta\varepsilon_3 - \Delta\varepsilon_1) - \Delta\varepsilon_1\Delta\sigma_1}; \quad (6.19)$$

$$\mu = \frac{\Delta\varepsilon_1\Delta\sigma_3 - \Delta\varepsilon_3\Delta\sigma_1}{\Delta\varepsilon_1\Delta\sigma_3 + (\Delta\varepsilon_1 - 2\Delta\varepsilon_3)\Delta\sigma_3}, \quad (6.20)$$

где $\Delta\sigma_1$ и $\Delta\sigma_3$ — приращения напряжений σ_1 и σ_3 в заданном диапазоне; $\Delta\varepsilon_3$ — приращение относительной поперечной деформации образца, вычисляемое по формуле:

$$\Delta\varepsilon_3 = (\Delta\varepsilon_v - \Delta\varepsilon_1) / 2, \quad (6.21)$$

где $\Delta\varepsilon_v$ и $\Delta\varepsilon_1$ — приращения относительных объемной и вертикальной деформаций грунта. Модуль объемной деформации определяют по линейному участку зависимости $\varepsilon_v = f(\sigma_m)$ как $\text{ctg } \alpha$.

Компрессионные испытания. Перед началом испытания измеряют высоту образца и помещают его в одометр (см. рис. 6.9). Одометр устанавливают под пресс и центрируют. Проводят предварительное обжатие образца для лучшего контакта штампа с грунтом. Обжатие образцов грунта следует проводить под нагрузкой, соответствующей величине природного давления. Длительность обжатия составляет 15 с для образцов с температурой выше -2°C и 30 с — для образцов с температурой -2°C и ниже. На штампе симметрично относительно его оси закрепляют два индикатора часового типа (или автоматические измерительные устройства) и снимают их начальные показания.

Затем, фиксируя время начала загрузки образца, прикладывают нагрузку первой ступени. После условной стабилизации деформации прикладывают нагрузку следующей ступени и т.д. Число ступеней должно быть не менее пяти. За критерий стабилизации принята деформация, равная 0,01 мм за 12 ч. На каждой ступени загрузки показания индикаторов следует снимать через 1, 5, 10, 20, 30, 60 мин, 2, 4, 6, 8 ч и далее два раза в сутки до достижения условной стабилизации деформации. Опыт заканчивается после достижения стабилизации деформации на последней ступени загрузки. В процессе испытания ведут журнал, форма которого приведена в табл. 6.2.

Таблица 6.2

Журнал испытания мерзлого грунта методом компрессионного сжатия

Номер образца _____

Дата испытания	Температура испытания $T, ^{\circ}\text{C}$	Время снятия отсчета $t, \text{ч}$	Время от начала опыта $t, \text{ч}$	Номер ступени нагружения	Давление на образец грунта $p_i, \text{МПа}$	Показание индикаторов деформаций			Абсолютная деформация $\Delta h_i, \text{мм}$	Поправка на деформацию прибора $\Delta, \text{мм}$	Абсолютная деформация с учетом $\Delta: \Delta h_i - \Delta, \text{мм}$	Относительная деформация образца ϵ
						n_1	n_2	среднее				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13

По результатам компрессионных испытаний мерзлых пород для каждой степени загрузки $p_i, \text{МПа}$ (кгс/см^2), вычисляют:

1) абсолютную стабилизированную деформацию образца $\Delta h_i, \text{мм}$ (с точностью до 0,01 мм), как среднее арифметическое значение показаний двух индикаторов за вычетом деформации прибора;

2) относительную стабилизированную вертикальную деформацию образца ϵ_f (с точностью до 0,001): $\epsilon_f = \Delta h_i / h$, где h — высота образца до испытания, мм.

Строят график зависимости $\epsilon_f = f(p)$ (см. рис. 6.1). Коэффициенты сжимаемости мерзлого грунта $\delta_{f,i}$, МПа⁻¹, определяют как величины, численно равные тангенсам углов наклона α_i прямых, проведенных из начала координат через точки p_i и $\epsilon_{f,i}$ с точностью 0,001 МПа⁻¹ по формуле

$$\delta_{f,i} = \operatorname{tg} \alpha_i = \epsilon_{f,i} / p_i. \quad (6.22)$$

По значениям коэффициента сжимаемости $\delta_{f,i}$ может быть вычислен модуль деформации $E_i = \beta / \delta_{f,i}$, где β — коэффициент, равный 0,8.

Если рабочее кольцо одометра снабжено устройством для измерения бокового давления $p_{\sigma i}$ при данном значении уплотняющего давления p_i , то коэффициент Пуассона мерзлого грунта при компрессии можно определить из выражения:

$$\mu = \frac{p_{\sigma,i}}{p_i (1 + p_{\sigma,i} / p_i)}. \quad (6.23)$$

Прогноз длительных деформаций мерзлых пород

Описываемая ниже методика прогноза длительной деформации мерзлых грунтов, находящихся под нагрузкой, может быть использована для всех методов механических испытаний, позволяющих исследовать изменение деформации во времени: одноосного сжатия и растяжения, компрессионных испытаний, сдвига и сдвига по поверхности смерзания. Для прогноза длительной деформации используют различные зависимости деформации ϵ от напряжения σ и времени воздействия нагрузки t . Наиболее достоверно процесс ползучести мерзлых пород описывается степенной зависимостью (6.1), полученной С.С. Вяловым на основе теории старения [2]. Параметр $A(t)$ уравнения (6.1) определяется как

$$A(t) = \xi t^{-\alpha}, \quad (6.24)$$

где ξ и α — эмпирические коэффициенты.

Подстановка выражения (6.24) в уравнение (6.1) дает степенную зависимость для вычисления деформации ϵ :

$$\epsilon = \left(\frac{\sigma}{\xi} t^{\alpha} \right)^{1/m}. \quad (6.25)$$

Определение опытным путем коэффициентов m , ξ , α и аппроксимация с помощью зависимости (6.25) экспериментальных кривых ползучести позволяет вычислять значения деформации для различных напряжений на периоды времени, превышающие

экспериментальные и сопоставимые со сроком службы сооружений (50 или 100 лет).

Для использования зависимости (6.1) проводят испытания образцов мерзлого грунта (с необходимой повторностью) при не менее чем 6 различных нагрузках, не превышающих значение предельно-длительной прочности, по описанной выше методике, применяемой для получения деформационных характеристик при одноосном сжатии.

По результатам испытаний строят семейство кривых ползучести (рис. 6.16, *а*). Для определения значений коэффициента m и проверки применимости уравнения (6.1) кривые ползучести сначала перестраивают в изохронные кривые (см. рис. 6.16, *б*), показывающие связь между напряжением и деформацией в различные моменты времени, а затем последние перестраиваются в координатах $\ln \sigma - \ln \varepsilon$.

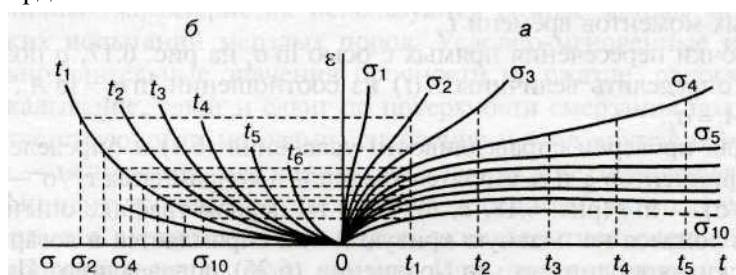


Рис. 6.16. Кривые ползучести (*а*) и изохронные кривые (*б*) мерзлого грунта

В результате последней перестройки возможны четыре случая:

- 1) изохронные кривые не спрямляются в логарифмических координатах;
- 2) изохронные кривые спрямляются в логарифмических координатах, и все прямые взаимно параллельны (рис. 6.17, *а*);
- 3) изохронные кривые спрямляются, но прямые не параллельны друг другу (см. рис. 6.17, *б*);
- 4) изохронные кривые спрямляются, но образуют ломаные (см. рис. 6.17, *в*).

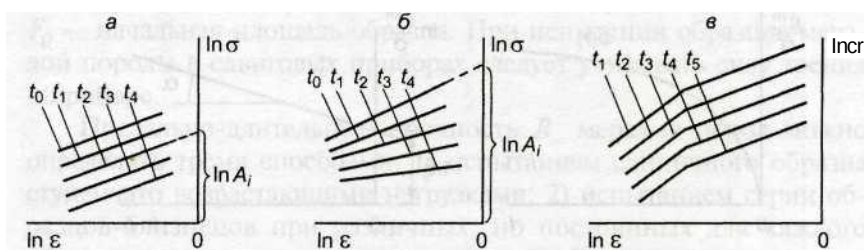


Рис. 6.17. Зависимости между напряжениями и деформациями мерзлого грунта при различном времени воздействия нагрузки в логарифмических координатах

Если изохронные кривые не спрямляются в логарифмических координатах, то уравнения (6.1) и (6.25) не применимы для аппроксимации кривых ползучести и прогноза длительных деформаций и следует подбирать другие зависимости, многие из которых описаны в научной литературе. Если изохронные кривые спрямляются в логарифмических координатах и полученные прямые взаимно параллельны, то уравнение (6.1) справедливо. В этом случае параметры m_i для каждой прямой определяются как тангенсы угла наклона прямых к оси $\ln t$, а расчетное значение коэффициента упрочнения m равно среднему арифметическому из m_i .

$$m = \frac{\sum_{i=1}^n m_i}{n}, \quad (6.26)$$

где n — количество полученных значений параметров m_i для различных моментов времени t .

Точки пересечения прямых с осью $\ln \sigma_i$ на рис. 6.17, а позволяют определить величины $A(t)$ из соотношений $\ln \sigma_i = \ln A_i$, откуда $A_i = \sigma_i$.

Для проверки справедливости уравнения (6.1) и определения коэффициентов ξ и α строятся графики в координатах $\varepsilon^m/\sigma — t$ и $\ln(\varepsilon^m/\sigma) — \ln t$ (рис. 6.18, а, б). Если на первом графике опытные точки ложатся на плавную кривую и она спрямляется в логарифмических координатах, то уравнение (6.25) справедливо. Параметр α определяется как тангенс угла наклона полученной прямой к оси $\ln t$, а отрезок, отсекаемый этой прямой на оси $\ln(\varepsilon^m/\sigma)$, равен величине $1/\xi$.

Если все изохронные кривые спрямляются в логарифмических координатах, но прямые для различных моментов времени не параллельны (см. рис. 6.17, б), то вместо уравнений (6.1) и (6.25) справедливы уравнения

$$\sigma = A(t)\varepsilon^{m(t)} \text{ и } \varepsilon = \left(\frac{\sigma}{\xi} t^\alpha \right)^{1/m(t)}, \quad (6.27)$$

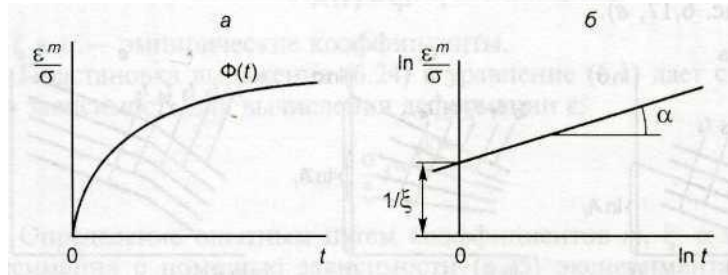


Рис. 6.18. Функция времени $\Phi(t)$: а — в обычных координатах, б — в логарифмических координатах

в которых коэффициент упрочнения $m(t)$ зависит от времени воздействия нагрузки. В этом случае параметр m находят путем аппроксимации какой-либо функцией графика в координатах $m - t$, а параметры ξ и α определяют из графика $\ln(\varepsilon^{m(t)}/\sigma) - \ln t$. Если спрямленные изохронные кривые представляют собой ломаные (см. рис. 6.17, в), то значения параметров уравнения (6.25) определяют для каждого из участков ломаных отдельно.

Определение прочностных характеристик мерзлых пород

Прочностные характеристики мерзлых пород определяются в условиях воздействия на них нагрузок, превышающих предельные, т.е. приводящих к разрушению. При этом для определения различных характеристик используются разные методы механических испытаний мерзлых пород. Условно-мгновенные и предельно-длительные значения прочности на сжатие, растяжение, раскалывание, сдвиг и сдвиг по поверхности смерзания получают соответствующими методами, сцепление и угол внутреннего трения — испытанием на сдвиг и трехосное сжатие, сцепление и коэффициент трения при смерзании — сдвигом по поверхности смерзания в сдвиговых приборах, эквивалентное сцепление — вдавливанием шарикового штампа. Испытания на сдвиг и сдвиг по поверхности смерзания проводятся при заданных значениях нормальной нагрузки.

Определение условно-мгновенной и предельно-длительной прочностей. Условно-мгновенная прочность R_0 мерзлых пород определяется указанными выше методами путем испытания образцов непрерывно возрастающей нагрузкой в течение 20—30 с до разрушения. Нагрузка должна прикладываться плавно, без удара. Значение условно-мгновенной прочности вычисляется по формуле:

$$R_0 = P/F_0, \quad (6.28)$$

где P — нагрузка, при которой происходит разрушение образца; F_0 — начальная площадь образца. При испытании образцов мерзлой породы в сдвиговых приборах следует учитывать силу трения в приборе.

Предельно-длительную прочность R_∞ мерзлых пород можно определять тремя способами: 1) испытанием единичного образца ступенчато возрастающими нагрузками; 2) испытанием серии образцов-близнецов при различных, но постоянных для каждого образца нагрузках, меньших значения R_0 ; 3) испытанием единичных образцов на динамометрическом приборе.

1. При первом способе испытания величина каждой ступени нагрузки σ_i определяется как некоторая доля от значения условно-мгновенной прочности R_0 по формуле:

$$\sigma_i = R_0 (n_i/m), \quad (6.29)$$

где n_i — порядковый номер ступени; m — коэффициент, зависящий от реологических свойств мерзлого грунта (обычно принимают равным 10 или 20).

Каждая ступень нагрузки выдерживается или в течение одинакового времени, которое назначается в зависимости от состава грунта и условий испытания, но не меньше 24 ч, или до условной стабилизации деформации образца. Значения деформации регистрируются в момент загрузки образца, а затем через 1, 5, 10, 20, 30 мин, 1, 2, 4, 6, 8 ч и далее два раза в сутки. В качестве условной стабилизации деформации образца принимают приращение относительной деформации, не превышающее 0,0001 в течение 12 ч. Стабилизация считается достигнутой, если указанные условия соблюдаются в двух следующих друг за другом определениях деформации.

Если на очередной ступени нагрузки стабилизации деформации не наблюдается, то нагрузку следует выдерживать до разрушения или возникновения незатухающего (прогрессирующего или с постоянной скоростью) течения.

В процессе испытания ведется журнал, форма записи в котором приведена в табл. 6.3.

Таблица 6.3

Журнал испытания мерзлых грунтов на предельно-длительную прочность в условиях ступенчатого нагружения образцов

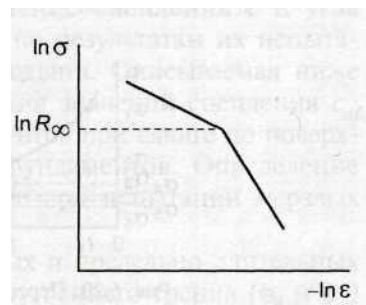
Номер образца _____

Дата	Температура, °С	Ступени нагрузки, МПа	Время взятия отсчета	Время от начала опыта, ч, мин	Время между отсчетами, ч, мин	Отсчет по индикаторам деформации	Абсолютная деформация образца, мм	Приращение деформации, мм	Скорость деформации, мм/сут
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Примечание: при испытании мерзлых грунтов на сдвиг (срез) и сдвиг (срез) по поверхности смерзания в журнале указывается величина нормальной нагрузки на образец.

При описанном способе испытания предельно-длительная прочность R_∞ определяется как наибольшее напряжение, при котором еще происходит стабилизация деформации. Для контроля рекомендуется построение графиков напряжение — стабилизированная деформация в логарифмических координатах (рис. 6.19). Точка перегиба полученной ломаной определит значение $\ln R_\infty$.

Рис. 6.19. Зависимость между напряжениями и стабилизированными деформациями мерзлого грунта в логарифмических координатах



2. При втором способе определения величины R_∞ проводится испытание на ползучесть серии (не менее 6) одинаковых образцов разрушающими нагрузками σ_i задаваемыми по формуле:

$$\sigma_i = R_0 \left(1 - \frac{n_i}{m} \right), \quad (6.30)$$

где n_i — порядковый номер образца; m — коэффициент, аналогичный приведенному в формуле (6.29).

Опыты продолжают до разрушения образцов мерзлого грунта или достижения деформации образца, превышающей на 50% деформацию, при которой возникла стадия прогрессирующего течения. Измерение деформации проводят через интервалы времени, указанные в первом способе, а на стадии прогрессирующего течения — с необходимой частотой.

По результатам испытаний серии образцов строится семейство кривых незатухающей ползучести (рис. 6.20, а). На каждой кривой определяется величина деформации перехода к прогрессирующему течению и соответствующее этой величине время разрушения t_i . По полученным данным строится график в координатах σ — t , являющийся кривой длительной прочности (см. рис. 6.20, б).

Кривую длительной прочности можно аппроксимировать уравнением, полученным С.С. Валовым и хорошо описывающим прочность мерзлых грунтов:

$$R(t) = \frac{\beta}{\ln \frac{t+1}{B}}, \quad (6.31)$$

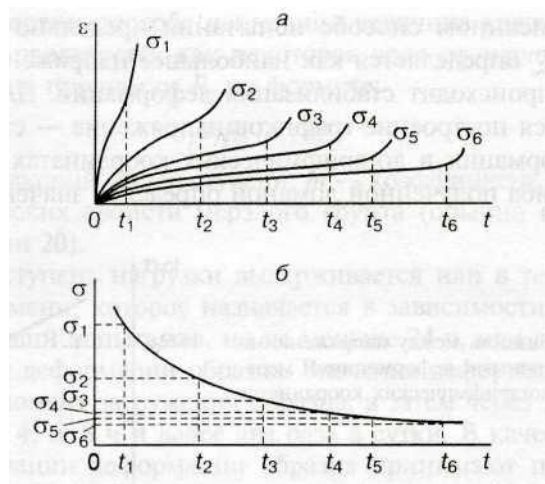


Рис. 6.20. Перестройка кривых ползучести (а) в кривую длительной прочности (б)

где $R(t)$ — прочность грунта в данный момент времени t , МПа; β , МПа, и B — опытные параметры (B , 1 и t должны иметь одинаковую размерность: минуты, часы и т.д.). Параметры этого уравнения β и B зависящие от состава, структуры и температуры мерзлого грунта, определяются путем приведения его к линейной форме:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{\beta} \ln(t+1) - \frac{1}{\beta} \ln B. \quad (6.32)$$

Опытные точки перестраивают в координатах $x = \ln(t+1)$ и $y = 1/R$. Угол наклона α полученной прямой определяет значение параметра β : $\tan \alpha = 1/\beta$, а отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат, дает величину $D = -(1/\beta) \ln B$ откуда $B = e^{-D\beta}$. По полученным параметрам (β и B) вычисляют значения длительной прочности R_t для любого заданного момента времени t действия нагрузки.

3. При испытании образцов мерзлых пород на динамометрическом приборе (см. рис. 6.6) нагрузка на образцы передается через динамометр. После задания начального напряжения σ_0 (сжимающего, растягивающего или сдвигового) величина $\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2$ (где Δh_1 — деформация динамометра, Δh_2 — деформация — сжатия, растяжения или сдвига — образца) сохраняется постоянной. В начальный момент времени деформация образца $\Delta h_2 = 0$. Под воздействием приложенного напряжения развивается деформация ползучести образца $\Delta h_2 > 0$. В результате динамометр разжимается и напряжение в нем, передающееся на образец, уменьшается.

В процессе испытания измеряются напряжение в динамометре и деформация образца. Если начальное напряжение задается близким к условно-мгновенной прочности R_0 , то конечное значение напряжения, соответствующее стабилизированной деформации образца, близко к значению предельно-длительной прочности R_∞ .

Определение сцепления и угла внутреннего трения. Наиболее распространенным является определение сцепления c и угла внутреннего трения φ мерзлых пород по результатам их испытания на сдвиговых приборах методом сдвига. Описываемая ниже методика идентична методике получения значений сцепления c_{af} и коэффициента трения f_{af} мерзлых грунтов при сдвиге по поверхности их смерзания с материалами фундаментов. Определение указанных параметров возможно также при испытании мерзлых грунтов трехосным сжатием.

Для получения условно-мгновенных и предельно-длительных значений сцепления (c_0 и c_∞) и угла внутреннего трения (φ_0 и φ_∞) проводится испытание одинаковых образцов мерзлого грунта на сдвиг по описанным выше методикам с целью определения величин условно-мгновенной R_0 и предельно-длительной R_∞ прочностей при различных (не менее трех) значениях нормальной нагрузки σ_n . Затем опытные точки наносятся на график в координатах $R - \sigma_n$ и аппроксимируются прямыми (рис. 6.21), соответствующими различным моментам времени. Отрезки, отсекаемые этими прямыми на оси ординат, показывают величины сцепления соответственно c_0 и c_∞ , а углы наклона прямых к оси абсцисс — углы внутреннего трения соответственно φ_0 и φ_∞ .

Значения сцепления и угла внутреннего трения, соответствующие различным конечным моментам времени t , определяют следующим образом. По результатам испытания образцов мерзлого грунта на сдвиг в условиях незатухающей ползучести строят кривые длительной прочности для различных (не менее трех) значений нормальной нагрузки σ_n . По этим кривым определяют величины длительной прочности R_t соответствующие заданным моментам времени t , и наносят на график в координатах $R - \sigma_n$. Далее после аппроксимации опытных точек прямой определяют, как это описано выше, значения длительных сцепления c_t и угла

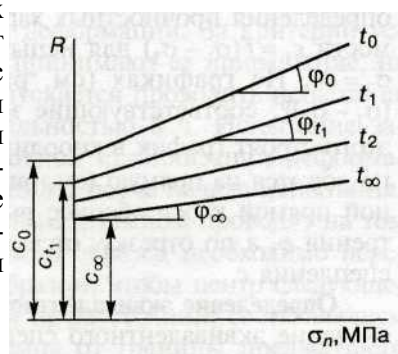


Рис. 6.21. Диаграмма сдвига мерзлого грунта на различные моменты времени $t_0 < t_1 < t_2 < t^\wedge$ воздействия нагрузки

внутреннего трения φ , для любого момента времени t . Аналогично получают и соответствующие прочностные характеристики и для сдвига по поверхности смерзания.

Для определения величин сцепления c и угла внутреннего трения φ в условиях трехосного сжатия проводят испытания образцов мерзлого грунта в стабилometре (см. рис. 6.11) по первому варианту второй схемы испытаний (без учета фактора времени). Методика проведения испытаний образцов мерзлого грунта по этой схеме аналогична описанной выше, только в данном случае используются значения бокового давления $\sigma_2 = \sigma_3$, а условие (6.14) для среднего нормального давления σ_m не соблюдается. В описываемой методике используются величины стабилизированной вертикальной деформации грунта ε_1 , полученные для каждой ступени при его испытании ступенчато возрастающей вертикальной нагрузкой σ_1 и постоянном боковом давлении $\sigma_2 = \sigma_3$, а также параметры его напряженного состояния на момент разрушения.

Обработка результатов проводится следующим образом. Для определения прочностных характеристик строят графики зависимости $\varepsilon_1 = f(\sigma_1 - \sigma_3)$ для испытаний, проведенных при различных $\sigma_2 = \sigma_3$. На графиках (см. рис. 6.15, а) определяют значения $(\sigma_1 - \sigma_3)^P$, соответствующие моменту разрушения грунта. После этого строят график в координатах $\sigma_1^P - \sigma_3^P$; опытные точки обычно ложатся на прямую (см. рис. 6.15, б). По углу наклона полученной прямой к оси абсцисс вычисляют значение угла внутреннего трения φ , а по отрезку, отсекаемому на оси ординат, — значение сцепления c .

Определение эквивалентного сцепления. Предельно-длительное значение эквивалентного сцепления c_{eq} мерзлых пород определяют методом вдавливания шарикового штампа [5].

Подготовленный образец мерзлого грунта в рабочем кольце помещают на опорную плиту прибора (см. рис. 6.10) и центрируют относительно шарикового штампа. На образец помещают плоский штамп для обжатия, диаметр которого должен соответствовать диаметру образца. С помощью нивелировочного винта при открытом стопорном винте подводят шарик к плоскому штампу и грунт предварительно обжимают нагрузкой, соответствующей природному давлению на горизонте отбора образца из скважины или горной выработки или на проектной глубине, в течение 15 с.

После обжатия образца нагрузку и плоский штамп снимают. С помощью нивелировочного винта подводят шариковый штамп к образцу мерзлого грунта до контакта с его поверхностью. Шток штампа закрепляют стопорным винтом. Индикатор устанавливают по возможности в «нулевое» положение и регистрируют начальный отсчет. На грузовую площадку пометают груз, соответствующий подобранной нагрузке P .

Одновременно с пуском секундомера поворотом стопорного винта передают нагрузку на образец, увеличивая ее ступенями, общее число которых должно быть не менее пяти. Нагрузка на первой ступени должна соответствовать напряжению от собственного веса грунта на горизонте отбора образца, а на последней — расчетному сопротивлению грунта под подошвой фундамента R , задаваемому программой испытаний. Нагрузку P , кН, на последней ступени нагружения вычисляют по формуле

$$P = 0,18d_b^2 R, \quad (6.33)$$

где d_b — диаметр шарикового штампа, см. При назначении нагрузки должно соблюдаться условие $0,005d_b < S_{15} < 0,05d_b$, где S_{15} — глубина погружения штампа в образец грунта через 15 мин после приложения нагрузки.

На каждой ступени нагружения измеряют глубину вдавливания штампа через промежутки времени после приложения нагрузки, равные 5, 10, 20, 30 мин, 1, 2, 4, 6, 8 ч, и далее — два раза в сутки до условной стабилизации деформации. За критерий условной стабилизации деформации принимают ее приращение, не превышающее 0,01 мм за 12 ч. Допускается проводить испытание в ускоренном режиме продолжительностью 8 ч. Испытание заканчивают после достижения условной стабилизации деформации на последней ступени или через 8 ч после начала испытания.

Повторные испытания шариковым штампом проводят на том же образце мерзлого грунта. Для этого образец необходимо переместить на опорной плите таким образом, чтобы центр следующего погружения штампа располагался на расстоянии, составляющем не менее половины диаметра штампа от границы предыдущего отпечатка, и на таком же расстоянии от края образца.

В процессе испытания ведут журнал, форма которого приведена в табл. 6.4.

Таблица 6.4

Журнал испытания мерзлого грунта шариковым штампом

Номер образца _____

Дата испытания	Температура испытания T , °С	Время снятия отсчета t , ч	Время от начала опыта t , ч	Отсчет по датчику деформаций	Глубина погружения шарикового штампа S_b , мм	Предельно-длительное значение эквивалентного сцепления c_{eq} , МПа
1	2	3	4	5	6	7

В конце испытания (по достижении условной стабилизации деформации или через 8 ч при ускоренном режиме испытания) определяют глубину погружения штампа с точностью до 0,01 мм. Предельно-длительное значение эквивалентного сцепления мерзлого грунта c , МПа, определяют с точностью 0,01 МПа по формуле

$$c_{eq} = 0,06k \frac{P}{d_b S_b}, \quad (6.34)$$

где P — нагрузка на шариковый штамп, кН; k — безразмерный коэффициент, равный 1 при испытаниях до условной стабилизации деформации и 0,8 — при ускоренном режиме; d_b — диаметр шарикового штампа, см; S_b — глубина погружения штампа в грунт в конце испытания, см.

Определение вязкости мерзлых пород. Методика изучения вязкости мерзлых пород в наибольшей степени разработана для одноосного сжатия. В результате испытаний на ползучесть получают реологическую кривую (см. рис. 6.4) и по ней определяют коэффициенты вязкости. Испытание образцов мерзлых грунтов (в количестве, необходимом для наиболее полного построения реологической кривой) проводится при различных нагрузках $\sigma_i \geq R_\infty$ по методике, аналогичной используемой для получения кривой длительной прочности. Так как реологическая кривая отражает зависимость скорости пластично-вязкого течения на второй стадии ползучести от напряжения в грунте, кривые ползучести должны иметь четко выраженные участки пластично-вязкого течения (вторая стадия ползучести).

Реологическую кривую строят из семейства кривых незатухающей ползучести (см. рис. 6.20, а). Для этого на каждой кривой ползучести выделяют линейный участок, соответствующий течению с практически постоянной скоростью $\dot{\epsilon}$, и определяют скорость установившегося пластично-вязкого течения как тангенс угла наклона линейного участка кривой ползучести к оси абсцисс. Затем строят график, на оси абсцисс которого откладывают значения напряжений σ , а на оси ординат — соответствующие этим напряжениям значения скорости $\dot{\epsilon}$ (см. рис. 6.4). Получаемая кривая называется реологической.

Используя полученные результаты и реологическую кривую, коэффициент эффективной вязкости $\dot{\epsilon}$, МПа•ч (кгс•с/см²), для любого напряжения, при котором зафиксировано пластично-вязкое течение, рассчитывают из выражения (6.10). Для определения коэффициента пластической вязкости на участке шведовского течения $\eta_{ш}$ реологическая кривая на начальном участке аппроксимируется прямой (см. рис. 6.4). При этом коэффициент $\eta_{ш}$ рассчитывается по формуле (6.11). Для определения коэффициента

пластической вязкости на участке бингамовского течения η_6 реологическая кривая аппроксимируется прямой на конечном участке, которая продолжается до пересечения с осью абсцисс (см. рис. 6.4). Коэффициент η_6 определяется по формуле (6.12).

Методы определения механических характеристик оттаивающих пород

Метод компрессионного сжатия. Используется для определения характеристик деформируемости (коэффициента сжимаемости при оттаивании — δ , МПа^{-1} , и коэффициента оттаивания — A_{th}) оттаивающих песков, исключая пески крупные и гравелистые, и глинистых грунтов, а также заторфованных, засоленных и сыпучемерзлых их разновидностей.

Нагрузка при испытаниях задается пятью ступенями. Первая ступень нагружения равна природной нагрузке. Приращение давления на последующих ступенях составляет 0,05 МПа для глинистых грунтов и 0,075 МПа для песков. Нагрузка на последней ступени должна быть равна расчетному сопротивлению грунта под подошвой фундамента.

Приборы. Для проведения компрессионных испытаний используются различные модификации одометра НА. Цытовича. Одометры изготавливают из металла или толстостенного оргстекла (рис. 6.22). Они состоят из основания (7), крышки (6), направляющего цилиндра (2), рабочего кольца (3) с образцом грунта (8), штампа (5). Штамп представляет собой полый цилиндр, который сплошной перегородкой (5а) разделен на верхнюю (5в) и нижнюю (5г) полости. Верхняя полость соединяется резиновыми шлангами (9) с термостатом, с помощью которого обеспечивается циркуляция через штамп теплой воды с заданной температурой в течение всего эксперимента (если нет возможности переключать температуру в камере). Нижняя полость штампа имеет перфорированное дно (5б), через перфорации которого удаляется вода из верхней части образца.

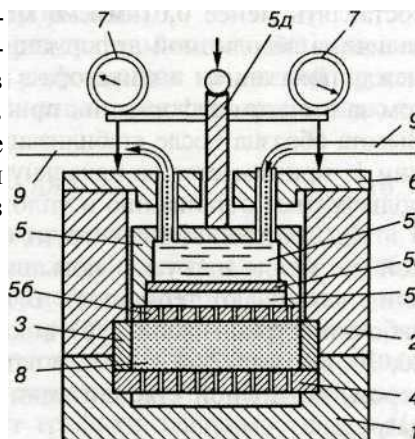


Рис. 6.22. Схема одометра НА. Цытовича для определения механических характеристик оттаивающих грунтов.

Пояснение в тексте

Вода из нижней части образца отфильтровывается через перфорированный диск основания одометра (4). На штоке штампа (5d) крепятся индикаторы часового типа (7) так, чтобы их ножки опирались на крышку одометра и могли фиксировать деформацию в процессе опытов.

При использовании термостата для оттаивания образцов перед установкой индикаторов штамп подсоединяют к термостату. Перед началом испытаний прибор тарируют: вместо образца в него устанавливают металлическую болванку из малосжимаемого материала, дают прибору нагрузки, которые будут использоваться впоследствии, и по индикаторам определяют величину деформации самого прибора.

Подготовка образцов. Испытания проводят на образцах ненарушенного сложения с природной влажностью и льдистостью (ГОСТ 12248—96). При этом льдистость не должна превышать 40%, а толщина прослоек льда в образце — 2 мм, т.е. в сильно-льдистых грунтах для испытаний отбирают грунт между прослоями льда. Образцы должны иметь форму цилиндра диаметром не менее 71 мм. Отношение высоты к диаметру — 1 : 3,5. Образец вырезают из монолита рабочим кольцом так, чтобы было плотное прилегание боковой поверхности грунта к рабочему кольцу одометра, и выдерживают при температуре испытаний не менее 12 часов.

Проведение испытания. Компрессионные испытания по определению коэффициента сжимаемости при оттаивании и коэффициента оттаивания проводят в три этапа.

На первом этапе — для восстановления природных структурных связей мерзлый образец уплотняют природной нагрузкой p_q которую выдерживают до полной стабилизации деформации, т.е. до того момента, когда изменение деформации за 12 часов будет составлять менее 0,01 мм. В момент стабилизации деформации величина абсолютной деформации грунта Δh_q будет равна разнице между показанием индикатора в данный момент и нулевым отсчетом за вычетом деформации прибора при природной нагрузке Δh_q . Высота образца после стабилизации деформации в мерзлом состоянии h_1 принимается за начальную высоту образца, который будет подвергаться оттаиванию и уплотнению.

На втором этапе — грунт оттаивают под природной нагрузкой (не меняя нагрузки, повышают температуру воздуха в камере или подключают термостат). В период оттаивания записывают в рабочий журнал (табл. 6.5) показания индикаторов через 5, 10, 20, 30, 60 мин, 2, 4, 6, 8 ч, а затем два раза в сутки (утром и вечером) до полной стабилизации деформации на данной ступени нагрузки.

Таблица 6.5

Журнал испытаний оттаивающих грунтов на компрессионное сжатие

Адрес отбора грунта _____ Высота рабочего кольца _____ см
 Глубина отбора _____ Диаметр _____ см
 Тип грунта _____ Площадь _____ см²
 Криогенная текстура _____ Объем _____ см³
 Влажность грунта _____ г Масса кольца _____ г
 Льдистость _____ г Масса кольца с грунтом _____ г
 Плотность грунта _____ г/см³

Дата, время	Время от начала испытания, мин	Нагрузка, МПа	Показания индикаторов		Абсолютная деформация, измеренная индикаторами, мм		Сред. абсол. деформ., мм	Деформ. прибора, мм	Абсол. деформ. грунта, мм
			левого — L	правого — R	Δh_L	Δh_R	Δh_m	Δh_p	Δh_i
	t	p							

Обозначения: $\Delta h_L, \Delta h_R$ — абсолютная деформация грунта и прибора, измеренная левым и правым индикаторами; $\Delta h_m = (\Delta h_L + \Delta h_R)/2$ — средняя абсолютная деформация грунта и прибора; $\Delta h_i = (\Delta h_m - \Delta h_p)$ — абсолютная деформация грунта при любой ступени нагружения в любой момент времени.

На третьем этапе — после стабилизации деформации оттаявшего грунта под природной нагрузкой прикладывают следующие ступени нагрузки, равные: 0,05 МПа для глинистых грунтов и 0,075 МПа для песчаных. Каждую ступень нагрузки выдерживают до условной стабилизации деформации.

Обработка результатов. По результатам испытаний выделяют абсолютные стабилизированные деформации на каждой ступени нагружения и рассчитывают величины относительных осадок при этих нагрузках по формуле:

$$\varepsilon_{th} = (\Delta h_i - \Delta h_g)/h_1, \quad (6.35)$$

где Δh_i — абсолютная стабилизированная деформация грунта на любой ступени уплотнения (после оттаивания), мм; Δh_g — абсолютная стабилизированная деформация мерзлого образца грунта на первой ступени нагружения (при p_a) до его оттаивания, мм; h_1 — высота образца после его уплотнения в мерзлом состоянии.

По вычисленным значениям относительной стабилизированной деформации и нагрузкам строят графики зависимости $\varepsilon_{th} = f(p)$.

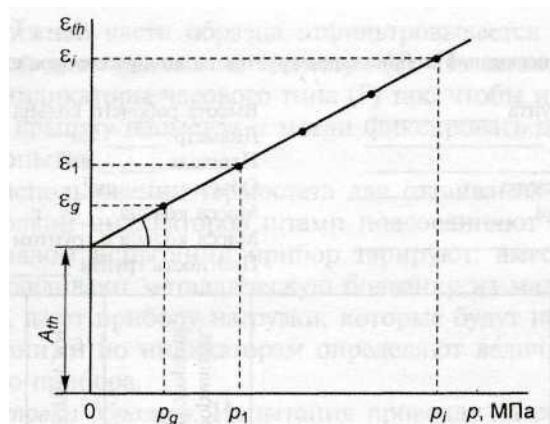


Рис. 6.23. График зависимости относительной осадки оттаявшего грунта от нагрузки

Полученные экспериментальные точки (рис. 6.23) осредняют методом наименьших квадратов.

Коэффициент сжимаемости (δ) оттаявшего грунта численно равен тангенсу угла наклона осредняющей прямой к оси напряжений (оси абсцисс). Коэффициент оттаивания (A_{th}) численно равен относительной деформации, которую осредняющая прямая отсекает от оси деформаций (оси ординат).

При расчете характеристик деформируемости сильнольдистых оттаивающих грунтов полученные значения A_{th} и δ умножают на поправочный коэффициент K_i ,

$$K_i = 1 + \Delta i, \quad (6.36)$$

где Δi (в долях единицы) — разность между суммарной льдистостью монолита грунта и льдистостью образца.

Для более точного определения характеристик деформируемости оттаивающих грунтов можно использовать приборы [8], в которых трение по боковой поверхности образцов учитывается либо конструктивно исключается.

Метод одноплоскостного среза. Методом одноплоскостного среза можно получить основные характеристики прочности оттаивающих грунтов: сопротивление грунта срезу ($R_{sh\ th}$), угол внутреннего трения (φ), сцепление (c_{th}). Испытания в условиях одноплоскостного среза позволяют определить эти характеристики оттаявших грунтов сразу после оттаивания (в начальный период) и на различных стадиях уплотнения оттаявшего грунта.

Для получения прочностных характеристик оттаявшего грунта сразу после оттаивания испытания проводят в условиях «закрытой» и «открытой» систем:

а) в условиях «закрытой» системы (без возможности фильтрации воды из образца) испытывают образцы с сетчатой и шлировой криогенными текстурами, которые после оттаивания приобретают текучую или мягкопластичную консистенцию;

б) в условиях «открытой» системы (с возможностью оттока воды из образца) испытывают образцы с массивной криотекстурой, которые после оттаивания имеют тугопластичную и полутвердую консистенцию.

При определении прочностных характеристик оттаявшего грунта на различных стадиях уплотнения испытания также проводятся в условиях «открытой» и «закрытой» систем:

а) в условиях «закрытой» системы испытывают грунт, который по отношению к нормальной нагрузке считается недоуплотненным;

б) в условиях «открытой» системы испытания проводят в тех случаях, когда состояние оттаявшего грунта по отношению к нормальной нагрузке считается переуплотненным или ей соответствует.

Сопротивление срезу определяют как предельное касательное напряжение, при котором образец грунта срезается по фиксированной плоскости при заданном нормальном напряжении. При определении сцепления и угла внутреннего трения испытания на срез проводят при различных (не менее трех) нормальных нагрузках.

Приборы. Определение сопротивления срезу оттаявшего грунта проводят на приборах конструкции Гидропроекта: ГПП-30, ВСВ-1, ВСВ-2 и ВСВ-25. Для определения предельного сопротивления срезу грунтов текучей и мягкопластичной консистенции (после оттаивания) рекомендуется использовать прибор ВСВ-1, позволяющий проводить испытания в течение 8—10 с и определять условно-мгновенное сопротивление срезу. Определение характеристик сопротивления срезу грунтов тугопластичной и полутвердой консистенции после оттаивания следует проводить на приборе ГПП-30 [8]. Основные узлы установки и методика проведения испытаний представлены ранее и на рис. 6.12.

Подготовка образцов. Испытаниям на срез могут подвергаться образцы естественного сложения, вырезанные из монолита в холодильной камере или специально приготовленные с заданной льдистостью, плотностью и криогенной текстурой. Подготовка образцов к испытаниям проводится в холодильной камере и зависит от условий их проведения:

а) если испытания проводят в условиях «открытой» системы, то размеры образца (высота 35 мм и диаметр 71,4 мм) должны соответствовать размерам охлажденных рабочих колец; образцы сверху и снизу покрывают фильтровальной бумагой;

б) если испытывают образцы в условиях «закрытой» системы, то внутренний диаметр пробоотборника должен быть на 0,2 мм меньше, так как на мерзлый образец надевают влагонепроницаемую эластичную оболочку толщиной не более 0,2 мм. В этой оболочке образец грунта помещают в охлажденные рабочие кольца. Рабочие кольца устанавливают в срезыватель сдвигового прибора и оттаивают со всех сторон.

Проведение испытаний. Для получения характеристик сопротивления срезу (сразу после оттаивания в условиях «закрытой» системы) после завершения оттаивания грунта через динамометр прикладывают заданную нормальную (постоянную в течение опыта) нагрузку и равномерно увеличивают сдвигающее усилие до разрушения образца. Для получения характеристик сопротивления сдвигу на различных стадиях уплотнения в условиях «открытой» системы (испытания проводят на приборе ГПП-30) оттаявший образец уплотняют в срезывателе до заданного состояния и определяют его прочность на срез по методике, описанной выше. Результаты испытаний записывают в журнал (табл. 6.6).

Таблица 6.6

Результаты испытаний оттаивающих грунтов на срез

Дата	№ опыта	Показания индикатора нормальной нагрузки	Нормальное напряжение, МПа	Показания индикатора срезающей нагрузки	Срезающая нагрузка, МПа	Сцепление, МПа	Угол внутреннего трения, град
1	2	3	4	5	6	7	8

Обработка результатов. По показаниям динамометра, через который задается срезающая нагрузка, и тарировочному графику этого динамометра (по паспорту, прилагаемому к динамометру) определяется величина предельного сопротивления срезу ($R_{sh.th}$, МПа) при заданном значении нормальной нагрузки. Определение сцепления и угла внутреннего трения (после проведения испытаний при трех различных нормальных нагрузках) осуществляется по методике, описанной ранее (см. рис. 6.21).

Трехосные испытания оттаивающих пород. Метод испытания оттаивающих грунтов в условиях трехосного сжатия позволяет

определять их деформационные характеристики (E_{th} — модуль деформации; A_{th} — коэффициент оттаивания) и прочностные (предельное сопротивление срез, угол внутреннего трения и сцепление). Определение характеристик деформируемости и прочности может быть выполнено в условиях всестороннего равномерного сжатия, постоянного радиального напряжения и ступенчато возрастающего нормального давления, а также постоянного среднего напряжения, т.е. практически по тем же методикам и на тех же приборах, на которых испытывают мерзлые и немерзлые грунты.

Приборы. Для испытаний используется усовершенствованная модель стабилометра типа А конструкции ПНИИИС [8]. Стабилометр оснащен оборудованием для оттаивания образца и обеспечивает отжатие воды в процессе оттаивания и уплотнения. В термостабилометре можно определять осевые деформации величиной до 50 мм с точностью до 0,001% и объемные деформации — до 250 см³, что позволяет испытывать сильнольдистые грунты без перестановки индикаторов.

Подготовка образцов нарушенного и ненарушенного сложения к испытаниям практически не отличается от подготовки мерзлых образцов к подобным испытаниям. Установка образца в рабочий отсек, заполнение камеры незамерзающей жидкостью проводится в холодильной камере. Перед началом испытаний определяется начальная высота мерзлого образца (h_0) по высоте подъема плунжера; начальный объем (V_0) рассчитывается как разность между объемом стабилометра и объемом воды, залитой в стабилометр с образцом; начальная плотность (ρ_0) — как отношение массы образца m к его объему V_0 ; начальная площадь сечения (F_0) — как отношение объема образца к его высоте: V_0/h_0 .

Определение деформационных характеристик оттаивающих грунтов. Эксперименты проводятся в два этапа. На первом — определяется коэффициент оттаивания (A_{th}), а на втором — модуль деформации (E_{th}).

Определение коэффициента оттаивания (первый этап) выполняется в условиях «открытой» системы, т.е. с оттоком талой воды через верхний и нижний штампы. На образец мерзлого грунта передают всестороннее давление, равное $p_0 = 0,01$ МПа. Измерительное устройство, записывающее деформации, устанавливают в нулевое положение. Включают нагреватель, и этот момент принимается за начало испытаний. Жидкость, находящаяся в термостате, постепенно нагревается до +20°C. В процессе оттаивания мерзлого образца под нагрузкой 0,01 МПа фиксируют деформации (по индикаторам) и показания волюметра через 5, 10, 20, 30 мин и далее через 1 ч до условной стабилизации объемных

деформаций. Стабилизация деформаций считается достигнутой, если приращение относительной объемной деформации не превышает 0,0003 за период времени, зависящий от вида грунтов (табл. 6.7).

Таблица 6.7

Период времени до условной стабилизации деформации

Наименование грунта	Время условной стабилизации деформации, ч
1. Песчаные	0,5
2. Пылевато-глинистые супеси	6,0
3. Суглинки с числом пластичности	
менее 12	6,0
более 12	12,0
4. Глины	12,0

В процессе оттаивания определяют количество талой воды по изменению уровня воды в водоизмерительной емкости с точностью до 5 см³.

Первый этап исследований считается завершенным при стабилизации объемных и осевых деформаций и прекращении оттока талой воды в измерительную емкость.

По экспериментальным данным первого этапа рассчитывается абсолютная стабилизированная вертикальная деформация образца (Ah), по которой вычисляется значение коэффициента оттаивания как отношение: $A_{th} = \Delta h/h_0$, где h_0 — начальная высота мерзлого образца, мм.

Определение *модуля деформации* (второй этап испытаний) также проводят в условиях «открытой» системы при постоянном радиальном давлении и ступенчато возрастающем вертикальном давлении. При этом $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$. Всесторонняя нагрузка p_0 на образец регламентируется техническим заданием. Она задается равными ступенями, которые составляют 10% от величины конечного давления. Каждую ступень нагрузки выдерживают в зависимости от состава грунта: 5 мин — песчаные, 15 мин — пылевато-глинистые и биогенные. Заданная всесторонняя нагрузка выдерживается до условной стабилизации, после чего задается осевая нагрузка.

Величина ступеней осевой нагрузки выбирается в зависимости от состава грунта, всестороннего давления и величины относительной деформации. Количество ступеней должно быть не менее 5. Каждая ступень выдерживается до условной стабилизации вертикальной деформации, составляющей менее 0,0001 за минуту. Сту-

пенчатое нагружение прекращается при относительной осевой деформации, равной 15% (образец считается разрушенным).

По результатам второго этапа испытаний определяется модуль общей деформации (E_{th}) как отношение нагрузки σ_{1i} на i -й ступени к деформации ε_i вызванной этой нагрузкой: $E_{th} = \sigma_{1i}/\varepsilon_i$

Определение прочностных характеристик. Для того чтобы определить угол внутреннего трения и сцепление, необходимо провести испытания на срез при различных величинах бокового давления (уменьшении) и при ступенчатом увеличении вертикального давления, соблюдая условие $\Sigma_2 = \Sigma_3$. Испытания серии образцов-близнецов проводят до их полного разрушения.

Результаты испытаний. Угол внутреннего трения и сцепление определяют графически (см. рис. 6.15, г).

Расчетные методы определения осадки оттаивающих грунтов

Экспериментальные методы, особенно полевые, весьма трудоемки, сложны, дорогостоящи и не всегда осуществимы, поэтому для предварительной оценки осадок оттаивающих грунтов используют теоретические и эмпирические формулы, предложенные и проверенные разными авторами. Расчетные формулы, основанные на простейших физических свойствах грунтов, которые обычно определяют в «поле», позволяют с той или иной степенью достоверности определять осадки оттаивающих грунтов. По формулам, предложенным соответственно М.Н. Гольдштейном (6.37), А.М. Пчелинцевым (6.38), Ф.Г. Бакуниным и В.Ф. Жуковым (6.39) [1], можно определить только максимально возможные осадки при оттаивании, поскольку авторы исходили из неправильного предположения, что в процессе промерзания грунт между прослоями льда обезвоживается (вследствие миграции влаги к фронту льдовыделения) и поэтому при оттаивании не дает осадки, а осадка происходит за счет вытаивания ледяных прослоев и полного закрытия пор и пустот, что практически никогда не наблюдается, как это было установлено позднее. Это снижает практическую значимость этих формул. Вычисленные по этим формулам осадки в действительности соответствуют осадкам при оттаивании грунтов под нагрузкой 6—8 кгс/см²:

$$s_{\max} = 1,09 \frac{(W_{\text{tot}} - W_p) \rho_f}{(100 - W_{\text{tot}}) \rho_w} h, \quad (6.37)$$

где $s_{\max}$ — максимальная осадка оттаивающего грунта, см; W_{tot} — суммарная влажность, %; W_p — влажность на границе раскатывания, %; ρ_f — плотность мерзлого грунта, г/см³; ρ_w — плотность

воды, г/см³; 1,09 — коэффициент, учитывающий уменьшение объема льда при его таянии; h — мощность мерзлого слоя, см.

$$s_{\max} = \frac{\rho_s (W_{\text{tot}} - W_m)}{1 + \rho_s W_{\text{tot}}} h, \quad (6.38)$$

где W_{tot} и W_m — влажности суммарная и минеральных прослоев, доли единицы; ρ_s — плотность частиц грунта, г/см³.

$$s_{\max} = \frac{(1 + 0,09 i_0) W_{\text{tot}} - W_m}{(1 + 0,09 i_0) W_{\text{tot}} - W_m + 100 \rho_w / \rho_{d,f}}, \quad (6.39)$$

где W_{tot} и W_m — суммарная влажность и влажность минеральных прослоев в процентах; i_0 — относительная льдистость, доли единицы; ρ_{df} — плотность скелета мерзлого грунта, г/см³.

А.М. Пчелинцев, чтобы учесть неполное закрытие пор, предложил ввести поправочный коэффициент k :

$$\varepsilon = \frac{\rho_s \rho_w k (W_{\text{tot}} - W_m)}{100 \rho_i \rho_w + \rho_s [\rho_w W_{\text{tot}} + W_w (\rho_i - \rho_w)]}, \quad (6.40)$$

где ε — относительная осадка при оттаивании грунта; W_w — влажность за счет незамерзшей воды, %; ρ_i — плотность льда, г/см³. Осредненное значение k для всех грунтов было принято равным 0,8, что снизило значимость формулы, так как k изменяется в зависимости от дисперсности.

М.Ф. Киселев предложил учитывать неполное закрытие пор и пустот в процессе оттаивания песка под нагрузкой по изменению плотности его скелета:

$$\varepsilon_{th} = \frac{\rho_{d,th} - \rho_{d,f}}{\rho_{d,th}}, \quad (6.41)$$

где ε_{th} — относительная осадка; ρ_{df} — плотность скелета грунта в мерзлом состоянии, г/см³; $\rho_{d,th}$ — плотность скелета грунта в оттаявшем состоянии под нагрузкой 2—5 кгс/см².

При оттаивании глинистых грунтов под давлением 1,5 кгс/см² М.Ф. Киселев предложил учитывать неполное закрытие пор с помощью коэффициента k_o :

$$\varepsilon_{th} = 1 - \rho_{d,f} [(1/\rho_s) + (1/\rho_w) (W_p + k_o I_p)], \quad (6.42)$$

где I_p — число пластичности, доли единицы; k_o — коэффициент, учитывающий неполное закрытие пор в оттаявшем грунте. Значения k_o были получены автором при испытаниях в одометрах суг-

линистых грунтов при разных нагрузках (табл. 6.8). Поскольку испытания проводились на образцах нарушенного сложения, то использовать значения k_0 для всех генетических типов грунтов нельзя, что значительно снижает практическую значимость предложенной формулы.

Таблица 6.8

Значения коэффициента, учитывающего неполную степень закрытия пор (k_0), в зависимости от числа пластичности грунта и уплотняющего давления

Число пластичности I_p	Коэффициент k_0 при уплотняющем давлении, МПа			
$I_p < 0,03$	0,15	0,2	0,3	0,5
$0,03 < I_p < 0,05$	1,45	1,30	1,10	0,80
$0,05 < I_p < 0,07$	1,20	1,10	0,95	0,70
$0,07 < I_p < 0,09$	1,10	1,00	0,85	0,65
$0,09 < I_p < 0,13$	1,00	0,90	0,80	0,55
$0,13 < I_p < 0,17$	0,90	0,80	0,70	0,50
$0,17 < I_p < 0,21$	0,80	0,70	0,60	0,40
$0,21 < I_p < 0,26$	0,70	0,65	0,50	0,35
$0,26 < I_p < 0,32$	0,65	0,55	0,45	0,30
$I_p > 0,32$	0,60	0,50	0,35	0,25
	0,50	0,40	0,30	0,20

Для определения относительной осадки при оттаивании мерзлых грунтов со слоисто-сетчатой криогенной текстурой предлагается учитывать неполное закрытие пор и полостей, используя значение конечной влажности оттаявшего и уплотненного грунта W_F :

$$\varepsilon_{th} = \frac{1,1W_{tot} - W_F - 0,1W_w}{\rho_w/\rho_s + W_{tot}}. \quad (6.43)$$

И.Н. Вотяков [1] предложил вычислять возможную осадку при оттаивании без нагрузки по формуле

$$s_{max} = \frac{k_0 W_{tot}}{2,7W_{tot} + 0,9} h, \quad (6.44)$$

где k_0 — коэффициент, зависящий от типа грунта и его влажности (при свободном оттаивании); k_0 принимает значение, равное 0,24, если исходить из того, что при свободном оттаивании (без нагрузки) относительная осадка будет составлять 9% по отношению к приведенной высоте льда в образце (в массиве), когда грунт оседает, не расплываясь. Если при оттаивании происходит

всестороннее уменьшение объема грунта и вертикальная осадка будет составлять 3%, то $k_0 = 0,08$.

Если глинистые и суглинистые грунты имеют высокую отрицательную температуру и содержат много незамерзшей воды, то вместо W_{tot} необходимо подставлять значение W_i : $W_i = W_{tot} - W_w$.

Если грунт оттаивает под нагрузкой P , то эмпирический коэффициент k_0 будет изменяться в зависимости от нагрузки, возрастающая при ее увеличении, и будет обозначаться как k_p :

$$s_p = \frac{k_p W_{tot}}{2,7 W_{tot} + 0,9} h. \quad (6.45)$$

6.3. Полевые методы испытания мерзлых пород

Определение несущей способности замороженных свай

Испытания свай выполняются при изысканиях и в процессе строительства. Количество испытываемых свай на стадии изысканий определяется в зависимости от мерзлотно-грунтовых условий, а также требований, возникающих при проектировании конкретных объектов. Полевые испытания свай на стадии строительства производятся для контроля соответствия несущей способности мерзлых грунтов как оснований свайных фундаментов расчетным нагрузкам. Количество свай, подлежащих контрольным испытаниям, на каждом объекте назначается равным 1% от общего количества свай, но не менее двух.

В зависимости от характера работы испытания свай выполняются статической вдавливающей или выдерживающей нагрузкой, а также приложением дополнительных сейсмических и горизонтальных нагрузок.

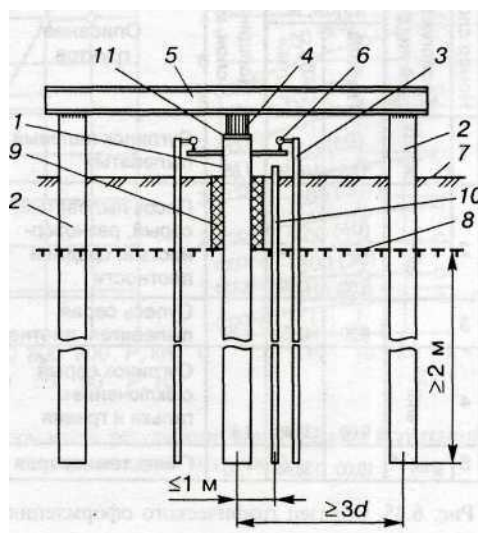
Оборудование и проведение испытаний. Общая схема установки для испытания свай статической вдавливающей нагрузкой приведена на рис. 6.24. Все конструкции установки должны быть рассчитаны на нагрузку, которая превышает на 20% ее наибольшее значение. Нагрузка на сваю должна передаваться центрально и соосно. Расстояние между осями испытываемой и анкерной свай принимается равным не менее трех наибольших размеров поперечного сечения испытываемой сваи. На опытной площадке оборудуется температурная скважина, которая располагается на расстоянии, не превышающем 1 м от оси сваи. Замеры температуры осуществляются залегиваемыми термометрами или термисторами (точность $\pm 0,1^\circ\text{C}$), установленными через 1 м по глубине скважины с обязательной фиксацией температуры на уровне торца

сваи и на глубине 10 м. Температурные замеры проводятся перед началом испытания, затем регулярно не реже одного раза в неделю и после окончания испытаний. К загрузке сваи разрешается приступать только после полного смерзания ее поверхности с грунтом и установления температуры грунта в околосвайном пространстве, равной температуре массива. В период испытания должно быть исключено смерзание сваи с грунтом по глубине от поверхности грунта до расчетной границы слоя сезонного оттаивания. Для этого выполняются специальные мероприятия: проходка шурфа или бурение скважины диаметром, большим максимального размера поперечного сечения сваи, с заполнением зазора между свай и грунтом теплоизоляционным материалом.

Загружение сваи осуществляется, как правило, гидравлическими домкратами, упирающимися в жесткую систему балок, закрепленных на анкерах. Возможны и другие схемы загрузки: с использованием грузовой платформы, тарированного груза или комбинированным способом.

Приложение нагрузки выполняется ступенями, величина которых принимается для первых трех ступеней — не более $1/5$ наибольшей нагрузки на сваю и $1/10$ — для последующих ступеней загрузки. В процессе испытаний замеряются перемещения сваи с помощью индикаторов, прогибомеров или приборов автоматической записи. Погрешность показаний измерительных приборов не должна превышать 0,1 мм. Число измерительных приборов должно быть не менее двух. Они устанавливаются симметрично на равных расстояниях от испытываемой сваи. Показания изме-

Рис. 6.24. Схема установки для испытания в замороженной сваи: 1 — испытываемая свая; 2 — анкерные сваи; 3 — реперная система; 4 — домкрат; 5 — упорная балка; 6 — индикаторы; 7 — поверхность грунта; 8 — граница сезонного оттаивания; 9 — теплоизоляция; 10 — термометрическая скважина; 11 — плита для упора домкрата



рительных приборов регистрируются на каждой ступени загрузки: перед приложением нагрузки, сразу после ее приложения, затем через 0,5; 1; 2; 4; 8; 16 и 24 ч от начала испытания на данной ступени и далее с интервалом в 24 ч.

Каждая ступень загрузки выдерживается до условной стабилизации осадки от вдавливающей нагрузки (или выхода сваи — от выдергивающей нагрузки), но не менее 24 ч. За условную стабилизацию принимается величина осадки или выхода сваи, равная или меньшая 0,2 мм за последние 24 ч наблюдений. Нагрузка на сваю доводится до величины, при которой на данной ступени осадка или выход сваи не стабилизируются и превышают 0,2 мм за последние сутки. Испытания заканчиваются после достижения величины осадки на последней ступени, не менее чем в 3 раза превышающей осадку на предыдущей ступени, при общей осадке не менее 25 мм при вдавливании сваи и не менее 10 мм при выходе.

Обработка результатов. По результатам испытаний каждой сваи составляется журнал, который включает общую характеристику площадки, параметры сваи, таблицы результатов наблюдений, инженерно-геокриологический разрез, графическую обработку опытных данных (рис. 6.25; 6.26; 6.27). Пример заполнения журнала приведен в табл. 6.9. На основании полученных данных определяется значение предельно-длительного нормативного сопротивления ($F_{u,n}$) основания сваи. Оно равно наибольшей нагрузке, при которой происходит условная стабилизация осадки (или выхода) сваи.



Рис. 6.25. Образец графического оформления инженерно-геологического разреза

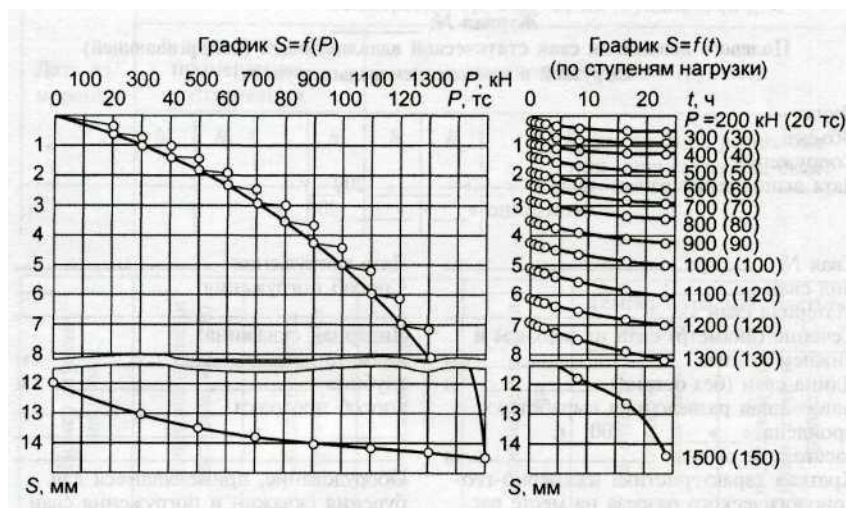


Рис. 6.26. Образец графического оформления результатов контрольного испытания сваи статической вдавливающей нагрузкой

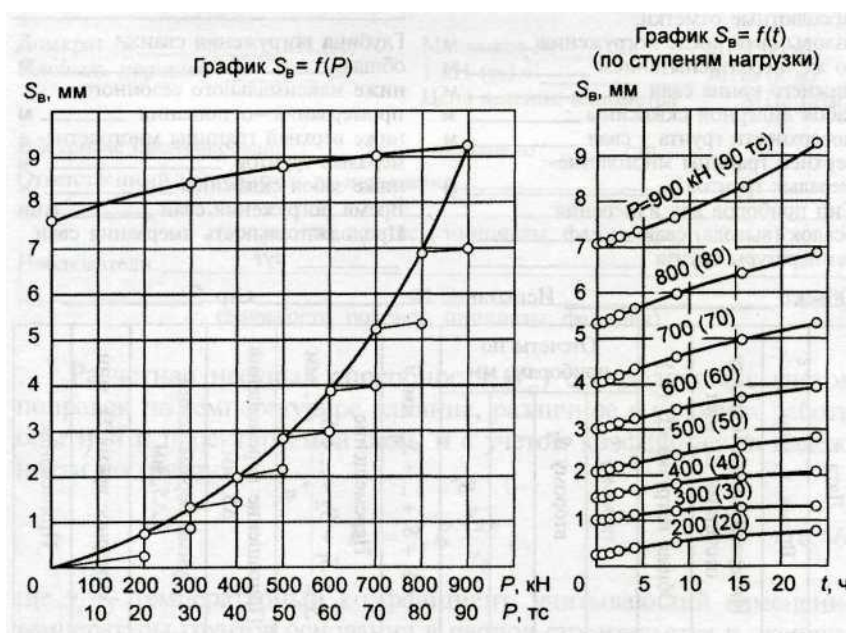


Рис. 6.27. Образец графического оформления результатов контрольного испытания сваи статической выдергивающей нагрузкой

Журнал №
Полевого испытания свай статической вдавливающей (выдергивающей)
нагрузкой в многолетнемерзлых грунтах

Пункт _____

Объект _____

Сооружение _____

Дата выполнения работ: начало «__» _____ 200__ г.
окончание «__» _____ 200__ г.

Свая № _____
 Вид сваи _____
 Материал сваи _____
 Сечение (диаметр) сваи на верхнем и нижнем концах _____ см
 Длина сваи (без острия) _____ м
 Ближайшая разведочная выработка: пройдена «__» _____ 200__ г.
 расстояние от сваи _____ м
 Краткая характеристика инженерно-геокриологического разреза на месте расположения сваи по данным изысканий _____

Способ исключения сезонного смерзания грунта со свай _____

Абсолютные отметки:

головы сваи после погружения _____ м
 то же, перед испытанием _____ м
 нижнего конца сваи _____ м
 забоя лидерной скважины _____ м
 поверхности грунта у сваи _____ м
 верхней границы многолетне-

Тип приборов для измерения:
 осадок (выхода) сваи _____
 температуры грунта _____

Дата погружения _____
 Способ погружения _____
 Диаметр скважины _____
 Диаметр сваи _____
 Диаметр троса _____
 Диаметр троса _____
 Оборудование, применявшееся для бурения скважин и погружения свай _____

Дата погружения _____
 Способ погружения _____

Лидерная скважина:
 диаметр _____ см
 глубина _____ м
 способ проходки _____

Оборудование, применявшееся для

Объект _____ испытание № _____ Стр. _____

Дата	Время, ч, мин	Интервал времени между отсчетами Δt , мин	Общая нагрузка кН (тс)	Отсчеты по приборам, мм				$S_1 + S_2 + \dots + S_n$, мм	Перемещение $S = \frac{S_1 + S_2 + \dots + S_n}{n}$, мм	Приращение перемещений ΔS , мм	Сумма перемещений $\Sigma \Delta S$, мм	Суммарное время Σt , мин	Примечание
				первому S_1	второму S_2	...	S_n						

 n^* — число приборов.

мерзлых грунтов _____ м
 Тип приборов для измерения:
 осадок (выхода) сваи _____
 температуры грунта _____

бурения скважин и погружения свай

Состояние головы сваи после забивки _____

Глубина погружения сваи:
 общая _____ м
 ниже максимального сезонного промерзания—оттаивания _____ м
 ниже верхней границы многолетнемерзлых грунтов _____ м
 ниже забоя скважины _____ м
 Время погружения сваи _____ мин
 Продолжительность вмерзания сваи _____ сут

Величина γ_t устанавливается расчетом в зависимости от состояния и температуры грунтов основания до загрузки фундаментов и их изменения в процессе эксплуатации. В соответствии с нормативными документами (СНиП 2.02.04-88) [13] значение γ_t допускается принимать равным:

1,1 — если расчетная среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов соответствует твердомерзлomu состоянию грунта и не выше расчетной среднегодовой температуры на поверхности многолетнемерзлого грунта, устанавливающейся в основании сооружения в процессе его эксплуатации;

1,0 — если расчетная среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов соответствует пластичномерзлomu состоянию грунта и выше значения температуры на поверхности многолетнемерзлых пород, устанавливающейся в процессе эксплуатации сооружения.

При расчетах оснований трубопроводов, линий электропередач и других линейных сооружений γ_t принимается равным 0,8.

Величина K рассчитывается по формуле

$$K = F_{u,p} / F_{u,t}, \quad (6.47)$$

где $F_{u,p}$ — расчетная несущая способность проектируемой сваи при расчетных температурах грунта; $F_{u,t}$ — расчетная несущая способность опытной сваи при температуре, замеренной в процессе испытаний. Величины $F_{u,p}$ и $F_{u,t}$ рассчитываются по формуле:

$$F_{u(p,t)} = \gamma_t \gamma_c \left(RA + \sum_{i=1}^n R_{af,i} A_{af,i} \right), \quad (6.48)$$

где γ_t — температурный коэффициент; γ_c — коэффициент условий работы основания; R — расчетное давление на мерзлый грунт под нижним концом сваи (кПа); A — площадь опоры сваи на грунт, м^2 , (см^2); $R_{af,i}$ — расчетное сопротивление i -го слоя мерзлого грунта сдвигу по боковой поверхности смерзания (кПа); $A_{af,i}$ — площадь поверхности смерзания i -го слоя, м^2 (см^2); n — число выделенных слоев.

Значение коэффициента γ_c равно 1 для буроопускных свай при равной прочности грунтовых растворов и окружающего грунта, а также для опускных, буронабивных и бурозабивных свай при диаметре лидерных скважин менее 0,8 диаметра сваи. При большем диаметре скважин для бурозабивных свай $\gamma_c = 0,9$. Для буроопускных свай с применением грунтовых растворов, превышающих по прочности смерзания окружающие грунты, γ_c принимается равным 1,1.

Расчетное давление на мерзлый грунт под нижним концом сваи (R) и расчетные сопротивления мерзлого грунта или грунто-

Дата измерения	Температура грунта, °С, на глубине h (h'), м							
	в слое сезонного промерзания—оттаивания				в многолетнемерзлом грунте			
	h'_1	h'_2	...	h'_n	h_1	h_2	...	h_n (на глубине расположения нижнего конца сваи)

Номер ступени нагрузки	Величина ступени нагрузки, кН (тс)	Общая нагрузка ступени, кН (тс)	Показания манометра	Перемещение сваи, мм	Температура многолетнемерзлого грунта, °С	
					на отметке нижнего конца сваи	в среднем по длине сваи в грунте
$\frac{1}{m^*}$						

m^* — число ступеней нагрузки

Домкрат № ____ на ____ кН (тс)
Площадь поршней ____ см²

Манометр № ____ на ____ МПа (атм)
1 кН (тс) = ____ МПа (атм)
Цена деления манометра ____ МПа (атм)

В журнале пронумеровано ____ стр.; заполнено ____ стр.

Ответственный исполнитель за испытание _____

(должность, подпись, инициалы, фамилия)

Наблюдатели _____

(должность, подпись, инициалы, фамилия)

Расчетная несущая способность (F_u) определяется с учетом поправок на температурное влияние, различное в условиях работы опытной и проектируемой сваи, и с учетом коэффициента надежности по грунту:

$$F_u = \gamma_t K \frac{F_{u,n}}{\gamma_g}, \quad (6.46)$$

где γ_t — температурный коэффициент, учитывающий изменение температуры грунтов основания в период строительства и эксплуатации сооружения; K — коэффициент, учитывающий различие в условиях работы опытной и проектируемой свай; γ_g — коэффициент надежности по грунту, принимаемый равным 1,1.

вого раствора сдвигу по поверхности фундамента (R_{af}) устанавливаются по данным испытаний грунтов с учетом коэффициента надежности по грунту.

При привязке типовых проектов расчетные значения R и R_{af} допускается принимать по физическим характеристикам, составу грунта, его температуре в соответствии с таблицами, приведенными в приложении 2 Строительных норм и правил (СНиП 2.02.04-88).

Определение сопротивления мерзлого грунта срезу

Целью испытаний является определение прочностных характеристик мерзлого грунта в соответствии с теорией предельного равновесия Кулона—Мора: сцепления и коэффициента внутреннего трения, а также модуля общей деформации.

Установка для проведения испытаний (рис. 6.28). Испытание выполняется в шурфе, при выработке которого на дне оставляют не менее трех целиков ненарушенной структуры высотой и шириной не менее 30 см. Расстояние между ними не менее 20 см, форма целиков — кубическая либо в виде параллелограмма. После зачистки сторон измеряются высота и ширина по краям и в середине каждого целика, рассчитываются средние значения размеров и объем.

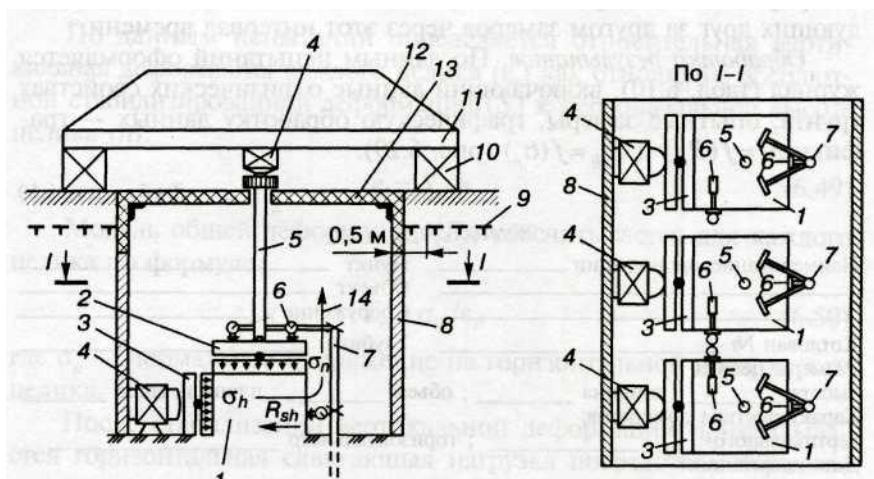


Рис. 6.28. Схема установки для определения сопротивления мерзлого грунта срезу:

- 1 — целик; 2, 3 — вертикальный и горизонтальный штампы; 4 — домкраты; 5 — штанга; 6 — индикаторы; 7 — реперная установка; 8 — крепление шурфа; 9 — граница оттаивания; 10 — опора для платформы; 11 — платформа; 12 — груз; 13 — теплоизоляция; 14 — термогирлянда

Затем на целики устанавливаются горизонтальный и вертикальный штампы, монтируются домкраты. Домкрат для передачи горизонтальной нагрузки упирается в крепление шурфа. Домкрат для передачи вертикальной нагрузки монтируется на штампе и упирается в платформу, смонтированную на опорах и пригруженную грузом. Деформации грунта измеряются индикаторами часового типа либо прогибомерами, смонтированными на реперной установке. Крепление шурфа должно быть водонепроницаемым и заглубляться на 0,5 м ниже границы оттаивания грунта. Для обеспечения постоянства температуры образца, которая в процессе испытания измеряется термогирляндой, шурф закрывается теплоизоляционной крышкой.

Проведение испытаний. После монтажа загрузочных плит, установки домкратов и измерительных приборов вся система выдерживается не менее 24 ч для стабилизации температуры грунта. Затем на каждый целик задается нормальное давление: на первый целик — равное природному давлению, на второй — больше природного в 1,5 раза, на третий — больше в 2 раза, чем на второй, либо равное расчетному давлению. После приложения нормального давления целики выдерживаются до условной стабилизации деформаций. Деформация измеряется через 5, 10, 20, 30, 60 мин от начала испытаний, затем через 3, 6 и 12 ч и в дальнейшем — с интервалом 12 ч. Стабилизация деформации считается достигнутой, если ее приращение не превышает 0,01 мм за 12 ч в течение двух следующих друг за другом замеров через этот интервал времени.

Обработка результатов. По данным испытаний оформляется журнал (табл. 6.10), включающий данные о физических свойствах грунта, опытные замеры, графическую обработку данных — графики $\Delta l = f(R_{sh})$ и $R_{sh} = f(\sigma_n)$ (рис. 6.29).

Журнал № _____

Наименование организации _____ Пункт _____
 _____ Объект _____
 _____ Сооружение _____

Котлован № _____ Глубина _____

Размеры целика:
 высота _____ ; ширина _____ ; объем _____ ; площадь среза _____

Характеристика домкратов:
 вертикального _____ ; горизонтального _____

Дата испытания:
 начало _____ ; окончание _____

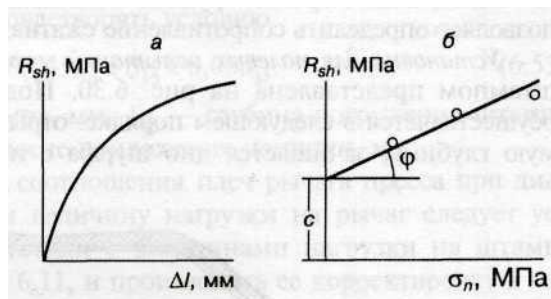
Физические свойства грунта

Показатели	ρ	ρ_d	W_{tot}	W_w	i	$T, ^\circ\text{C}$	ρ_s	Примечание
До испытания на контрольном целике								
После испытания								

Результаты испытаний

№ испытания	Дата	Время	Нормальное давление при срезе, МПа	Вертикальная деформация, мм	Касательная нагрузка, МПа	Показания индикатора деформации среза	Деформаций среза, мм	Сопротивление грунта срез, МПа	Примечание

Рис. 6.29. Графики обработки опытных данных при испытании мерзлого грунта на срез: *a* — зависимость деформации среза Δl от сдвигающего напряжения R_{sh} ; *б* — зависимость предельного сопротивления срезу R_{sh} от нормального давления σ_n



По данным испытаний определяется относительная вертикальная деформация каждого целика (ϵ_t) как отношение абсолютной стабилизированной деформации (S_t) к первоначальной высоте целика (h):

$$\epsilon_t = S_t / h. \quad (6.49)$$

Модуль общей деформации (E_0) рассчитывается для каждого целика по формуле

$$E_0 = \sigma_n / \epsilon_p, \quad (6.50)$$

где σ_n — нормальное напряжение на горизонтальной поверхности целика.

После стабилизации вертикальной деформации прикладывается горизонтальная сдвигающая нагрузка посредством горизонтально установленных домкратов. Ее увеличение производится постепенно до полного сдвига целика. По максимальному значению горизонтальной нагрузки рассчитывается предельное сопротивление сдвигу грунта при каждом заданном σ_n :

$$R_{sh} = N_h / F, \quad (6.51)$$

где N_h — сдвигающее горизонтальное усилие ($N_h = \sigma_n F_h$, где F_h — площадь приложения горизонтального усиления); F — площадь сдвига.

Строится график зависимости R_{sh} от величины нормального напряжения σ_n на целики, по которому затем определяются прочностные характеристики — сцепление c и коэффициент внутреннего трения $\text{tg } \varphi$ грунта из уравнения Кулона—Мора:

$$R_{sh} = c + \sigma_n \text{tg } \varphi. \quad (6.52)$$

Определение эквивалентного сцепления вдавливанием шарового штампа

Испытание мерзлых грунтов вдавливанием шарового штампа позволяет определить сопротивление сжатию и модуль деформации.

Установка для полевых испытаний мерзлых грунтов шаровым штампом представлена на рис. 6.30. Подготовка к испытанию осуществляется в следующем порядке: отрывается шурф на требуемую глубину; зачищается дно шурфа с приданием поверхности

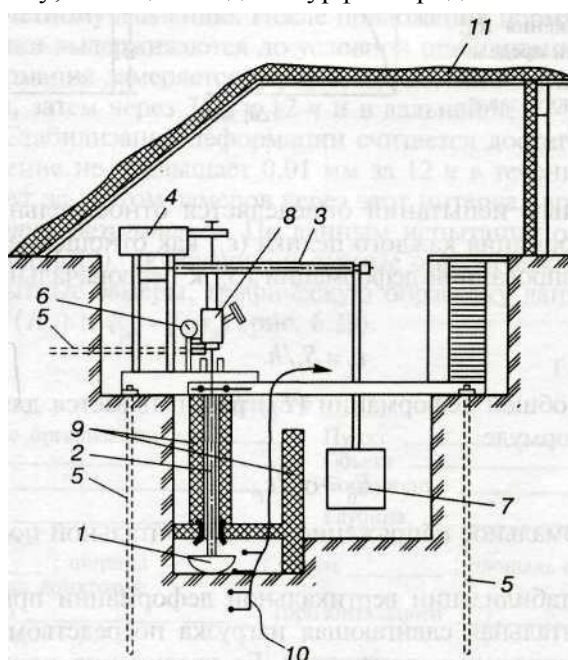


Рис 6.30. Схема установки для испытания мерзлых грунтов шаровым штампом в полевых условиях:

1 — шаровой штамп; 2 — направляющая втулка; 3 — рычаг; 4 — станина для крепления рычага; 5 — анкеры для крепления станины; 6 — индикатор; 7 — груз; 8 — динамометр; 9 — теплоизоляция; 10 — термогирлянда; 11 — теплоизоляционный навес

горизонтального уровня; монтируются штамп, штанга, рычажное устройство, гирлянда и измерительная аппаратура; станина должна быть установлена горизонтально и закреплена анкерами; устанавливаются теплоизоляционные щиты, монтируется навес. В собранном виде установка выдерживается не менее двух суток для стабилизации температуры грунта.

Проведение испытаний. Перед началом испытаний аппаратура для замера деформаций и напряжений приводится в нулевое положение, определяется температура грунта под штампом и на поверхности с помощью термометрической гирлянды. На рычаг прикладывается статическая нагрузка и фиксируется время ее приложения. Величина нагрузки зависит от вида грунта, его температуры и должна удовлетворять условию

$$0,005d_b < S_{15} < 0,05d_b, \quad (6.53)$$

где d_b — диаметр штампа, мм; S_{15} — глубина погружения штампа в грунт через 15 мин после приложения нагрузки, мм.

В зависимости от соотношения плеч рычага прессы при диаметре штампа 220 мм величину нагрузки на рычаг следует устанавливать в соответствии с величинами нагрузки на штамп, приведенными в табл. 6.11, и производить ее корректировку в соответствии с условием (6.53).

Таблица 6.11

Величина нагрузки на штамп в зависимости от вида грунта и его состояния

Вид грунта	Состояние мерзлого грунта	Величина нагрузки на штамп, кН (тс)
Пески мелкие и супеси	пластичномерзлое	200 (20)
	твердомерзлое	250 (25)
Глины и суглинки	пластичномерзлое	100 (10)
	твердомерзлое	150 (15)

В процессе испытаний осуществляются замеры осадок штампа через 5, 10, 20, 30, 60 мин, затем через 3, 6, 12 ч и в дальнейшем — с интервалом 12 ч до условной стабилизации деформаций грунта. Стабилизация считается достигнутой, если приращение деформаций не превышает 0,01 мм за время, равное 12 ч. Это условие должно соблюдаться в течение двух следующих друг за другом определений деформации.

Обработка результатов. Оформляется журнал по форме, аналогичной таковой при испытании на срез. Оформление таблицы результатов испытаний проводится по образцу табл. 6.12.

Таблица 6.12

№ испытания	Дата, время отсчета, ч, мин	Время от начала опыта, ч, мин	Показания индикатора	Глубина погружения штампа S_t , мм	Температура грунта, °С	Эквивалентное сцепление c_{eq} , МПа	Модуль общей деформации E_{o_t} , МПа	Примечание

По данным испытаний рассчитываются эквивалентное сцепление c_{eq_t} :

$$c_{eq_t} = \frac{0,18P}{\pi d_b c}, \quad (6.54)$$

а также модуль общей деформации для песчаных грунтов $E_{o_t} = \frac{3(1-\mu^2)P}{4r_b^{1/2}S_t^{3/2}}$; м: (6.55)

для глинистых грунтов

$$E_{o_t} = \frac{3(1-\mu^2)P}{4S_t^{3/2}(d_b - S_t)^{1/2}}, \quad (6.56)$$

где P — нагрузка на штамп, H (кгс); S_t — осадка штампа, см, за период времени t ; d_b , r_b — соответственно диаметр и радиус штампа, см; μ — коэффициент Пуассона.

По данным восьмичасовых испытаний определяются параметры $(3$ и B уравнения длительной прочности (6.31) и рассчитывается эквивалентное сцепление на период времени 50 лет. По полученному значению $c_{eq_{50}}$ определяется глубина погружения штампа за 50 лет из выражения

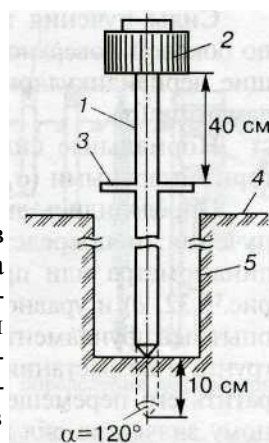
$$S_{50} = 0,18P/\pi d_b c_{eq_{50}}, \quad (6.57)$$

а затем вычисляется длительный модуль деформации на период 50 лет по формуле (6.55) либо (6.56), в которую подставляется величина $S_t = S_{50}$.

Определение сопротивления резанию

Сопротивление мерзлых грунтов резанию определяется с помощью прибора, представляющего собой цилиндрический стержень с заостренным наконечником. Угол заострения составляет

Рис 6.31. Схема динамического ударника для определения сопротивления мерзлого грунта резанию: 1 — стержень с заостренным наконечником; 2 — груз; 3 — опорная площадка для груза; 4 — поверхность



грунта; 5 — стенка шурфа

120° (рис. 6.31). Испытание заключается в свободном сбрасывании стандартного груза (динамического плотномера) с верхнего положения до ограничителя. Высота падения составляет 40 см. Сбрасывание груза осуществляется до тех пор, пока стержень с заостренным наконечником не погрузится в мерзлый грунт на 10 см. Производится подсчет количества ударов, затраченных для погружения заостренного стержня в мерзлый грунт на глубину 10 см. Испытания выполняются с 5-кратной повторностью.

По данным испытаний заполняется журнал, в котором указываются объект, дата испытаний и физические свойства грунта, а также таблица опытных данных (табл. 6.13).

Таблица 6.13

№ испытаний	Дата	Число ударов динамического плотномера при повторных испытаниях						Температура грунта	Вид грунта	Примечание
		N_1	N_2	N_3	N_4	N_5	$N_{ср}$			

Сопротивление резанию R при использовании для него различных механизмов определяется по эмпирической формуле А.Н. Зеленина:

$$R = Nh\Delta\sqrt{b}, \quad (6.58)$$

где N — число ударов динамического плотномера с цилиндрическим наконечником (площадь 1 см²; угол заострения 120°), необходимых для его погружения в мерзлый грунт на глубину 10 см; Δ — коэффициент затупления, равный для острого рабочего органа 0,85, для слегка затупленного — 1, для сильно затупленного — 2; b , h — соответственно ширина режущего рабочего органа и глубина резания данного механизма, см.

Определение деформаций и сил пучения

В полевых условиях деформации промерзающих грунтов обычно определяются с помощью марок, а силы пучения и перемещения фундаментов замеряются на их моделях, устанавливаемых в слое сезонного оттаивания—промерзания.

Силы пучения подразделяют на касательные, действующие по боковой поверхности фундамента (τ), и нормальные, действующие перпендикулярно к подошве и боковым поверхностям фундаментов (σ).

Нормальные силы пучения могут быть вертикальными (σ_v), горизонтальными (σ_h) и наклонными (σ_s).

Определились два принципиальных подхода к фиксации сил пучения: непосредственным замером сил пучения с помощью динамометра или протарированной балки (схема В.Ф. Жукова, рис. 6.32, а) и уравнивающей нагрузкой, которой догружается опытный фундамент по мере увеличения глубины промерзания грунта и возрастания сил пучения таким образом, чтобы предотвратить его перемещение. Величина этой нагрузки равна суммарному значению сил пучения на каждом этапе наблюдений (схема Н.И. Быкова, рис. 6.32, б).

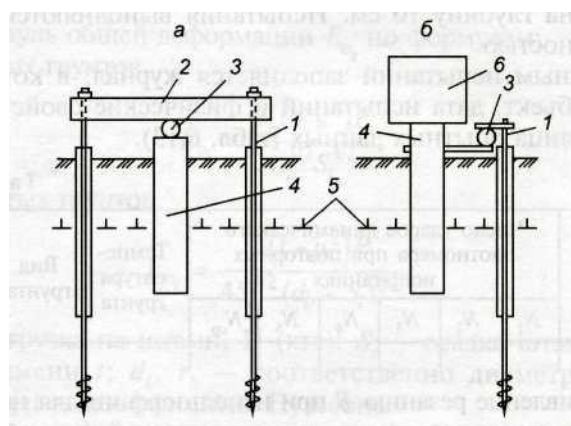


Рис. 6.32. Схемы установок для определения сил морозного пучения грунтов:

а — по В.Ф. Жукову, б — по Н.И. Быкову; 1 — анкеры; 2 — балка; 3 — индикатор; 4 — опытный фундамент; 5 — граница промерзания на момент времени в процессе испытания; 6 — груз

Оборудование площадки для комплексного определения деформаций и сил пучения приведено на рис. 6.33. Размер площадки должен быть не менее $20 \times 20 \text{ м}^2$. Площадка удаляется от строений и насаждений не менее чем на 10 м. Она оборудуется тремя однотипными установками и реперами. Деформации пучения удобно замерять нивелированием марок, которые представляют собой металлический диск диаметром 100 мм и толщиной 8—10 мм, приваренный к стержню, длина которого на 100 мм превышает глубину заложения марки. Стержень пропускается

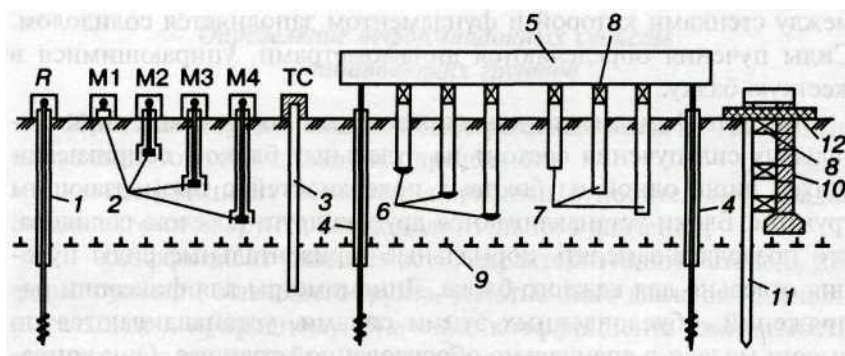


Рис. 6.33. Схема оборудования опытной площадки для определения деформаций и сил пучения:

1 — репер; 2 — марки; 3 — термометрическая скважина; 4 — анкер; 5 — балка; 6 — опытные фундаменты с изолированным торцом для определения касательных сил пучения; 7 — опытные фундаменты с изолированной боковой поверхностью для определения нормальных сил пучения; 8 — динамометры; 9 — граница промерзания; 10 — опытный фундамент для определения горизонтальных сил пучения; 11 — опора для динамометров; 12 — крышка шурфа

через обсадную трубу, заполненную солидолом. В нижней части обсадной трубы предусматривается зазор, обеспечивающий свободное перемещение марки в условиях проявления максимального выпучивания. Конец стержня должен выступать над поверхностью грунта примерно на 100 мм и иметь наконечник, оборудованный для возможности установки нивелировочной рейки (например, жестко закрепленный металлический шарик). Каждый наконечник защищается от атмосферных воздействий и механических повреждений металлическим коробом с крышкой. Комплект марок обеспечивает послойное определение деформаций пучения в пределах всего слоя сезонного промерзания с интервалом не более 300 мм. В пределах опытной площадки устанавливается несколько термометрических скважин.

Фрагменты фундаментов для определения касательных и нормальных сил пучения выполняют в виде одиночных опор, чаще всего бетонных и железобетонных свай квадратного сечения. При определении касательных сил пучения шероховатость боковой поверхности моделей соответствует шероховатости фундаментов проектируемых сооружений. Торцы моделей изолируются от соприкосновения с грунтом, для чего под торец закладывают резиновые шары, из которых после установки модели удаляется воздух.

В моделях, предназначенных для определения нормальных сил пучения, боковая поверхность изолируется от соприкосновения с промерзающим грунтом. Наиболее удобным способом такой изоляции является установка обсадной трубы, пространство

между стенками которой и фундаментом заполняется солидолом. Силы пучения определяются динамометрами, упирающимися в жесткую балку.

Модель фундамента для определения нормальных горизонтальных сил пучения состоит из отдельных блоков, соприкасающихся лишь одной из боковых поверхностей с промерзающим грунтом. Блоки устанавливаются друг на друга по слою солидола, что позволяет замерять нормальные горизонтальные силы пучения отдельно для каждого блока. Динамометры для фиксации напряжений, обусловленных этими силами, устанавливаются по высоте модели в специально оборудованной траншее. Они упираются в анкерную сваю.

При проектировании конструктивных элементов установки необходимо рассчитывать их на действие ожидаемых сил пучения с учетом возможного превышения в 1,5—2 раза. Упорные элементы опытной установки проектируются с таким расчетом, чтобы деформация, а следовательно, и максимальное перемещение опытного фундамента были минимальными и не превышали 5—6 мм.

Установка монтируется за 2—3 месяца до начала сезонного промерзания грунтов.

Проведение испытаний. При испытаниях фиксируют: глубину промерзания, температуру грунта, температуру воздуха, уровень грунтовых вод, определяют основные физические свойства грунта (плотность, влажность, гранулометрический состав). Регулярно контролируют устойчивость анкерных опор и опытного фундамента.

Наблюдения за силами пучения начинаются с наступлением морозного периода и продолжаются с частотой 4—5 раз в декаду. Наблюдения за перемещением марок проводят 2—3 раза в месяц. В такие же сроки фиксируют глубину промерзания грунта. Для этого помимо замеров температуры в скважинах используются мерзлотомеры (например, Данилина, Ротомского). Глубина промерзания может определяться также бурением. Температура грунта замеряется в термометрических скважинах вытяжными ртутными термометрами, термопарами или электротермометрами сопротивления.

Температуру грунта необходимо замерять на глубинах 20, 50, 100, 150 см и далее через 1 м, а также на уровне подошвы каждой модели фундамента.

Влажность и плотность грунтов определяются в образцах, отобранных через 0,5 м до и после промерзания грунта. На таких площадках целесообразно выполнять многолетние наблюдения.

Определение деформационных свойств оттаивающих грунтов

Испытание горячим штампом с обогреваемым кольцом. По данным испытания горячим штампом определяют:

- коэффициент оттаивания, равный относительной осадке оттаявшего слоя грунта без дополнительного давления;
- коэффициент сжимаемости, характеризующий степень деформируемости оттаявшего грунта, уплотненного давлением, дополнительным к природному. Значение коэффициента сжимаемости определяется отношением приращения относительной осадки грунта к приращению давления.

Конструктивное выполнение установки для испытаний может осуществляться в различных вариантах. Основные составляющие установки (рис. 6.34):

- круглый жесткий плоский штамп со сплошной подошвой площадью 5000 см² с внутренним обогревом нагревателями или горячей водой до температуры не более 90°C;
- обогреваемое кольцо для расширения зоны оттаивания; ширина кольца принимается равной 0,3 диаметра штампа;
- устройство для нагрузки штампа, содержащее анкера и жесткую балку для упора домкратов, с помощью которых создается нагрузка на штамп и обогреваемое кольцо;

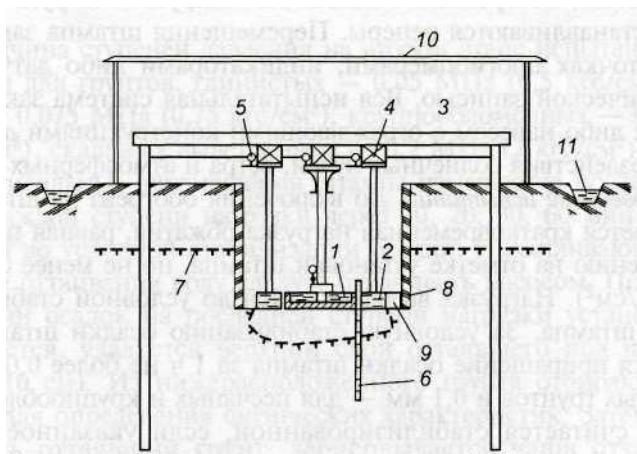


Рис. 6.34. Схема установки для испытания мерзлых грунтов горячим штампом: 1 — горячий штамп; 2 — обогреваемое кольцо; 3 — балка; 4 — домкраты; 5 — прогибомеры либо индикаторы; 6 — термометрическая скважина; 7 — граница сезонного оттаивания; 8 — крепление шурфа; 9 — насос для откачки воды; 10 — навес; 11 — водоотводная траншея

— измерительная система для регистрации осадок штампа с точностью до 0,1 мм;

— гирлянда датчиков (или термометров) для замера температуры грунта с точностью до 0,1°C и определения границы чаши оттаивания.

Испытания могут выполняться на поверхности грунта или в открытых либо подземных выработках. Горизонты для испытаний определяются на основе анализа литологического разреза, составленного на основании предварительно пробуренной скважины в зоне испытаний. При неоднородном сложении исследуют все разновидности грунтов в пределах оттаивания, при однородном — испытание проводят не менее чем на трех глубинах. В пределах талых зон выполняется крепление горной выработки. В процессе проходки выработки выполняется документация по литологическому и криогенному строению грунтов, определяются характеристики основных физических свойств. Перед установкой штампа поверхность испытываемого грунта тщательно выравнивается и зачищается. Образовавшиеся при зачистке углубления засыпаются маловлажным песком, который уплотняется. Затем поверхность грунта в пределах установки штампа и обогреваемого кольца покрывается песчаным слоем толщиной 2 см (планируется по уровню деревянной рейкой).

На подготовленную таким образом поверхность устанавливаются штамп, обогреваемое кольцо; монтируется загрузочная система; устанавливаются реперы. Перемещения штампа замеряются в трех точках прогибомерами, индикаторами либо датчиками с автоматической записью. Вся испытательная система закрывается навесом либо навесом с ограждающими конструкциями для защиты от воздействия солнечных лучей, ветра и атмосферных осадков.

Проведение испытаний. До включения обогрева на штамп прикладывается кратковременная нагрузка обжатия, равная природному давлению на отметке установки штампа, но не менее 0,05 МПа (0,5 кгс/см²). Нагрузка выдерживается до условной стабилизации осадки штампа. За условную стабилизацию осадки штампа принимается приращение осадки штампа за 1 ч не более 0,05 мм для глинистых грунтов и 0,1 мм — для песчаных и крупнообломочных. Осадка считается стабилизированной, если указанное условие стабилизации выполняется для трех последовательных отсчетов. Затем затягиваются болты на загрузочном устройстве и без сброса нагрузки обжатия датчиками деформаций устанавливаются на нулевые деления.

Испытания проводятся в два этапа. Первый этап включает создание под штампом зоны оттаянного грунта на глубину 0,5 диаметра штампа под нагрузкой, равной природному давлению на глубине установки штампа. Такая нагрузка (p_1) задается с учетом веса штампа и деталей загрузочного устройства. Она выдерживается до условной стабилизации осадки.

Второй этап — уплотнение оттаявшего грунта ступенчато возрастающей нагрузкой, которой соответствуют ступени давления $p_2, p_3, \dots, p_n$. Общее число ступеней давления с учетом ступени p_1 , приложенной на первом этапе испытаний, должно быть не менее пяти.

На первом этапе испытаний после стабилизации осадки под давлением p_1 включается обогрев штампа и кольца. Система обогрева остается включенной до тех пор, пока глубина оттаивания под штампом не достигнет 30 см. После этого обогрев отключается и дальнейшее оттаивание до глубины, равной 0,5 диаметра штампа, происходит за счет накопившегося тепла. Затем в течение первого и второго периодов следует поддерживать талое состояние грунта до этой глубины периодическим включением нагрева на основании температурного контроля глубины оттаивания под штампом.

Отсчеты по температурным датчикам после включения обогрева повторяются на первом этапе испытания сначала каждый час, а после приближения границы оттаивания к 30 см — каждые 15 мин.

Величина ступеней давления на втором этапе испытаний принимается для грунтов: глинистых — 0,05 МПа (0,5 кгс/см²), песчаных — 0,075 МПа (0,75 кгс/см²), крупнообломочных — 0,1 МПа (1 кгс/см²), скальных выветренных — 0,2 МПа (2 кгс/см²).

Вертикальные перемещения штампа измеряются после приложения каждой ступени нагрузки через 10, 20, 30, 60 мин и далее через 1 ч до условной стабилизации осадки. Накапливающуюся в процессе оттаивания воду следует откачивать насосом. После стабилизации осадок на последней ступени нагрузки установка демонтируется, удаляется верхний слой оттаявшего под штампом грунта (10 см). Из нижерасположенного грунта отбираются монолиты для определения физических характеристик. Затем удаляется весь оттаявший грунт, зарисовывается чаша оттаивания с указанием ее глубины от поверхности. Вычисляется средняя глубина оттаивания h_t как среднее арифметическое из значений, определенных по показаниям температурных датчиков при соответствующей ступени нагружения.

Обработка результатов. Результаты испытания заносятся в журнал (табл. 6.14). Рассчитывается стабилизированная относительная осадка ε_i на каждой ступени нагрузки p_i , равная отношению абсолютной осадки S_i к мощности оттаянного слоя h_i .

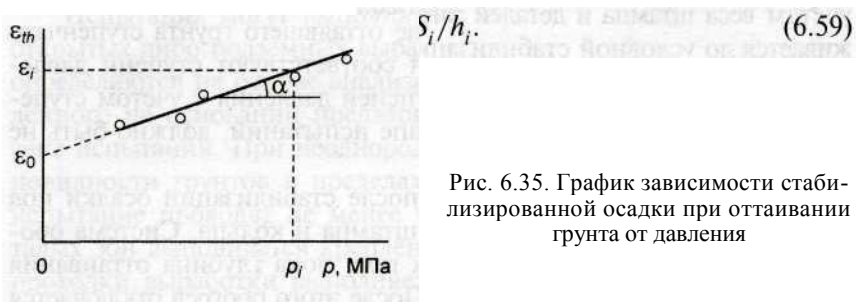


Рис. 6.35. График зависимости стабилизированной осадки при оттаивании грунта от давления

Таблица 6.14

Испытание № _____	
Наименование организации _____	Пункт _____
Площадь штампа _____ см ²	Объект _____
Площадь обогревающего устройства _____ см ²	Сооружение _____
Тип обогреваемого штампа и кольца _____	Дата испытания: начало _____ окончание _____
Абсолютная отметка:	
Подошва штампа _____ м	
Устье выработки _____ м	
Глубина залегания испытываемого слоя грунта _____ м	
Наименование испытываемого грунта и его краткая характеристика _____	
Краткая характеристики установки для испытаний _____	
Ответственный исполнитель _____	
Наблюдатели _____	
Адрес организации _____	
ТЕХНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПРИБОРОВ	
Домкрат № _____	
Его грузоподъемность _____	
Площадь плунжера _____ см ²	
Манометр № _____ и его краткая характеристика _____	
Датчики деформаций и их краткая характеристика _____	
Температурные датчики и их краткая характеристика _____	
Схематический план расположения и геологическое описание горной выработки _____	

Объект _____

Выработка № _____

Испытание № _____

Продолжение табл. 6.14 (лист 2)

Данные наблюдений за осадкой штампа в процессе оттаивания и уплотнения грунта

1	Дата	
2	Глубина проведения испытаний, м	
3	Наименование грунта	
4	Этап испытаний (оттаивание и промерзание)	
5	Время проведения испытаний t , ч	
6	Интервал времени Δt (продолжительность испытаний), мин	
7	Показания манометра	
8	Нагрузка на штамп, кН (тс)	
9	Давление p по подошве штампа, МПа (кг/см ²)	
10	S'_1	Показание датчиков деформаций
11	S'_2	
12	S'_3	
13	S''_1	Поправка в показаниях датчиков деформаций
14	S''_2	
15	S''_3	
16	S_1	Исправленные показания датчиков деформаций
17	S_2	
18	S_3	
19	$S = \frac{S_1 + S_2 + S_3}{3}$	
20	$\left. \begin{matrix} h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ h_4 \end{matrix} \right\} \begin{matrix} \text{под} \\ \text{краями} \end{matrix}$	Глубина протаивания под штампом (по чаше оттаивания)
21	Принятая в расчет h_{th}	
22	Относительная осадка штампа $\epsilon_{th} = S/h_{th}$	
23	Примечание	

Замеры температуры грунта под штампом

Дата замера, ч, мин	Глубина заложения темпе- ратурных датчиков, см	0		10		20		30		40		50		60		70		80		Примечание		
	Показания, °С	Место заложения температурных датчиков под краями штампа: Л — левый температурный датчик П — правый температурный датчик																				
		Л	П	Л	П	Л	П	Л	П	Л	П	Л	П	Л	П	Л	П	Л	П			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21		

Контрольные замеры глубины оттаивания грунта под штампом металлическим щупом

Дата замера, ч, мин	Величина ступени давления, МПа (кгс/см ²)	Место контрольного замера		
		у внешнего края	у внешнего края обогревающего устройства	на расстоянии 20 см от обогревающего устройства
1	2	3	4	5

Строится график зависимости относительной осадки при оттаивании от нагрузки $\varepsilon_{th}=f(p)$, по методу наименьших квадратов проводится осредняющая прямая. Определяется приращение $\Delta\varepsilon_{th} = \varepsilon_i - \varepsilon_0$ (рис. 6.35).

Коэффициент оттаивания A_{th} принимается равным относительной осадке, определяемой экстраполяцией осредняющей прямой к оси ординат. Коэффициент сжимаемости δ , МПа⁻¹, вычисляется по формуле

$$\delta = \frac{\Delta\varepsilon_{th}}{p} = \frac{\varepsilon_i - \varepsilon_0}{p} k, \quad (6.60)$$

где k — безразмерный коэффициент напряженно-деформированного состояния грунта, который принимают равным: для песков и супесей — 1,3; для суглинков — 1,2; для глин — 1.

Общий модуль деформации оттаянного грунта и коэффициент сжимаемости связаны соотношением

$$E_o = \beta/\delta, \quad (6.61)$$

где коэффициент, зависящий от коэффициента поперечного расширения (коэффициента Пуассона μ), $\beta = 1 - \frac{2\mu^2}{1-\mu}$. Средние значения β равны: для песков и супесей — 0,74; суглинков — 0,62; глин — 0,4.

При испытании крупнообломочных и выветрелых скальных пород глубину оттаивания задают больше половины диаметра штампа (обычно глубина оттаивания задается равной мощности сжимаемой толщи). В этом случае по данным опытов рассчитываются коэффициент оттаивания A_{th} и модуль деформации оттаянного слоя грунта. Величина A_{th} определяется так же, как и для мелкодисперсных грунтов, а модуль общей деформации E_o рассчитывается по формуле

$$E_o = \frac{\omega p d (1 - \mu^2)}{S}, \quad (6.62)$$

где ω — коэффициент формы и жесткости штампа, зависящий от отношения глубины оттаянного слоя (h) к диаметру штампа (d) (табл. 6.15); p — давление под подошвой штампа, МПа; d — диаметр штампа, см; μ — коэффициент бокового расширения грунта: для крупнообломочных и песчаных грунтов равен 0,3; для глинистых — 0,35—0,4.

Таблица 6.15

Значение ω для круглого штампа

h/d	0,25	0,5	1	2	3
ω	0,22	0,38	0,58	0,7	0,78

Определение осадок оттаивающего массива грунта. Осадки при оттаивании массива определяются на опытных площадках. Размеры площадок и глубина оттаивания назначаются в зависимости от мерзлотно-грунтовых условий и технического задания.

Оборудование опытной площадки (рис. 6.36). Сначала производятся удаление растительного покрова, планировка поверхности грунта. Затем выполняется бурение скважин для установки нагревателей, осадочных марок, термометрических гирлянд. При наличии обводненных грунтов устраивается обсадка скважин до горизонта

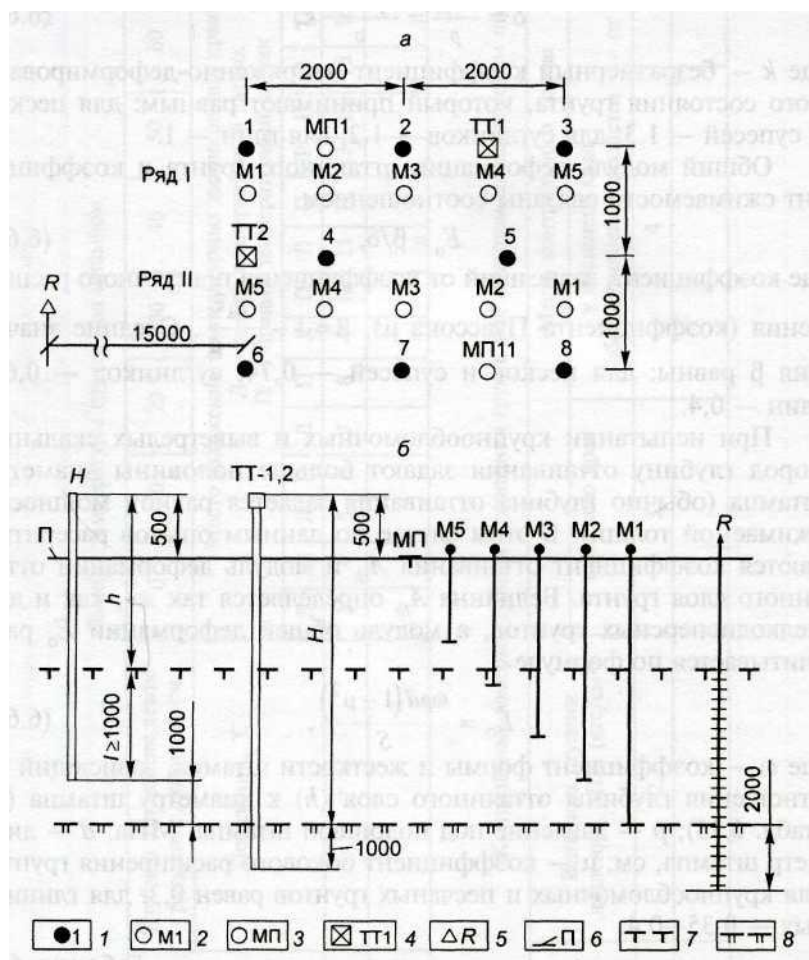


Рис. 6.36. Схема оборудования опытной площадки для определения осадок при оттаивании массива грунта:

а — план, *б* — разрез; 1 — омические нагреватели; 2 — глубинные марки; 3 — поверхностные марки; 4 — термометрические скважины; 5 — репер; 6 — поверхность грунта; 7 — граница сезонного оттаивания; 8 — граница опытного оттаивания

неустойчивых грунтов. После монтажа оборудования обсадные трубы извлекаются. Наименьший диаметр скважин принимается в зависимости от погружаемого элемента (табл. 6.16).

Таблица 6.16

Минимальные диаметры скважин

Погружаемый элемент	Диаметр скважины, мм	
	без обсадки скважины	с обсадкой скважины
Электронагреватель	120	127
Труба термометрическая	100	100
Марка нивелировочная	300	300

Электрооттаивание грунтов с помощью нагревателей производится либо омическим способом, при котором нагреватели весь срок оттаивания работают в омическом режиме, либо комбинированным способом, при котором на первом этапе оттаивания нагреватели работают в омическом режиме, а на втором этапе — в электродном.

Продолжительность оттаивания, время переключения нагревателей в электродный режим устанавливаются на основе анализа температуры грунтов в термометрических скважинах до начала оттаивания и после подключения нагревателей. Переключение в электродный режим осуществляется после того, как температура в массиве поднимается до минус ГС и выше. Контроль за оттаиванием (помимо температурных замеров в скважинах) необходимо осуществлять бурением ручным буром. В период бурения подача электроэнергии на нагреватели должна быть прекращена.

Основным моментом в данном испытании являются замеры осадок оттаивающего массива грунта, выполняемые нивелированием осадочных марок и репера. Комплект марок должен обеспечивать замер осадок в характерных точках по глубине и площади оттаивающего массива, в том числе и на его поверхности. Реперное устройство необходимо заглублять не менее чем на 2 м в многолетнемерзлую толщу и располагать на расстоянии не более 15 м от контура возможной чаши оттаивания.

Проведение испытаний. Первое нивелирование марок и репера выполняется после окончания монтажа оборудования опытной площадки и его выстойки не менее трех суток для стабилизации деформаций. Одновременно замеряется температура грунтового массива по всей глубине. Затем подключаются электронагреватели. Выполняется постоянное наблюдение за формированием зоны оттаивания. Через двое суток осуществляется нивелирование всех марок и репера. После того как чаша оттаивания достигнет глу-

бины $h + l$ (h — мощность талого слоя до включения нагревателей; l — слой, оттаявший в результате электронагрева), на 1 м меньше расчетной (H), подачу электроэнергии прекращают. С этого момента необходимо выполнять ежедневные наблюдения за осадками и температурным режимом до стабилизации границы оттаивания и условной стабилизации осадки. За условную стабилизацию осадки принимается такое состояние деформирования массива, при котором среднее значение осадки, приходящейся на 1 м оттаянной толщи, не превышает 0,5 мм за 24 ч по данным наблюдений за трое суток.

Глубина оттаивания проверяется контрольным бурением с отметкой даты бурения и привязкой скважин к плану опытного участка.

Обработка результатов. По данным наблюдений рассчитывается относительная осадка (ϵ_i) послойно по глубине оттаянного массива:

$$\epsilon_i = \frac{S_{мп} - S_{mi}}{h_{th} - h_{mi}}, \quad (6.63)$$

где $S_{мп}$, S_{mi} — стабилизированная осадка поверхностной и заглубленной марки соответственно, см; h_{th} — предельная глубина оттаивания массива грунта, см; h_{mi} — глубина заложения марки, см. Полученные значения относительной осадки позволяют назначить нормативные значения коэффициентов оттаивания. Среднее значение коэффициента оттаивания A_{th} всего массива будет равно $S_{мп}/h_{th}$. Коэффициент оттаивания слоя грунта от поверхности до глубины заложения каждой марки будет равен относительной осадке, вычисленной по формуле (6.63). Для слоя грунта, расположенного в пределах глубин заложения двух марок, i и $i + 1$, A_{th} вычисляют по формуле

$$A_{th} = \frac{S_{mi} - S_{m(i+1)}}{h_{i+1} - h_i}, \quad (6.64)$$

где S_{mi} и $S_{m(i+1)}$ — осадки соответствующих марок; h_{ii} и h_{i+1} — глубины их заложения.

До и после испытаний определяются основные физические свойства грунтов (плотность, плотность частиц грунта, влажность, льдистость). Керны отбираются: до опыта — в процессе бурения термометрических скважин, после опыта — в процессе бурения контрольных скважин. Отбор кернов производится на уровне заложения осадочных марок.

Данные наблюдений записываются в журнал (табл. 6.17), который включает общую характеристику площадки и данные наблюдений за осадками марок, температурой грунта.

Таблица 6.17

	Репер			Марки				
	1	2	...	M ₁	M ₂	M ₃	...	

								До начала включения нагревателей
								В период оттаивания
								После окончания оттаивания до стабилизации осадки

Дата	Температура грунта в скважине по глубине, м														Этапы наблюдений
	ТТ-1							ТТ-2							
	0	1	2	3	4	5	...	0	1	2	3	4	...		
															До начала включения нагревателей
															В период оттаивания
															После окончания оттаивания до стабилизации осадки

6.4. Температурные деформации мерзлых пород

При охлаждении или нагреве в мерзлых породах в области температур ниже 0°C развиваются деформации сокращения и расширения — температурные деформации. Их развитие приводит к возникновению температурных напряжений, способных при определенных условиях вызывать морозобойное растрескивание в мерзлых толщах. В связи с отмеченным значение температурных деформаций мерзлых пород прежде всего связано с исследованием морозобойного растрескивания мерзлых массивов и ряда криогенных процессов и явлений, в значительной степени ими обусловленных: образование полигональных форм рельефа, криогенных текстур, клиновидных льдов, земляных жил и др. Кроме того, сведения о температурных деформациях содержат определенную информацию о происходящих при изменении температурного режима мерзлых пород процессах, важную для исследования их свойств, особенно тепловых и механических, а также для оценки морозостойкости грунтов.

Важнейшей характеристикой температурных деформаций мерзлых пород является коэффициент линейного температурного

расширения. Различают средний коэффициент в интервале температуры $\alpha_{\text{ср}}$ и коэффициент при данной температуре α_t :

$$\alpha_{\text{ср}} = \frac{\Delta h}{h(t_{\text{к}} - t_{\text{н}})} = \frac{\Delta \varepsilon}{t_{\text{к}} - t_{\text{н}}}, \quad (6.65)$$

$$\alpha_t = \frac{1}{h} \frac{dh}{dt} = \frac{d\varepsilon}{dt}, \quad (6.66)$$

где $t_{\text{н}}$ и $t_{\text{к}}$ — начальная и конечная температура образца; h — начальная его длина, Δh и $\Delta \varepsilon$ — абсолютное и относительное изменение длины (деформация) образца в интервале температуры от $t_{\text{н}}$ до $t_{\text{к}}$.

Наибольшими температурными деформациями характеризуются мерзлые дисперсные породы, особенно глинистые. В интервале температур от 0 до -20°C значения коэффициента линейного температурного расширения α скальных пород составляют $(3\text{—}8) \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, для глинистых и песчаных грунтов максимальные значения α зафиксированы до $(5\text{—}10) \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ и до $(1\text{—}3) \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ соответственно, наиболее же часто встречающиеся значения α для этих грунтов составляют соответственно $(0,5\text{—}10) \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ и $(1\text{—}2) \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Коэффициент температурного расширения мерзлых глинистых пород, как правило, а в ряде случаев и песчаных, значительно превышает величину этого показателя для компонентов, составляющих породу: для минерального скелета $\alpha = (0,4\text{—}8) \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, для льда $\alpha = (0,5\text{—}5) \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, для незамерзшей воды $\alpha < 5 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

После принятия мерзлым дисперсным грунтом температуры окружающей среды $t_{\text{с}}$ деформации продолжают развиваться еще значительное время (рис. 6.37). Это явление, называемое эффектом температурного последействия, в наибольшей степени проявляется в глинистых породах. Так, при ступенчатом понижении температуры окружающей среды в интервале от $-0,5$ до -20°C время стабилизации температуры образцов мерзлых суглинков и глин составляет 3—5 ч, а время стабилизации их деформации — 2—5 дней и более. Учитывая эффект температурного последействия, коэффициент α дисперсных пород определяется в большинстве случаев для стабилизированных деформаций ε_{∞} .

Деформации мерзлых дисперсных пород при изменении их температуры развиваются достаточно сложно: коэффициент α может принимать как положительные (сокращение при охлаждении, расширение при нагреве), так и отрицательные (расширение при охлаждении, сокращение при нагреве) значения (рис. 6.38). Отрицательные значения коэффициента α отмечаются для глинистых грунтов в двух интервалах температур: выше -2°C и от -20 (-40) $^\circ\text{C}$ до -30 (-70) $^\circ\text{C}$; для песков в интервале температур от 0 до -2 (-3) $^\circ\text{C}$.

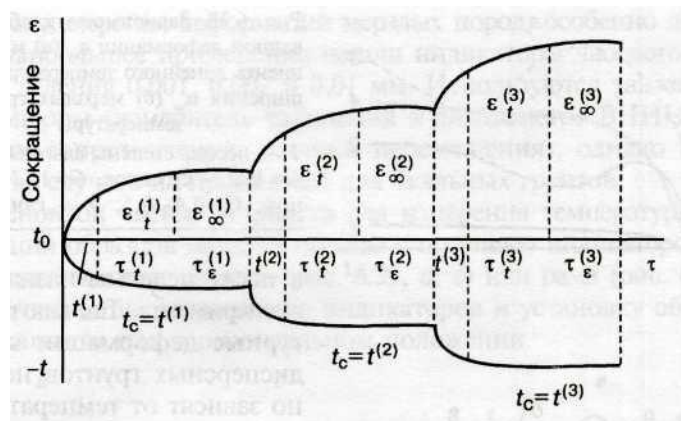


Рис. 6.37. Развитие температурных деформаций образца мерзлого грунта во времени при ступенчатом понижении температуры окружающей среды ($t_c (t_c = t^{(1)}, t^{(2)}, t^{(3)}, \dots)$): t — температура образца; t_0 — его начальная температура; $\tau_t^{(1)}, \tau_t^{(2)}, \tau_t^{(3)}, \dots$ — время достижения образцом температуры окружающей среды; $\tau_\epsilon^{(1)}, \tau_\epsilon^{(2)}, \tau_\epsilon^{(3)}, \dots$ — время достижения стабилизации температурных деформаций при тех же значениях t_c ; $\epsilon_t^{(1)}, \epsilon_t^{(2)}, \epsilon_t^{(3)}, \dots$ — деформация образца в моменты времени $\tau_t^{(1)}, \tau_t^{(2)}, \tau_t^{(3)}, \dots$; $\epsilon_\infty^{(1)}, \epsilon_\infty^{(2)}, \epsilon_\infty^{(3)}, \dots$ — стабилизированные деформации при $t^{(1)}, t^{(2)}, t^{(3)}, \dots$

Зависимость температурных деформаций мерзлых дисперсных пород от температуры нелинейна (см. рис. 6.38). На характер зависимости коэффициента α от температуры оказывают влияние дисперсность грунта, влажность и влагонасыщение, а также криотекстура.

Отмеченные по сравнению со скальными грунтами особенности температурных деформаций мерзлых дисперсных пород связаны с более высокой их влажностью, меньшей прочностью, многофазным составом, значительным содержанием незамерзшей воды и соответственно существенными преобразованиями их структуры и текстуры при изменении температуры (коагуляция и диспергация частиц скелета и их агрегатов, изменение характера этих агрегатов и включений льда, микротрещинообразование, миграция отдельных составляющих, изменение пористости и др.).

Методы определения коэффициента линейного температурного расширения α основаны на измерении температурных деформаций образцов мерзлых пород при изменении их температуры. Условия проведения опытов (температурный режим, размеры образцов, точность определения температуры и деформаций, способы их измерения и др.) в значительной степени определяются указанными выше особенностями развития температурных деформаций мерзлых грунтов, составом и строением исследуемых образцов,

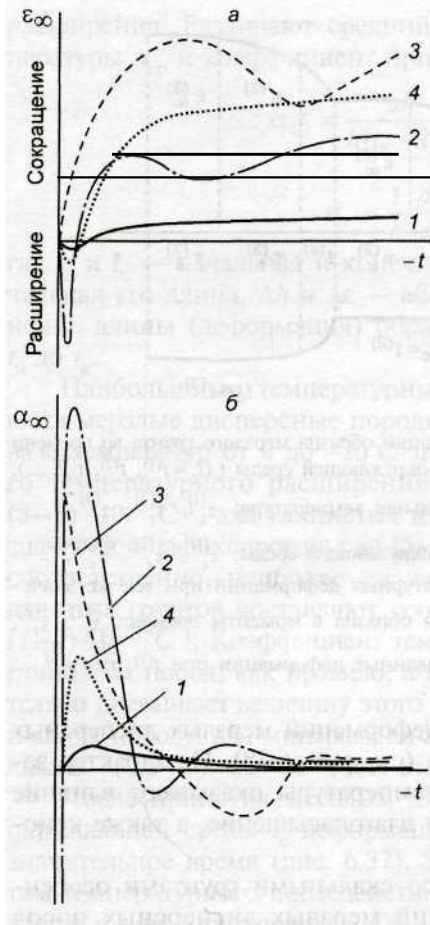


Рис. 6.38. Зависимость стабилизированной деформации ε_{∞} (а) и коэффициента линейного температурного расширения α_{∞} (б) мерзлых грунтов от температуры t :

1 — песок, степень влагонасыщения $G=1$; 2 — суглинок, $G=1$; 3 — суглинок, $G=0,4-0,5$; 4 — глина, $G=1$

а также целевым назначением эксперимента. Так как температурные деформации мерзлых дисперсных грунтов нелинейно зависят от температуры, то значения α должны определяться для нескольких различных ступеней температуры в интересующем диапазоне. Эти ступени выбираются по характеру зависимости деформаций от температуры. На каждой ступени температуры деформации измеряются во времени.

Для получения данных, необходимых для прогноза морозобойного растрескивания мерзлых толщ и решения других задач инженерной практики, измерения температурных деформаций в большинстве случаев требуется проводить в режиме охлаждения образцов

мерзлых грунтов ступенями в широком диапазоне изменения температуры: от $-0,5...-1^{\circ}\text{C}$ до $-25...-30^{\circ}\text{C}$ и ниже. Для изучения температурных деформаций мерзлых пород в других целях (например, для определения морозостойкости) опыты могут проводиться при иных режимах изменения температуры (охлаждения или нагрева).

Аппаратура. Применяемые для изменения температурных деформаций установки должны обеспечивать заданный температурный режим образца, измерение его температуры и деформаций с необходимой точностью.

Температура образца в процессе испытания измеряется термомпарами или термисторами. До $-5...-10^{\circ}\text{C}$ точность измерения температуры должна быть не менее $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$, а при более низких значениях — не менее $0,5-1^{\circ}\text{C}$.

Для измерения деформаций мерзлых пород, особенно дисперсных, наибольшее применение нашли индикаторы часового типа с ценой деления 0,001, 0,002 и 0,01 мм. Используются также и другие приборы (измеритель удлинения в дилатометре ВНИИФТРИ, датчики сопротивления, датчики перемещения), однако в большинстве случаев их применяют для скальных грунтов.

Основной частью устройств для измерения температурных деформаций образцов мерзлой породы с помощью индикаторов часового типа являются штатив (рис. 6.39, а, б) или рама (рис. 6.39, в), обеспечивающие закрепление индикаторов и установку образца в вертикальном или горизонтальном положении.

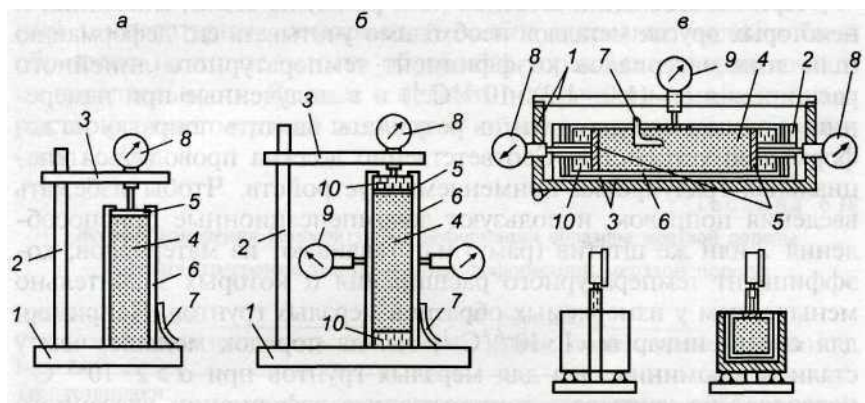


Рис. 6.39. Схемы установок для измерения температурных деформаций образцов мерзлых грунтов:

На а: 1 — основание, 2 — стойка, 3 — кронштейн, 4 — образец, 5 — пластинка для ножки индикатора, 6 — оболочка для сохранения влажности образца, 7 — датчик для измерения температуры, 8 — индикатор для измерения продольной деформации образца. На б: 1—8 — то же, 9 — индикаторы со специальными лапками для измерения поперечной деформации, 10 — теплоизоляция. На в: 1 — рама, 2 — пластмассовая форма, 3 — незамерзающая смазка, 4—10 то же

Большинство выполненных к настоящему времени измерений температурных деформаций образцов мерзлых грунтов проводилось при всестороннем их охлаждении и ограничивалось определением лишь продольной деформации образца.

В связи с возможностью анизотропии температурных деформаций мерзлых пород и в целях лучшего моделирования натурных условий образец при испытаниях целесообразно охлаждать лишь с боковой поверхности, а его торцы теплоизолировать. Деформация образца в этом случае может измеряться в двух направлениях: параллельно поверхности охлаждения (вдоль длинной стороны образца) и перпендикулярно ей. Однако для получения достоверных значений поперечных температурных деформаций следует

обеспечить необходимые поперечные размеры образца: диаметр (или сторона прямоугольника основания) должен быть не меньше 10 см.

Устройство, представленное на рис. 6.39, б, состоит из основания 1 и стойки 2 на которой крепится кронштейн 3 для установки индикатора 8, измеряющего продольную деформацию образца 4. Последний во влагоизоляционной оболочке 6, с теплоизоляционными прокладками 10 на торцах, в вертикальном положении ставится на основание. Для измерения поперечных деформаций служат индикаторы 9, снабженные специальными лапками. Температура образца измеряется термистором 7.

При изготовлении штатива (или рамы) из стали, алюминия и некоторых других металлов необходимо учитывать его деформацию (для этих материалов коэффициент температурного линейного расширения $\alpha = (1,0—1,2) \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) и в полученные при измерении образцов мерзлых грунтов результаты вводить поправку на деформацию устройства. Соответственно должна проводиться специальная градуировка применяемых устройств. Чтобы избежать введения поправок, используют декомпенсационные приспособления 2 или же штатив (раму) изготавливают из материалов, коэффициент температурного расширения которых значительно меньше, чем у измеряемых образцов мерзлых грунтов. Например, для сплава инвар $\alpha = 1 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, т.е. на порядок меньше, чем у стали и алюминия, что для мерзлых грунтов при $\alpha \geq 2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ позволяет не учитывать температурные деформации указанного устройства.

Заданный температурный режим образцов при испытаниях обеспечивается холодильными установками. Для обеспечения точности определения коэффициента линейного температурного расширения α , не меньшей 5%, колебания температуры окружающей среды, при ее значениях выше -5°C , не должны превышать $0,3^\circ\text{C}$. Перед испытанием устройство для измерения температурных деформаций мерзлого грунта выдерживается при отрицательной температуре в соответствии с общими требованиями и устанавливается по уровню.

Подготовка образцов. В соответствии с целевым назначением опытов испытания проводятся на вырезаемых из мерзлых монолитов образцах ненарушенного сложения с естественными характеристиками (плотностью, влажностью, льдистостью и криотекстурой) или на искусственно замороженных образцах нарушенного сложения с заданными характеристиками.

Образцу мерзлой породы придается форма цилиндра или прямоугольного параллелепипеда. Для обеспечения точности определения коэффициента линейного температурного расширения, не меньшей 5%, длина образцов должна составлять у дисперсных

грунтов 10—20 см, у скальных — не менее 20—30 см, оптимальный диаметр образцов (или сторона прямоугольника) — 3—7 см. Указанные размеры дают возможность испытывать образцы мерзлых пород массивной и шлировой криотекстуры с толщиной ледяных включений не более 2 мм.

При подготовке образцов дисперсных мерзлых пород необходимо выполнять общие требования. Образцы скальных пород можно вырезать при положительной температуре, но с сохранением их естественной влажности; для этих пород допускается также неправильная форма боковой поверхности образцов. При подготовке образцов дисперсных и скальных грунтов для измерений температурных деформаций особое внимание должно быть обращено на тщательность обработки торцевых поверхностей и их параллельность. Данные о целевом назначении испытаний, характеристиках мерзлой породы и образца заносятся в журнал (табл. 6.18).

Таблица 6.18

Журнал измерения температурных деформаций образцов мерзлой породы

Условия измерения температурных деформаций мерзлой породы

Название породы: _____ № образца: _____
 Режим изменения температуры (охлаждение, нагрев; температурные ступени): _____
 Тип установки: _____
 Тип холодильной камеры: _____
 Устройства для установки образца и измерения деформации (штатив, индикатор): _____
 Приборы для измерения температуры (потенциометр, датчик): _____

№ п/п	Дата и время	Время от начала измерения, ч	Температура в холодильной камере, °С		Температура образца, °С	Отсчет по индикатору	Стабилизированная деформация образца		Продолжительность измерений на данной ступени, ч
			заданная	фактическая			абсолютная, мм	относительная	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Перед началом испытания образец защищается от иссушения в процессе опыта с помощью оболочек из эластичных влагонепроницаемых пленок, плотно прилегающих к его поверхности.

Проведение испытаний. Условия опыта заносят в табл. 6.18. Образец мерзлого грунта во влагонепроницаемой оболочке поме-

щается в холодильной камере в предварительно охлажденное устройство для измерения температурных деформаций. После установки индикаторов и закладки в образец мерзлого грунта датчика температуры в холодильной камере задается начальная температура $-0,5...-1^{\circ}\text{C}$, при которой образец выдерживается до стабилизации деформации.

При использовании индикаторов с ценой деления $0,001$ мм стабилизация считается достигнутой, если величина деформации образца за последние 3 ч составляет не более $0,001$ мм; при использовании индикаторов с ценой деления $0,002$ и $0,01$ мм деформация должна быть соответственно не более $0,002$ мм за последние 6 ч и $0,01$ мм за последние 30 ч.

По достижении образцом стабилизации деформации при температуре t_0 берутся начальные отсчеты по индикаторам и датчику температуры. В холодильной камере задается температура, соответствующая первой температурной ступени $t_c = t^{(1)}$. После ее установления измеряют температуру образца и его деформацию до стабилизации последней. При применении индикаторов с ценой деления $0,001$ мм измерения проводят через каждые 3 ч, для индикаторов с ценой деления $0,002$ и $0,01$ мм — через 6 и 12 ч.

Аналогично описанному выше проводятся измерения на следующих за $t^{(1)}$ температурных ступенях при температуре окружающей среды $t_c = t^{(2)}, t^{(3)}, \dots, t^{(n)}$. Для получения данных по оценке морозобойного растрескивания мерзлых толщ ориентировочно можно рекомендовать следующие значения температурных ступеней: $t^{(1)} = -2...-3^{\circ}\text{C}$; $t^{(2)} = -5...-7^{\circ}\text{C}$; $t^{(3)} = -8...-10^{\circ}\text{C}$; $t^{(4)} = -12...-15^{\circ}\text{C}$; $t^{(5)} = -17...-20^{\circ}\text{C}$; $t^{(6)} = -30^{\circ}\text{C}$. При необходимости измерений в диапазоне более низких температур ступени охлаждения образца целесообразно задавать равными $10-15^{\circ}\text{C}$ и больше (например, $t^{(7)} = -40...-45^{\circ}\text{C}$; $t^{(8)} = -50...-60^{\circ}\text{C}$ и др.).

В процессе испытаний результаты измерений заносят в журнал (см. табл. 6.18). После измерений на последней ступени температуры определяются влажность и плотность образца.

Обработка результатов. Для определения коэффициента линейного температурного расширения α мерзлого грунта строится график зависимости относительной стабилизированной продольной деформации ϵ_{∞} от температуры t . По оси ординат откладывается ϵ_{∞} (обычно сокращение — вверх, расширение — вниз), по оси абсцисс — t .

При ступенчатом понижении температуры окружающей среды и соответственно температуры образца от начальной t_0 до заданной $t_c = t^{(1)}, t^{(2)}, t^{(3)}, \dots, t^{(n)}$ (n — номер температурной ступени), величина стабилизированной деформации на каждой ступени $\epsilon_{\infty}^{(n)} = \Delta h^{(n)} / h$, где $\Delta h^{(n)}$ — абсолютная стабилизированная деформация образца от начала испытания при $t^{(n)}$, h — начальная длина

образца. При определении деформации образца в необходимых случаях, указанных выше, вводят поправку на деформацию прибора.

По графику зависимости относительной стабилизированной продольной деформации образца мерзлого грунта ε_∞ от температуры t определяют коэффициенты линейного температурного расширения: α_{cp} — средний коэффициент температурного расширения мерзлого грунта для интересующего интервала температуры от t_H до t_K рассчитывается по формуле (6.65); α_t — коэффициент линейного расширения при температуре t может быть определен как тангенс угла наклона касательной к кривой в рассматриваемой точке. Кроме того, для определения α_t мерзлого грунта могут быть применены другие способы, рекомендуемые для твердых тел (способ последовательных приближений; дифференцирование полученного с помощью ЭВМ уравнения $\varepsilon_\infty = f(t)$ в соответствии с формулой (6.66)).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вотяков КН.* Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1975. 175 с.
2. *Вялое С.С.* и др. Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. М.: Наука, 1966. 132 с.
3. ГОСТ 23253—78. Грунты. Метод полевых испытаний мерзлых грунтов. М.: Госстрой СССР, 1979. 12 с.
4. ГОСТ 24546—81. Сваи. Методы полевых испытаний в вечномерзлых грунтах. М.: Госстрой СССР, 1981. 24 с.
5. ГОСТ 12248—96. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. М.: МНТКС, 1996. 108 с.
6. ГОСТ 20522—96. Грунты. Метод статистической обработки результатов испытаний. М.: МНТКС, 1996. 13 с.
7. Лабораторные методы исследования мерзлых пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985. 351 с.
8. Методы определения механических свойств мерзлых грунтов / Под ред. Э.Д. Ершова, Л.Т. Роман. М.: Изд-во МГУ, 1995. 181 с.
9. Методические рекомендации по испытаниям мерзлых грунтов горячим штампом в полевых условиях. М.: НИИОСП, 1985. 86 с.
10. *Роман Л.Т.* Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1987. 220 с.
11. *Роман Л.Т.* Механика мерзлых грунтов. М.: Наука/Интерпериодика, 2002. 426 с.
12. Руководство по определению физических, теплофизических и механических характеристик мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 1973. 191 с.
13. СНиП 2.02.04—88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах / Госстрой СССР. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1990. 56 с.
14. *Цытович НА.* Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая ш 1973. 445 с.



РАЗДЕЛ II

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА, СЕЗОННОГО И МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД



ГЛАВА 7

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОРОД

Основным методом изучения закономерностей формирования температурного режима поверхности пород в пределах различных типов ландшафта является расчетный метод, так как непосредственное измерение температуры требует постановки круглогодичных стационарных наблюдений. Применяемые в настоящее время расчетные методы можно разделить на приближенные, основанные на оценке двусторонних зависимостей между характеристиками покровов и среднегодовой температурой поверхности почвы, и методы решения на ЭВМ задачи теплопроводности в промерзающих или оттаивающих породах в периодически установившемся режиме с заданными характеристиками покровов, изменяющимися во времени. Первые могут рассматриваться как экспресс-методы и должны применяться при полевых исследованиях, вторые — в камеральный период для уточнения данных приближенных расчетов.

Экспресс-методы, разработанные В.А. Кудрявцевым, представляют собой серию эмпирических уравнений для количественной оценки влияния на температурный режим пород каждого в отдельности природного фактора и комплекса всех факторов. Среднегодовая температура пород $t_{сб}$ и амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности почвы A_n , которые являются основными параметрами, характеризующими температурный режим верхних горизонтов горных пород, определяются структурой радиационно-теплового баланса поверхности, тепловым влиянием наземных покровов и процессами теплопереноса в массиве пород. В связи со сложностью процесса формирования температурного режима пород закономерности его формирования рассматривают на разных уровнях: 1) на дневной поверхности, т.е. на поверхности покровов (растительного, снежного и др.), граничащей с атмосферой; 2) на поверхности пород под покровами;

3) на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания); 4) на подошве слоя годовых колебаний температуры. На каждом уровне в процессе формирования температуры пород ведущую роль играют различные факторы.

Среднегодовая температура и годовая амплитуда температур на дневной поверхности отличаются от среднегодовой температуры и годовой амплитуды температур воздуха (t_v , A_v) на величину радиационной поправки (Δt_R , ΔA_R).

Среднегодовая температура поверхности пород t_{Π} и амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности пород A_{Π} получаются путем введения соответствующих поправок к среднегодовой температуре и годовой амплитуде колебаний температуры на дневной поверхности. Правильность расчетных данных определяется порядком проведения расчетов влияния природных факторов на t_{Π} и A_{Π} . Прежде всего определяется влияние снежного ($\Delta t_{\text{сн}}$, $\Delta A_{\text{сн}}$) и затем растительного ($\Delta t_{\text{раст}}$, $\Delta A_{\text{раст}}$) покровов. Значения t_{Π} и A_{Π} получаются суммированием с учетом знака поправки:

$$t_{\Pi} = t_v + \Delta t_R + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_{\text{раст}}; \quad A_{\Pi} = A_v + \Delta A_R - \Delta A_{\text{сн}} - \Delta A_{\text{раст}}.$$

Под влиянием тепловых процессов в слое сезонного промерзания (оттаивания) среднегодовая температура на его подошве t_{ξ} отличается от среднегодовой температуры на поверхности пород. Температура пород на глубине ξ изменяется в процессе конвективного теплообмена под влиянием инфильтрации атмосферных осадков $\Delta t_{\text{ос}}$ и циркуляции надмерзлотных или грунтовых вод, а также за счет кондуктивной теплопередачи в слое ξ при переменных значениях коэффициента теплопроводности пород, приводящей к формированию температурной сдвижки Δt_{λ} . Следовательно, $t_{\xi} = t_{\Pi} + \Delta t_{\text{ос}} + \Delta t_{\lambda}$.

Формирование температурной сдвижки, так же как процесс инфильтрации осадков, определяется главным образом литологическими особенностями и влажностью пород. Поэтому температурный режим на глубине ξ формируется под влиянием как географических факторов, определяющих t_{Π} и A_{Π} , так и геологических. Это обстоятельство приводит к большой изменчивости температурного режима горных пород даже на небольших участках, расположенных в пределах одного элемента рельефа.

Полученные таким образом расчетные данные помогают не только разобраться в особенностях формирования температурного режима пород, но дают возможность прогнозировать их изменения в связи с естественной динамикой природных факторов или их изменением при строительстве, а также целенаправленно изменять мерзлотную обстановку.

Глубина сезонного оттаивания $\xi_{от}$ или промерзания $\xi_{пр}$ формируется под влиянием теплообмена на поверхности пород в зависимости от их состава и влажности.

Познание закономерностей развития сезонного промерзания и оттаивания возможно только на основе исследования всех факторов и условий формирования данного процесса, а также с учетом того, что собственно глубина промерзания или оттаивания пород является очень изменчивым и непостоянным параметром. Закономерности формирования и изменения этой глубины могут быть вскрыты только при тесной увязке теплофизической и геолого-географической сторон процесса сезонного промерзания и оттаивания. Поэтому теплофизические зависимости глубин сезонного промерзания и оттаивания пород необходимо представить через такие параметры, которые наиболее полно и всесторонне учитывали бы влияние геологических и географических условий, их динамику в связи с общим ходом развития природы и деятельностью человека. Другими словами, определять и картировать следует не только глубины, изменяющиеся и в пространстве, и из года в год, но и условия, в которых протекает и которыми обусловлен процесс.

7.1. Влияние составляющих радиационно-теплового баланса на среднегодовую температуру и годовую амплитуду температур на дневной поверхности

Для определения температурного режима дневной поверхности (зимой — поверхности снега, летом — грунта или напочвенных покровов) используются методы непосредственного круглогодичного измерения температуры с помощью различных датчиков и расчетные методы. Во всех существующих расчетных методах основной исходной характеристикой является температура воздуха, и задача сводится к нахождению так называемой радиационной поправки $\Delta t_R = t_d - t_v$, т.е. разности между температурой дневной поверхности t_d и температурой воздуха t_v .

Расчет радиационной поправки к среднегодовой температуре и годовой амплитуде температурных колебаний на дневной поверхности может быть выполнен путем определения турбулентного потока тепла между дневной поверхностью и воздухом. Расчетная формула турбулентного потока тепла P [кал/(см² • сут)], полученная А.Р. Константиновым (1968) и отражающая его зависимость от разности между температурой дневной поверхности и температурой воздуха, имеет вид:

$$P = au_{фл} \left(1 + b(t_d - t_v)/u_{фл}^2 \right) (t_d - t_v), \quad (7.1)$$

где $u_{\text{фл}}$ — средняя за месяц скорость ветра на высоте 2 м, м/с; t_v и t_d — соответственно среднемесячная температура воздуха и дневной поверхности, °C; безразмерные коэффициенты a и b принимаются следующими: для периода со снегом $a = 4,0$; $b = 0,1$; для периода без снега $a = 6,0$; $b = 0,9$. Сумма P за месяц получается умножением его суточной величины на число календарных дней в месяце.

При проведении геокриологической съемки можно пользоваться наиболее простой зависимостью: $P = \alpha \Delta t_R$, где α — коэффициент турбулентного теплообмена на дневной поверхности.

Величину P можно определить как остаточный член из уравнения радиационно-теплового баланса:

$$P = R - LE - B, \quad (7.2)$$

где R — радиационный баланс дневной поверхности; LE — затраты тепла на испарение; B — теплообороты через дневную поверхность за полупериод нагревания или охлаждения.

В этом случае радиационная поправка к t_v будет равна: $\Delta t_R = (R - LE - B)/\alpha$ и, следовательно, $t_d = t_v + (R - LE - B)/\alpha$. При использовании этого метода исходные данные для расчета могут быть получены либо по данным ближайших метеостанций, на которых ведутся теплобалансовые наблюдения, либо расчетным путем. Затруднения с получением исходных данных связаны с изменчивостью условий теплообмена на различных типах местности. Получить уравнение теплового баланса для всех типов местности по данным теплобалансовых наблюдений не представляется возможным из-за их трудоемкости. Поэтому наиболее целесообразно использовать расчетный метод получения исходных данных, позволяющий в короткие сроки просчитать все возможные варианты, а для одной или нескольких точек выполнить контрольные натурные наблюдения.

Значение радиационного баланса R можно получить из уравнения

$$R = Q_c (1 - A) - I_{\text{эф}}, \quad (7.3)$$

где Q_c — суммарная коротковолновая радиация солнца и неба, представляющая сумму прямой и рассеянной радиации; A — альбедо дневной поверхности; $I_{\text{эф}}$ — эффективное длинноволновое излучение, равное разности излучения дневной поверхности и излучения атмосферы.

Существующие фактические данные по радиационному балансу, как правило, относятся к горизонтальной поверхности. На склонах различной крутизны и экспозиции величина радиационного баланса может существенно отличаться от радиационного баланса на горизонтальной поверхности (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Отношение суточных сумм радиационного баланса на склонах северной и южной и экспозиций крутизной 10 20 град, к суммам на горизонтальной поверхности на 15-е число месяца [6]

Широта, ° с.ш.	20 град.						10 град.					
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Северная экспозиция												
56	0,72	0,86	0,88	0,88	0,79	0,58	0,85	0,92	0,94	0,92	0,90	0,78
58	0,7	0,85	0,88	0,87	0,78	0,57	0,84	0,92	0,93	0,92	0,89	0,77
60	0,69	0,85	0,87	0,86	0,77	0,55	0,83	0,91	0,94	0,91	0,89	0,75
62	0,68	0,84	0,86	0,86	0,76	0,53	0,82	0,91	0,94	0,91	0,89	0,72
64	0,67	0,84	0,86	0,85	0,74	0,52	0,82	0,91	0,94	0,92	0,88	0,70
66	0,65	0,83	0,85	0,84	0,73	0,50	0,81	0,90	0,95	0,92	0,87	0,68
68	0,64	0,83	0,84	0,83	0,72	0,48	0,8	0,9	0,96	0,94	0,87	0,65
Южная экспозиция												
56	1,26	1,11	1,06	1,08	1,17	1,40	1,13	1,06	1,03	1,04	1,10	1,20
58	1,27	1,11	1,06	1,09	1,17	1,41	1,14	1,06	1,03	1,04	1,10	1,21
60	1,28	1,12	1,07	1,09	1,18	1,42	1,14	1,07	1,03	1,04	1,11	1,21
62	1,3	1,12	1,07	1,10	1,19	1,43	1,15	1,07	1,04	1,05	1,11	1,22
64	1,31	1,13	1,08	1,10	1,19	1,44	1,16	1,07	1,04	1,05	1,12	1,22
66	1,33	1,13	1,08	1,11	1,20	1,45	1,16	1,08	1,04	1,05	1,12	1,23
68	1,34	1,14	1,09	1,11	1,21	1,46	1,17	1,08	1,04	1,06	1,13	1,23

Используя данные табл. 7.1, в первом приближении можно определить значение R на склонах. Так, например, если в исследуемом районе (широта местности 64° с.ш.) на горизонтальной поверхности радиационный баланс в июле составляет $R_{гор}$, то на склонах южной экспозиции крутизной 20 град, он будет равен $1,1 R_{гор}$, а на склонах северной экспозиции крутизной 10 град. — $0,92 R_{гор}$.

Одним из наиболее доступных методов определения средней многолетней величины испарения с ограниченных участков поверхности является метод Тюрка (1958). Для естественных поверхностей при условии $r^2 E^2 > 0,1$ расчетная формула имеет вид:

$$E = \frac{1,054r}{\sqrt{1 + (1,054r/E_0)^2}}, \quad (7.4)$$

где E — величина испарения (сумма за месяц), мм; r — сумма месячных осадков, мм; E_0 — максимальное испарение, лимитируе-

мое влагоемкостью воздуха, мм; $E_0 = 300 + 25t + 0,05t^3$ мм при t — среднемесячной температуре воздуха, °C.

Теплообороты через дневную поверхность за полупериод нагревания или охлаждения B (Достовалов, Кудрявцев, 1967) в общем виде определяются из уравнения

$$B = \xi(nA_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}}) + t_{\xi} \sqrt{\frac{2\lambda TC}{\pi}}, \quad (7.5)$$

где ξ — глубина сезонного промерзания или оттаивания пород; $A_{\text{ср}}$ — средняя (физическая) амплитуда годовых колебаний температуры в слое ξ ; t_{ξ} — среднегодовая температура на подошве слоя ξ ; T — период, равный 1 году; C — объемная теплоемкость пород; $Q_{\text{ф}}$ — теплота фазовых переходов воды в породах; λ — коэффициент теплопроводности пород; n — коэффициент, примерно равный $\sqrt{2}$ при малых значениях $Q_{\text{ф}}$ и менее $\sqrt{2}$ при возрастании $Q_{\text{ф}}$.

Коэффициент турбулентного теплообмена на дневной поверхности является показателем интенсивности турбулентного теплообмена между поверхностью и атмосферой. Его величина находится в прямой зависимости от скорости ветра и разности температур дневной поверхности и воздуха. Исходные значения коэффициента турбулентного теплообмена следует определять по данным баланса и градиентным наблюдениям за температурой воздуха. Для приближенных расчетов в случае отсутствия необходимых данных коэффициент турбулентного теплообмена (α , ккал/м² · ч · °C) можно рассчитать по формуле А.В. Павлова (1979):

$$\alpha = \sqrt{u} (6,0 + 6,2/u^2), \quad (7.6)$$

где u — скорость ветра на высоте 1 м, м/с.

На открытых ландшафтах с мохово-травяной, кустарничковой растительностью в летнее время коэффициент α изменяется от 11 до 19 ккал/(м² · ч · °C); на лесных ландшафтах он не превышает 10 ккал/(м² · ч · °C); зимой на открытых пространствах α в среднем изменяется от 9 до 12 ккал/(м² · ч · °C).

Среднегодовая температура дневной поверхности на границе с атмосферой определяется путем суммирования значений среднегодовой температуры воздуха и средней годовой радиационной поправки. Последняя рассчитывается как среднеарифметическое либо из среднемесячных значений Δt_R , либо из среднелетнего и среднезимнего ее значения.

Амплитуда годовых колебаний температуры дневной поверхности за счет летней инсоляции и зимнего радиационного охлаждения поверхности всегда увеличивается по сравнению с амплитудой колебаний температуры воздуха. Определять ее следует как полусумму среднемесячных значений температуры дневной по-

верхности, полученных с учетом Δt_R в самый холодный и самый теплый месяц (при суммировании температуры берутся без знака).

Ю.Л. Шур и В.Б. Славин-Боровский, обобщая множество метеоданных, пришли к выводу, что для естественных ландшафтов среднегодовая величина Δt_R изменяется в относительно узком диапазоне — от 0,2 до 1,5°C. В арктических и субарктических поясах Δt_R обычно находится в пределах 0,2—0,5°C, а локально равно 1—1,5°C. Наибольших значений, 1,5—2°C, она достигает в южных резко континентальных засушливых областях. Величины того же порядка получены А.В. Павловым, Е.И. Несмеловой, Л.Н. Максимовой, В.С. Мелентьевым, В.Н. Брыксиным и другими для различных регионов криолитозоны. Было установлено, что при относительно небольшой региональной изменчивости Δt_R на местности может изменяться в 3—5 раз и более. Максимальные значения Δt_R характерны для склонов южной экспозиции, хорошо дренированных и слабозадернованных ландшафтов (Гарагуля, 2001) [8].

Расчет среднегодовой температуры на дневной поверхности с учетом радиационной поправки. Требуется определить среднегодовую температуру на дневной поверхности t_d . По данным актинометрических наблюдений для дневной поверхности известен ход изменения радиационного баланса R , затрат тепла на испарение LE и теплооборота B через поверхность в течение года (Скрябин, Сергеев, 1989) (табл. 7.2).

Таблица 7.2

Составляющие теплового баланса на мохово-лишайниковой тундре на севере Западной Сибири (1974—1976 гг.), ккал/см²

Составляющие	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R	-1,05	-0,95	-0,72	0,01	1,34	6,28	7,21	5,35	2,15	-0,95	-1,26	-0,67
LE	—	—	—	—	0,98	1,72	3,79	1,79	1,0	—	—	—
B	-0,31	-0,26	-0,19	0	0,19	1,1	0,86	0,43	0,14	-1,1	-0,67	-0,36

Среднемесячные данные по температуре воздуха и скорости ветра приведены в табл. 7.3. Среднегодовая температура воздуха t_b составляет -8,3°C, годовая амплитуда колебаний температуры воздуха $A_b = 21,75^\circ\text{C}$.

Радиационная поправка к температуре Δt_R рассчитывается для каждого месяца года. Последовательность промежуточных расчетов для каждого месяца года следующая. Сначала по данным табл. 7.2 определяется турбулентный поток тепла P , ккал/(м² • ч): $P=R-LE-B$. Далее по формуле (7.6) рассчитываем коэффициент турбулентного теплообмена α в зависимости от среднемесячной скорости ветра. Среднемесячные Δt_R определяются по формуле: $\Delta t_R = P/\alpha$, результаты расчета приведены в табл. 7.3.

Расчет радиационных поправок и среднегодовой температуры
дневной поверхности

Исходные и расчетные данные
P , ккал/см ²
P , ккал/(м ² ·ч)
u , м/с
α , ккал/(м ² ·ч·°C)
Δt_R , °C
t_B , °C
t_A , °C

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-0,74	-0,69	-0,53	0,01	0,17	3,46	2,56	3,13	1,01	0,15	-0,59	-0,31
-10,14	-9,45	-7,26	0,14	2,33	47,4	35,07	42,89	13,84	2,06	-8,08	-4,25
5,5	5,0	5,4	5,9	6,1	5,7	5,5	5,7	5,5	6,3	5Д	5,6
14,58	14,0	14,41	15,01	15,23	14,8	14,58	14,8	14,58	15,45	14,10	14,69
-0,70	-0,68	-0,50	0,01	0,15	3,20	2,41	2,90	0,95	0,13	-0,57	-0,29
-27,6	-24,8	-19,4	-11,1	-2,5	8,0	15,4	12,8	5,2	-6,9	-22,2	-26,8
-28,30	-25,48	-19,9	-11,0	-2,35	11,20	17,81	15,70	6,15	-6,77	-22,77	-27,09

Радиационная поправка к среднегодовой температуре равна сумме среднемесячных Δt_R , деленной на 12 месяцев, и составляет $0,57^\circ\text{C}$. Среднегодовая температура на дневной поверхности равна: $t_d = t_b + \Delta t_R = -8,3 + 0,57 = -7,73^\circ\text{C}$.

Радиационная поправка к годовой амплитуде температурных колебаний на дневной поверхности ΔA_R рассчитывается как разность физических годовых амплитуд температурных колебаний на дневной поверхности (A_d) и воздуха (A_b):

$$\Delta A_R = A_d - A_b = [(t_{d, \max} + |t_{d, \min}|)/2] - A_b = [(17,81 + |-28,3|)/2] - 21,75 = 23,06 - 21,75 = 1,31^\circ\text{C}.$$

Таким образом, t_d повышается по сравнению с t_b и составляет $-7,73^\circ\text{C}$, а годовая амплитуда температурных колебаний на дневной поверхности возрастает до $23,06^\circ\text{C}$.

7.2. Влияние лесной и кустарниковой растительности на температурный режим пород

Влияние лесной и кустарниковой растительности на температурный режим пород имеет два основных аспекта. Во-первых, растительность в зависимости от видового состава, высоты и густоты изменяет структуру радиационно-теплового баланса дневной поверхности. Во-вторых, растительный покров существенно влияет на распределение и свойства снежного покрова.

Лесная и кустарниковая растительность в связи с затеняющим эффектом снижает приток солнечной энергии к поверхности почвы, влияет на испарение и турбулентный теплообмен в приземном слое воздуха, изменяет условия снегонакопления. Летом в лесу в зависимости от его видового состава и сомкнутости крон сокращение поступающей радиации может достигать 70%. Уменьшение солнечной радиации и специфические условия тепловлагопереноса в растительном покрове обуславливают уменьшение интенсивности испарения в несколько раз по сравнению с открытыми ландшафтами. Турбулентный теплообмен в растительном покрове также всегда меньше, чем на открытых ландшафтах, что объясняется в значительной мере снижением скорости ветра. В среднем за год даже в редкостойных лесах она составляет всего 8—10% от скорости ветра на открытых участках. Указанные изменения энергообмена в лесных ландшафтах по сравнению с открытыми участками влекут за собой изменение температурного режима.

В различных регионах в зависимости от лесообразующей породы и сомкнутости крон среднегодовая температура воздуха в лесу понижается на $0,5$ — $2,0^\circ\text{C}$. Наибольшим охлаждающим влиянием отличаются еловые и сосновые леса с сомкнутостью крон

более 0,5. При доминирующем охлаждающем влиянии леса в районах с континентальным климатом в редкостойных лиственных лесах среднегодовая температура воздуха оказывается на 0,3—0,6°C выше, чем на открытом участке. Это, очевидно, объясняется относительно небольшим сокращением приходящей солнечной радиации в таких лесах и значительным уменьшением коэффициента турбулентного обмена вследствие погашения лесом скорости ветра.

Степень влияния лесной растительности на температурный режим грунтов тесно связана с геоботанической зональностью. Чем больше поверхность фитомассы леса, зависящая от высоты, густоты и сомкнутости основных его ярусов, тем меньше солнечных лучей проникает к поверхности почвы. Поэтому с увеличением сомкнутости крон в направлении с севера на юг роль лесов в формировании среднегодовой температуры пород существенным образом меняется. В лесотундре, редкостойных лесах и кустарниках северной тайги сокращение притока радиации к поверхности почвы компенсируется уменьшением турбулентного теплообмена, а в условиях метелевого переноса снега в них накапливается более высокий и рыхлый, чем на безлесных участках, снежный покров. В результате среднегодовая температура пород в северных лесах превышает температуру пород на безлесных участках.

С увеличением сомкнутости крон сокращение прихода радиации столь существенно, что уменьшение турбулентного обмена не может компенсировать его. При слабых ветрах, характерных для лесной зоны, высота снежного покрова (особенно в густых темнохвойных лесах) значительно меньше, чем на безлесных участках. Поэтому в средней, южной тайге и в области развития талых пород, т.е. на юге страны, лес является охлаждающим фактором.

Роль растительного покрова в накоплении снега и в формировании его теплопроводности велика и неоднозначна. Создавая ветровую тень, растительный покров практически всех ярусов способствует накоплению снега, особенно в тундрах и лесотундрах, где идет сильный метельный перенос снега. Именно этим объясняется в ряде случаев отсутствие многолетнемерзлых пород в лесных массивах на севере Западной Сибири. И это при том, что растительный покров сам по себе понижает температуру воздуха по сравнению с открытыми ландшафтами, где распространены мерзлые толщи. В северотаежных ландшафтах с антициклональным режимом почвы в зимнее время кроны хвойных деревьев задерживают значительную часть снега, и на земной поверхности его высота оказывается меньше, чем на открытых участках. Очевидно, что в этом случае лесные ландшафты могут отличаться более суровыми условиями, чем открытые.

Наконец, кустарниковый и травяно-кустарничковый покровы влияют на теплопроводность снега. Это явление проявляется через уменьшение его плотности. По данным А.В. Павлова и В.А. Дубровина, оно может составлять 5—10%. Следует отметить также, что эти покровы сильно влияют на степень прилегания снега к земной поверхности. Часто благодаря растительности между снегом и почвой образуются воздушные пазухи, полости, которые могут сохраняться в течение всего зимнего времени и оказывают большое влияние на температуру подстилающих пород. Последнее может приводить как к повышению среднегодовой температуры поверхности почвы, если воздушные полости замкнутые, и в них не происходит конвекция холодного воздуха, так и к ее понижению в случае сильной конвекции, обычно наблюдаемой при неравномерной и относительно небольшой высоте снежного покрова (0,3—0,4 м) и чаще связанной с микрорельефом поверхности. Соответственно влияние растительного покрова оказывается комплексно связанным с влиянием снежного покрова.

Одним из методов оценки влияния древесно-кустарниковой растительности на температуру дневной поверхности под кроной (у напочвенного растительного покрова) является анализ изменения радиационно-теплого баланса на дневной поверхности под пологом леса в течение года. Этот метод уже рассматривался выше как метод определения радиационной поправки (см. 7.1).

Расчет влияния лесной и кустарниковой растительности на формирование температуры поверхности пород. Требуется определить влияние леса на среднегодовую температуру дневной поверхности под кроной. В процессе мерзлотной съемки получены данные микроклиматических и актинометрических наблюдений на двух специально оборудованных площадках. Первая площадка располагалась на поляне с лугово-степной травяной растительностью (открытый участок). Вторая площадка была расположена в 200 м от первой в сосновом лесу (сомкнутость крон 0,3), где поверхность почвы покрыта лесной подстилкой и в напочвенном покрове преобладает толокнянка. Исследования на этих площадках включали актинометрические, градиентные (на высоте 0,1; 0,5 и 1,5 м) и геотермические (до глубины 1,5—2,0 м) наблюдения. По результатам наблюдений были получены следующие данные (табл. 7.4). Среднегодовая температура воздуха (t_a) на открытом участке составляет $-10,5^{\circ}\text{C}$, в сосновом лесу — $-10,3^{\circ}\text{C}$, физическая годовая амплитуда температур воздуха соответственно 19,26 и $18,5^{\circ}\text{C}$. Продолжительность теплого и холодного периодов составляет соответственно 5 и 7 месяцев. Средние за период температуры воздуха и скорости ветра даны в табл. 7.5.

Таблица 7.4

Суммы составляющих теплового баланса в теплый и холодный периоды года,
ккал/см² (по А.В. Павлову, 1979)

Состав- ляющие	Теплый период	Холодный период	Годичный период	Теплый период	Холодный период	Годичный период
Открытый участок			Сосновый лес			
R	30,71	-0,13	30,58	20,14	0,32	20,46
LE	9,27	0,94	10,21	3,57	0,41	3,98
B	2,09	-1,96	0,13	1,45	-1,39	0,06

Таблица 7.5

Расчет радиационных поправок и среднегодовой температуры
дневной поверхности

Исходные и расчетные данные
P , ккал/см ²
P , ккал/(м ² · ч)
u , м/с
α , ккал/(м ² · ч · °C)
Δt_R , °C
t_B , °C
t_d , °C

Теплый период	Холодный период	Теплый период	Холодный период
Открытый участок		Сосновый лес	
19,35	0,89	15,12	1,3
265,1	12,19	207,14	17,81
1,93	2,98	1	1,1
10,66	11,59	12,2	11,67
4,97	0,15	3,4	0,22
12,02	-26,5	11,3	-25,7
16,99	-26,35	14,7	-25,48

Решение. 1. По данным наблюдений для каждой площадки рассчитываются интенсивность турбулентного теплообмена (P) и средний коэффициент теплоотдачи с поверхности (α) для теплого и холодного периодов (см. 7.1):

$$P = R - LE - B; \quad \alpha = \sqrt{u} (6,0 + 6,2/u^2).$$

Результаты расчета приведены в табл. 7.5.

2. Для этих периодов рассчитывается средняя радиационная поправка к температуре (Δt_R) по формуле: $\Delta t_R = (P/\alpha)/\tau$, где τ — продолжительность теплого или холодного периода (месяцы). По результатам расчета на открытом участке: в теплый период $\Delta t_R = (265,1/10,66)/5 = 4,97^\circ\text{C}$; в холодный период $\Delta t_R = (12,19/11,59)/7 = 0,15^\circ\text{C}$. Среднегодовая радиационная поправка к температуре равна: $\Delta t_R = [(4,97 \cdot 5) + (0,15 \cdot 7)]/12 = (24,87 + 1,05)/12 = 2,16^\circ\text{C}$.

Под пологом соснового леса: в теплый период $\Delta t_R = (207,14/12,2)/5 = 3,4^\circ\text{C}$; в холодный период $\Delta t_R = (17,81/11,67)/7 = 0,22^\circ\text{C}$.

Среднегодовая радиационная поправка к температуре воздуха равна: $\Delta t_R = [(3,4 \cdot 5) + (0,22 \cdot 7)]/12 = 1,54^\circ\text{C}$.

3. Определяем среднегодовую температуру t_d на дневной поверхности как сумму среднегодовой температуры воздуха и радиационной поправки к температуре: $t_d = t_v + \Delta t_R$. Соответственно на открытом участке $t_d = -10,5 + 2,16 = -8,34^\circ\text{C}$, а под пологом леса

$t_d = -10,3 + 1,54 = -8,76^\circ\text{C}$.

4. Рассчитываем радиационные поправки к годовой амплитуде температур воздуха ΔA_R для двух площадок как разность между годовыми амплитудами температур на дневной поверхности и воздуха. Годовая амплитуда температур на дневной поверхности A_d на открытом участке и под пологом леса соответственно равна 21,68 и 20,09 $^\circ\text{C}$. Тогда на открытом участке $\Delta A_R = 21,68 - 19,26 = 2,42^\circ\text{C}$ и под пологом леса $\Delta A_R = 20,09 - 18,5 = 1,59^\circ\text{C}$.

Таким образом, лес оказывает охлаждающее влияние, так как среднегодовая температура на дневной поверхности в лесу на 0,42 $^\circ\text{C}$ ниже по сравнению с открытым участком, при этом A_d снижается на 1,59 $^\circ\text{C}$.

7.3. Влияние рельефа местности на температурный режим пород

Положением того или иного участка местности в рельефе во многом определяется температурный режим пород. Поскольку температура воздуха понижается с увеличением высоты местности примерно на 0,4—0,6 $^\circ\text{C}$ на каждые 100 м, соответственно понижается и среднегодовая температура пород t_{cp} . Исключение составляют районы с инверсионным распределением температур воздуха (Якутия, Забайкалье и др.). В этих районах температура воздуха в долинах рек и днищах межгорных котловин часто бывает ниже, чем на окружающих низкогорных междуречьях. В горных районах с изменением высоты рельефа связано различие состава отложений и их влажности, изменяются также мощность снежного покрова, сплошность и видовой состав растительности и т.д., т.е. происходит изменение всех классификационных показателей типов сезонного промерзания (оттаивания) пород.

Существенное влияние на формирование t_{cp} оказывают экспозиция и крутизна склонов, т.е. ориентация склонов относительно стран света и угол падения солнечных лучей на склоны разной крутизны. В основном это проявляется через количество приходящей и поглощенной этими поверхностями солнечной радиации. Понижение t_{cp} и сокращение A_n в зависимости от экспозиции склонов (при прочих равных условиях) происходит в направлении

от южных, юго-западных к северо-восточным и северным. При чем разность $t_{ср}$ и A_n на склонах южной и северной экспозиций определяется в основном различием в летних температурах воздуха, поскольку зимой при очень малом поступлении лучистой энергии северные и южные склоны охлаждаются почти одинаково (при одинаковом снежном и растительном покрове). Летнее же нагревание солнечными лучами оказывается более сильным на южных склонах. В связи с этим на северных склонах глубина сезонного оттаивания существенно меньше, чем на склонах южной экспозиции. Исключение составляют лишь районы высоких широт, где глубина сезонного оттаивания пород на склонах северной и южной экспозиций примерно одинакова. Это связано с тем, что в течение полярной ночи солнечная радиация вообще отсутствует, а в течение полярного дня солнце движется по кругу, невысоко поднимаясь над горизонтом, и относительно равномерно обогревает склоны разных экспозиций.

Влияние крутизны склонов на температурный режим пород проявляется через различный угол падения солнечных лучей и через их затененность друг другом, т.е. через различное количество радиации, поглощенной поверхностью склонов. Более высокие температуры пород в летний период характерны для склонов, перпендикулярных к солнечным лучам (крутизной около 30°), что обеспечивает большую глубину сезонного оттаивания пород на них, в то время как глубины сезонного промерзания оказываются примерно такими же, как на пологих склонах, поскольку зимнее охлаждение их различается незначительно. При этом следует учитывать, что влияние крутизны склонов, так же как и экспозиции, на температурный режим пород может осложняться и другими факторами, например неодинаковым распределением снежного покрова, различиями в растительном покрове, разной влажностью отложений и т.д., что затушевывает проявление рассматриваемых закономерностей в чистом виде.

Количественно влияние экспозиции и крутизны склонов на температурный режим пород может быть оценено через радиационные поправки к температуре и амплитуде колебаний температуры с учетом составляющих радиационно-теплового баланса разных склонов, как это было рассмотрено выше (см. 7.1).

Расчет влияния экспозиции и крутизны склонов на температуру пород. На участке исследования склоны сложены слабовлажным глыбово-щебенистым материалом с небольшим (до 20—30%) содержанием супесчаного заполнителя. Полученный в процессе съемки годовой ход радиационного баланса поверхности R на склонах различной экспозиции и крутизны приведен в табл. 7.6.

Таблица 7.6

**Радиационный баланс на склонах различной крутизны
и экспозиции, ккал/см² [9]**

Экспозиция	Крутизна, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Южная	10	-2,5	-1,9	-2,1	0,1	8,6	9,3	8,4	6,0	2,0	-1,0	-2,9	-2,6	21,4
	20	-2,5	-1,8	-1,8	0,4	8,7	9,5	8,4	6,4	2,5	-0,4	-2,8	-2,6	24,0
Северная	10	-2,5	-1,6	-3,2	-3,0	-1,9	-0,6	5,9	6,8	4,2	0,0	-2,3	-2,5	0,0
	20	-2,5	-2,1	-3,2	-3,1	-2,1	-0,6	5,5	7,2	3,9	-0,5	-2,3	-2,5	-2,3
Западная, восточная	10-20	-2,5	-2,0	-3,0	-0,8	7,2	9,5	9,0	5,8	1,4	-1,9	-2,8	-2,5	17,4

Затраты тепла на испарение с поверхности LE близки к нулю. Коэффициент турбулентного теплообмена на дневной поверхности a равен $20 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{С} \cdot \text{ч})$.

Решение. Радиационная поправка к температуре на дневной поверхности определяется из уравнения (7.2): $\Delta t_R = P_a(R - LE - B)/a$. Поскольку коэффициент a постоянен в течение года, для расчета можно пользоваться среднегодовыми величинами составляющих радиационного баланса. Величина B за год равна 0; LE , по условию задачи, также близки к 0, поэтому в данном случае уравнение приобретает вид: $\Delta t_R = R/a$.

1. Рассчитывается среднегодовая величина радиационного баланса $[\text{ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})]$ для склонов разной крутизны и экспозиции делением годовой величины (табл. 7.6) на 12 месяцев. Например, для склонов южной экспозиции крутизной 10° $R = (21,4 \cdot 13,7)/12 = 24,4 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$, где 13,7 — коэффициент перевода единиц $\text{ккал}/\text{см}^2$ в месяц в $\text{ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$. Результаты расчета R для других склонов приведены в табл. 7.7.

2. Определяется радиационная поправка к температуре по формуле $\Delta t_R = R/a$. Для склонов южной экспозиции крутизной 10° $\Delta t_R = 24,4/20 = 1,2^\circ\text{С}$. Результаты расчета Δt_R для других склонов приведены в табл. 7.7.

Таблица 7.7

Значения R и Δt_R для разных склонов

Экспозиция	Крутизна, град.	R , $\text{ккал}/\text{м}^2 \cdot \text{ч}$	Δt_R , $^\circ\text{С}$
Южная	10	24,4	1,2
	20	27,4	1,4
Северная	10	0,0	0,0
	20	2,6	-0,1
Западная, восточная	10-20	19,9	1,0

Таким образом, максимальная температура формируется на склонах южной экспозиции крутизной 20 град., минимальная — на склонах северной экспозиции крутизной 20 град. Разница в среднегодовой температуре на дневной поверхности этих склонов достигает $1,5^\circ\text{С}$. С уменьшением крутизны эта разница сокращается.

7.4. Влияние снежного покрова на температурный режим пород

Снежный покров является одним из наиболее мощных факторов формирования температурного режима пород. Отепляющее воздействие снежного покрова определяется его низкой теплопроводностью и существованием только в холодный период года и может приводить к повышению среднегодовой температуры пород относительно таковой на дневной поверхности на величину до 10°C и более. В южных районах криолитозоны снежный покров часто определяет само существование многолетнемерзлых пород, а в северных — их мощность.

Первую приближенную формулу для оценки отепляющего влияния снежного покрова предложил В.А. Кудрявцев (1954). При ее выводе использовался первый закон Фурье, описывающий затухание температурных колебаний в среде без фазовых переходов воды. Эта формула имеет следующий вид:

$$\Delta t_{\text{сн}} = A_{\text{д}} (1 - e^{-h_{\text{сн}} \varphi}); \quad \varphi = \sqrt{\frac{\pi}{a_{\text{сн}} T}}, \quad (7.7)$$

где $\Delta t_{\text{сн}}$ — разность между среднегодовой температурой поверхности напочвенного растительного покрова (или почвы) под снегом и среднегодовой температурой дневной поверхности; $A_{\text{д}}$ — амплитуда (физическая) годовых колебаний температуры на дневной поверхности; $a_{\text{сн}}$ — коэффициент теплопроводности снега; $h_{\text{сн}}$ — высота снежного покрова в середине холодного периода; T — период колебаний температуры, т.е. длительность года.

В качестве теплоизолятора снег не только обуславливает повышение среднегодовой температуры пород по отношению к среднегодовой температуре воздуха, но и сокращает амплитуду годовых колебаний температуры под снегом относительно таковой на его поверхности на величину $\Delta A_{\text{сн}}$. В рассматриваемой расчетной схеме указанное сокращение амплитуд колебаний температуры принято равным отепляющему влиянию снежного покрова: $\Delta A_{\text{сн}} = \Delta t_{\text{сн}}$.

Приближенная формула Кудрявцева широко используется в практике различных геокриологических исследований как экспресс-метод оценки влияния снежного покрова на температурный режим пород. Для удобства расчетов по формуле (7.7) составлена специальная таблица, определяющая значение сомножителя в скобках в зависимости от высоты и плотности снега. Однако в силу того, что в природных условиях диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега весьма невелик, ниже будет показано, что формула (7.7) может быть еще более упрощена.

Теплоизолирующее действие снежного покрова зависит от его термического сопротивления $R_{\text{сн}}$, представляющего собой комплексный параметр, зависящий от мощности снега $h_{\text{сн}}$ и его коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{сн}}$: $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}}$. Ведущим фактором, определяющим теплопроводность снега, является его плотность $\rho_{\text{сн}}$. Наиболее близкие к фактическим значения параметра $\lambda_{\text{сн}}$ дает известная формула Б.В. Проскурякова:

$$\lambda_{\text{сн}} = 0,018 + 0,87\rho_{\text{сн}}, \quad (7.8)$$

где размерности величин теплопроводности и плотности снега соответственно составляют $[\text{ккал}/(\text{м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})]$ и $[\text{г}/\text{см}^3]$.

Коэффициент температуропроводности снега $a_{\text{сн}}$ представляет собой отношение коэффициента теплопроводности снега к его объемной теплоемкости $C_{\text{сн}}^{\text{об}}$:

$$a_{\text{сн}} = \frac{\lambda_{\text{сн}}}{C_{\text{сн}}^{\text{об}}}. \quad (7.9)$$

Величина теплоемкости снега также определяется его плотностью и может быть найдена из очевидного соотношения:

$$C_{\text{сн}}^{\text{об}} = C_{\text{л}}^{\text{об}} \frac{\rho_{\text{сн}}}{\rho_{\text{л}}}, \quad (7.10)$$

где $\rho_{\text{л}}$ и $C_{\text{л}}^{\text{об}}$ — соответственно плотность и объемная теплоемкость льда.

Согласно зависимостям (7.8)—(7.10) коэффициент температуропроводности снега $a_{\text{сн}}$ в диапазоне характерных природных значений плотности снега $\rho_{\text{сн}} = 0,05 - 0,40 \text{ г}/\text{см}^3$ изменяется от 0,0022 до 0,00167 $\text{м}^2/\text{ч}$, т.е. всего на 25%. Поскольку этот параметр входит в формулу (7.7) под корнем, зависимость отепляющего влияния снега от изменений его коэффициента температуропроводности становится еще менее значимой. Поэтому, практически не уменьшая точность расчетной формулы, можно использовать среднеинтегральное значение параметра $a_{\text{сн}} = 0,00178 \text{ м}^2/\text{ч}$ и переписать формулу (7.7) в виде:

$$\Delta t_{\text{сн}} = A_{\text{д}} (1 - e^{-0,45 h_{\text{сн}}}), \quad (7.11)$$

где мощность снега $h_{\text{сн}}$ измеряется в метрах.

Для выявления изменчивости характера формирования снежного покрова во времени и по площади должна проводиться снегомерная съемка. При этом особое внимание обращается на изменение мощности и плотности снега в зависимости от экспозиции и крутизны склонов, характера рельефа и микрорельефа и особенностей растительности. В тех случаях, когда снегомерную съемку по каким-либо причинам провести невозможно, расчетные значе-

ния мощности снежного покрова назначаются по данным ближайших метеостанций. Если сведения о высоте снежного покрова ограничиваются данными о максимальной за зиму мощности снега, то она вводится в расчет с поправочным коэффициентом, который может быть определен, например, из табл. 7.8.

Таблица 7.8

Значение поправочного коэффициента для определения расчетной мощности снежного покрова (по В.А. Кудрявцеву)

Коэффициент	1	0,9	0,8	0,7
Максимальная мощность снежного покрова, м	0,0-0,2	0,3-0,4	0,5-0,6	0,7-1,0

При назначении плотности снежного покрова (при отсутствии данных снегомерной съемки) можно пользоваться табличными значениями и установленными коррелятивными зависимостями (табл. 7.9).

Таблица 7.9

Зависимость между плотностью и мощностью снежного покрова (по В.А. Кудрявцеву)

Мощность снежного покрова, м	Плотность снежного покрова, г/см ³	Мощность снежного покрова, м	Плотность снежного покрова, г/см ³
0,1	0,07	0,6	0,27
0,2	0,12	0,7	0,29
0,3	0,17	0,8	0,30
0,4	0,21	0,9	0,31
0,5	0,24	1,0	0,32

Отепляющее влияние снежного покрова на подстилающие породы определяется не только величиной его термического сопротивления, но в равной степени и величиной проходящего через снежную толщу тепла, т.е. зависит от величины годовых теплооборотов в грунтах. Чем больше теплообороты почвы, тем при всех прочих равных условиях обогревающее влияние снега сильнее, и наоборот. Следовательно, все те факторы и условия, которые определяют теплообороты пород или иное влияние на них, обуславливают и величину обогревающего влияния снежного покрова.

В.А. Кудрявцевым, помимо «сокращенной» методики (формула (7.7)), предложена развернутая схема расчета величины перепада температуры в снежном покрове на основании полученного им уравнения для теплооборотов в слое годового теплообмена, которая учитывает в совокупности практически все значимые

факторы природной среды, влияющие на тепловой эффект действия снежного покрова. Однако эта схема представляет собой сложное трансцендентное уравнение, которое решается методом подбора, что затрудняет использование ее для изучения взаимодействия отдельных факторов в общем процессе теплообмена пород с атмосферой.

Существенно более простая формула для приближенной оценки отопляющего влияния снежного покрова с учетом уровня годового теплообмена пород с атмосферой (т.е. теплооборотов в грунтах) в области развития многолетнемерзлых пород получена С.Н. Булдовичем (2001) [8] из следующих соображений.

Теплоизолирующее влияние снега выражается в формировании разницы температур между его поверхностью и поверхностью грунта, причем она может образовываться только при наличии теплопотока из подстилающих грунтов. При его отсутствии перепад температур (т.е. отопляющее влияние снега) будет равен нулю при любых значениях термического сопротивления снежного покрова. Напротив, чем большее количество тепла отводится из грунта в атмосферу через слой снега за холодный период года, тем больше разница среднезимних температур на подошве и кровле снежного покрова при неизменном его термическом сопротивлении. Это прямо следует из уравнения теплопроводности:

$$q_3(\tau) = \frac{\lambda_{\text{сн}} \Delta t_{\text{сн}}^3}{h_{\text{сн}}} = \frac{\Delta t_{\text{сн}}^3}{R_{\text{сн}}}, \quad (7.12)$$

где $q_3(\tau)$ — интенсивность теплового потока из пород через снежный покров в атмосферу; $\Delta t_{\text{сн}}^3$ — перепад температур в слое снега; $h_{\text{сн}}$, $\lambda_{\text{сн}}$ — средняя мощность и теплопроводность снега за зимний период; $R_{\text{сн}}$ — среднее за зиму термическое сопротивление снежного покрова, которое может быть принято, например, на основании данных табл. 7.8. Проинтегрировав обе части уравнения (7.12) по времени за период существования снежного покрова, получим следующее выражение:

$$B_3 = \frac{\Delta \Omega_{\text{сн}}}{R_{\text{сн}}} \quad \text{или} \quad \Delta \Omega_{\text{сн}} = B_3 \bar{R}_{\text{сн}}, \quad (7.13)$$

где B_3 — зимний теплооборот в породах; $\Delta \Omega_{\text{сн}}$ — сумма градусочасов *разницы* температур на поверхности снега и его подошве за зиму. Среднегодовая температура под снегом на поверхности грунта или напочвенного покрова (растительного, искусственного) составит:

$$t_{\text{п(нп)}} = \frac{\Omega_{\text{д}}^{\text{п}} + \Omega_{\text{з}}^{\text{п}} + \Delta \Omega_{\text{сн}}}{T} = t_{\text{д}} + \Delta t_{\text{сн}}, \quad (7.14)$$

где $\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}$ — сумма летних (положительных) градусочасов на поверхности грунта или покрова; $\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}$ — сумма зимних (отрицательных) градусочасов на поверхности снега; T — длительность года; $t_{\text{д}}$ — среднегодовая температура дневной поверхности (зимой — снега, летом — поверхности открытого грунта или напочвенного покрова); $\Delta t_{\text{сн}}$ — положительное приращение среднегодовой температуры на поверхности грунта в результате отепляющего воздействия снега, или просто — отепляющее влияние снега.

Таким образом, с учетом (7.12) и (7.13) перепад температур в снежном покрове приводит к повышению величины *среднегодовой* температуры поверхности грунта (напочвенного покрова) по сравнению с таковой на дневной поверхности на величину

$$(7.15) \quad \Delta t_{\text{сн}} = \frac{B_3 \bar{R}_{\text{сн}}}{T}.$$

Из (7.15) видно, что вклады термического сопротивления снега и теплооборотов в подстилающих породах в формирование отепляющего влияния снежного покрова равноценны. Сокращение, например, термического сопротивления снега вдвое может быть компенсировано таким же ростом величины теплооборотов в грунте, и наоборот — при этом отепляющее влияние снега $\Delta t_{\text{сн}}$ остается неизменным.

Зависимость отепляющего влияния снега от уровня теплообмена пород с атмосферой — т.е. величины годовых теплооборотов — можно оценить на основе простых приближенных зависимостей. При отсутствии на поверхности пород растительных напочвенных покровов глубина сезонного оттаивания ξ приблизительно (без учета оттока тепла в мерзлую зону) составляет:

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{Q_{\text{ф}}}},$$

$$B_{\text{л}} \equiv Q_{\text{ф}}\xi = \sqrt{2\lambda}$$

7.16) а летний теплооборот в грунтах $B_{\text{л}}$ равен:

$$m \Pi^{\text{л}} N_{\text{ф}}^{\text{л}} \quad (7.17)$$

где $Q_{\text{ф}}$ — теплота фазовых переходов в грунте; $\lambda_{\text{т}}$ — теплопроводность талых пород; $\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}$ — сумма градусочасов за летний период на поверхности пород.

Отепляющее влияние снега определяется из зависимостей (7.15), (7.16) и (7.17) с учетом того, что при периодически установившемся температурном режиме теплообороты в грунтах в полупериоды охлаждения и нагревания равны между собой: $B_{\text{л}} = B_3$. Изменение среднегодовой температуры в пределах снежного покрова составит:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \frac{\bar{R}_{\text{сн}}}{T} \sqrt{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}Q_{\text{ф}}}, \quad (7.18)$$

где $\bar{R}_{\text{сн}}$ — среднее термическое сопротивление снега за зимний период. Полученная формула включает теплофизические характеристики пород, учитывает интенсивность годового теплообмена последних с внешней средой и позволяет оценить температурное воздействие снега при отсутствии иных теплоизолирующих покровов.

Согласно положениям В.А. Кудрявцева, отепляющее влияние снежного покрова определяется теми же факторами, что и величина теплооборотов в грунте. Известно, например, что годовые теплообороты существенно возрастают при увеличении количества выделяющейся в породах теплоты фазового перехода воды. Из зависимости (7.18) прямо следует, что в первом приближении отепляющее влияние снега пропорционально $\sqrt{Q_{\text{ф}}}$, т.е. для одних и тех же пород с объемной влажностью 10 и 40% одинаковое значение $\Delta t_{\text{сн}}$ будет отмечаться при термическом сопротивлении снега, различающемся в $\sqrt{2}$ раза.

Сокращение амплитуды годовых колебаний температуры в пределах снежного покрова $\Delta A_{\text{сн}}$ может быть оценено исходя из следующих соображений. Амплитуда синусоидальных колебаний температуры связана с суммами летних и зимних градусочасов известной приближенной зависимостью (Ершов, 1990):

$$A \approx \frac{\pi}{2} \left(\frac{\Omega_{\text{л}} - \Omega_{\text{з}}}{T} \right), \quad (7.19)$$

где $\Omega_{\text{л}}$ и $\Omega_{\text{з}}$ — суммы соответственно летних и зимних градусочасов, берущиеся с реальным знаком (зимние — отрицательные). Тогда разница амплитуд колебаний температур на кровле и подошве снежного покрова будет:

$$\begin{aligned} \Delta A_{\text{сн}} &= \frac{\pi}{2T} (\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - \Omega_{\text{з}}^{\text{пс}}) - \frac{\pi}{2T} (\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - \Omega_{\text{з}}^{\text{п}}) = \frac{\pi}{2T} (\Omega_{\text{з}}^{\text{п}} - \Omega_{\text{з}}^{\text{пс}}) = \\ &= \frac{\pi}{2T} \Delta \Omega_{\text{сн}} = \frac{\pi}{2} \Delta t_{\text{сн}}, \end{aligned} \quad (7.20)$$

где $\Omega_{\text{з}}^{\text{пс}}$ и $\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}$ — соответственно зимние суммы градусочасов на поверхности снега и на поверхности почвы (или напочвенного покрова) под снегом. Из уравнений (7.20) и (7.15) получается окончательное выражение для нахождения сокращения амплитуды годовых температурных колебаний под снежным покровом с учетом различия хода температур на поверхности и подошве снежного покрова в зависимости от уровня теплообмена пород с внешней средой

$$\Delta A_{\text{сн}} = \frac{\pi}{2} \Delta t_{\text{сн}} = \frac{\pi}{2} \frac{\bar{R}_{\text{сн}}}{T} \sqrt{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}Q_{\text{ф}}}.$$

(теплооборотов):

$$(7.21)$$

При наличии на поверхности грунта растительных или искусственных покровов обогревающее влияние снега всегда заметно уменьшается в соответствии с уменьшением при этом величины летних теплооборотов в грунтах. В этом случае также можно достаточно просто получить зависимость для ориентировочной оценки обогревающего влияния снежного покрова (Булдович, 2001) [8]. Глубина сезонного оттаивания пород под теплоизолирующим покровом с термическим сопротивлением $R_{\text{п}}$ приблизительно (без учета оттока тепла за летний период в подстилающие мерзлые породы) равна:

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{Q_{\text{ф}}} + (\lambda_{\text{т}}R_{\text{п}})^2} - \lambda_{\text{т}}R_{\text{п}}. \quad (7.22)$$

Используя зависимость (7.22) вместо (7.16) и произведя те же подстановки, что и при выводе (7.18), имеем зависимость для определения температурного влияния снега на среднегодовую температуру пород при наличии других покровов на поверхности:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \frac{\bar{R}_{\text{сн}}}{T} \left(\sqrt{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}Q_{\text{ф}} + d^2} - d \right), \text{ где } d = \lambda_{\text{т}}R_{\text{п}}Q_{\text{ф}}. \quad (7.23)$$

Легко убедиться, что величина обогревающего влияния снега всегда уменьшается при возрастании сопротивления напочвенного растительного покрова.

Таким образом, учет теплооборотов при определении обогревающего влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород очень важен, особенно при высоком уровне годового теплообмена пород с атмосферой.

Приведенные выше расчетные зависимости для оценки обогревающего влияния снежного покрова ((7.18),(7.23)) получены для области развития многолетнемерзлых пород с отрицательной среднегодовой температурой. Определение температурного влияния снега в области существования талых пород менее актуально. Однако и эта оценка может быть легко осуществлена по аналогичной схеме с использованием зависимости (7.15), но в этом случае теплооборот в породах должен определяться по циклу формирования сезонномерзлого слоя в зимний период. Окончательная зависимость для оценки обогревающего влияния снежного покрова в области развития талых пород с положительной среднегодовой температурой на подошве слоя сезонного промерзания $t_{\xi} \geq 0^{\circ}\text{C}$ имеет вид:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \frac{\bar{R}_{\text{сн}}}{T} \left(\sqrt{2\lambda_{\text{м}}|\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}|Q_{\text{ф}} + r^2} - r \right), \text{ где } r = \lambda_{\text{м}}(R_{\text{п}} + \bar{R}_{\text{сн}})Q_{\text{ф}}, \quad (7.24)$$

где λ_m — коэффициент теплопроводности пород в мерзлом состоянии; $\Omega_3^п$ — зимняя сумма градусочасов на поверхности снежного покрова, близкая к таковой воздуха. В этом уравнении, так же как и в зависимости (7.23) для области развития многолетнемерзлых пород, учитывается наличие на поверхности грунта теплоизолирующего слоя напочвенной растительности (или искусственного материала). В случае оголенной поверхности грунта полагается, что $R_n = 0$.

Оценка обогревающего влияния снежного покрова

Требуется определить обогревающее влияние снежного покрова на площадке проектируемого строительства. На большей части площадки напочвенный растительный покров удален, на остальных участках сохраняется естественный мохово-лишайниковый покров мощностью $h_n = 0,1$ м. Объект расположен в районе, природные условия которого характеризуются исключительно малой высотой снежного покрова — $h_{сн}$ порядка 10—15 см — и высокими значениями летних температур воздуха и поверхности грунтов — сумма летних градусочасов на поверхности пород (или растительного покрова) $\Omega_{л}^п = 45\,000\text{—}50\,000^\circ\text{C} \cdot \text{ч}$. Зимняя сумма градусочасов воздуха составляет $\Omega_3^в = -84\,000^\circ\text{C} \cdot \text{ч}$. Плотность снежного покрова в среднем имеет значение $\rho_{сн} = 0,15$ г/см³. Площадка сложена супесчаными грунтами с коэффициентом теплопроводности $\lambda_t = 1,5$ ккал/(м · ч · °С), теплота фазовых переходов в породах $Q_{\phi} = 20\,000$ ккал/м³. Коэффициент теплопроводности мохово-лишайникового покрова на ненарушенных участках равен $\lambda_n = 0,25$ ккал/(м · ч · °С).

Расчет обогревающего влияния снежного покрова на оголенных участках с учетом теплооборотов в породах. 1. По формуле Проскурякова (7.8) находим теплопроводность снега $\lambda_{сн} = 0,018 + 0,87\rho_{сн} = 0,018 + 0,15 \cdot 0,87 = 0,149$ ккал/(м · ч · °С). Принимая среднюю за зиму мощность снежного покрова $h_{сн} = 0,10$ м, найдем среднее термическое сопротивление снежного покрова $\bar{R}_{сн} = h_{сн}/\lambda_{сн} = 0,10/0,149 = 0,67$ м² · °С/ккал.

2. Принимая значение суммы летних градусочасов на поверхности пород $\Omega_{л}^п = 47\,500^\circ\text{C} \cdot \text{ч}$, по формуле (7.18) найдем величину обогревающего влияния снежного покрова

$$\Delta t_{сн} = \frac{\bar{R}_{сн}}{T} \sqrt{2\lambda_t \Omega_{л}^п Q_{\phi}} = \frac{0,67}{8760} \sqrt{2 \cdot 1,5 \cdot 20\,000 \cdot 47\,500} = 4,1^\circ\text{C}.$$

3. Найдем параметры годовых температурных колебаний на дневной поверхности и на поверхности грунта под снегом. Для зимнего периода можно принять, что температура на поверхности

снежного покрова практически равна температуре воздуха. Тогда среднегодовая температура на дневной поверхности t_d определится из известного соотношения:

$$t_d = (\Omega_d^n + \Omega_3^B) / T = (47\,500 - 84\,000) / 8760 = -4,17^\circ\text{C}.$$

Амплитуда колебаний температуры на дневной поверхности найдется из уравнения (7.19):

$$A_d = \frac{\pi}{2T} (\Omega_d^n - \Omega_3^B) = \frac{\pi}{2 \cdot 8760} (47\,500 + 84\,000) = 23,6^\circ\text{C}.$$

Среднегодовая температура на поверхности грунта t_n отличается от среднегодовой температуры на дневной поверхности t_d в рассматриваемых условиях только на величину тепляющего влияния снега $\Delta t_{\text{сн}}$:

$$t_n = t_d + \Delta t_{\text{сн}} = -4,17 + 4,1 \approx -0,1^\circ\text{C}.$$

Согласно зависимости (7.21), сокращение амплитуды температурных колебаний на поверхности грунта относительно таковых на поверхности снега составляет:

$$\Delta A_{\text{сн}} = \frac{\pi}{2} \Delta t_{\text{сн}} = 1,571 \cdot 4,1 = 6,4^\circ\text{C}.$$

Амплитуда колебаний температуры под снегом будет:

$$A_n = A_d - \Delta A_{\text{сн}} = 23,6 - 6,4 = 17,2^\circ\text{C}.$$

Окончательно параметры температурных колебаний имеют следующие характеристики: на дневной поверхности $t_d = -4,2^\circ\text{C}$ и $A_d = 23,6^\circ\text{C}$ и на поверхности грунта под снегом $t_n = -0,1^\circ\text{C}$ и $A_n = 17,2^\circ\text{C}$.

Таким образом, даже столь тонкий снеговой покров в условиях резко континентального климата и больших теплооборотов в породах оказывает заметное тепляющее влияние на температурный режим пород.

Интересно сравнить полученные результаты с расчетом тепляющего влияния снега для тех же условий по сокращенной формуле (7.7).

Расчет тепляющего влияния снега по сокращенной формуле В.А. Кудрявцева. 1. В сокращенную формулу (7.7) входит значение физической амплитуды колебаний температуры на дневной поверхности (зимой — поверхности снега, летом — поверхности грунта) A_d . В соответствии с результатом предыдущего расчета принимаем эту величину равной $A_d = 23,6^\circ\text{C}$.

2. Объемная теплоемкость снега может быть рассчитана по формуле (7.10): $C_{\text{сн}}^{\text{об}} = C_{\text{л}}^{\text{об}} \frac{\rho_{\text{сн}}}{\rho_{\text{л}}}$, где $\rho_{\text{сн}}$, $\rho_{\text{л}}$ — плотность снега и льда

соответственно. Объемная теплоемкость льда $C_{\text{л}}^{\text{об}} = 500 \text{ ккал}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$, его плотность — $\rho_{\text{л}} = 0,91 \text{ г}/\text{см}^3$. Тогда при плотности снега $\rho_{\text{сн}} = 0,15 \text{ г}/\text{см}^3$ объемная теплоемкость снега $C_{\text{сн}}^{\text{об}}$ равна $82,4 \text{ ккал}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$. Величина коэффициента температуропроводности снега согласно (7.9) составит $a_{\text{сн}} = \frac{\lambda_{\text{сн}}}{C_{\text{сн}}^{\text{об}}} = 0,149/82,4 = 0,00181 \text{ м}^2/\text{ч}$.

3. По сокращенной формуле В.А. Кудрявцева (7.7) получим

$$\text{значение } \Delta t_{\text{сн}} = A_{\text{д}} \left(1 - \exp \left(-h_{\text{сн}} \sqrt{\frac{\pi}{a_{\text{сн}} T}} \right) \right) = 23,6 \left(1 - \exp(-0,1 \times \sqrt{\frac{\pi}{0,00181 \cdot 8760}}) \right) = 23,6 \left(1 - e^{-0,1 \cdot 0,445} \right) = 1,03^\circ\text{C}.$$

Эта величина в 4 раза меньше, чем полученная по формуле (7.18) с учетом уровня теплообмена пород с внешней средой.

Из приведенного сравнения видно, что при больших величинах годовых теплооборотов в грунтах неучет последних может привести к существенным ошибкам.

Расчет обогревающего эффекта снега при наличии напочвенного растительного покрова. 1. Вначале определяется термическое сопротивление напочвенного растительного покрова: $R_{\text{п}} = h_{\text{п}}/\lambda_{\text{п}} = 0,1/0,25 = 0,4 \text{ м}^2 \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C}/\text{ккал}$.

2. Для оценки обогревающего воздействия снега используется зависимость (7.23): $\Delta t_{\text{сн}} = \frac{\bar{R}_{\text{сн}}}{T} \left(\sqrt{2\lambda_{\text{т}} \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} Q_{\text{ф}} + d^2} - d \right)$, где $d = \lambda_{\text{т}} R_{\text{п}} Q_{\text{ф}}$. Вначале находим величину комплексного параметра $d = 1,5 \cdot 0,4 \times 20\,000 = 12\,000 \text{ ккал}/\text{м}^2$. Далее определяется обогревающее влияние снега на среднегодовую температуру пород на участках с сохраненным растительным покровом:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \frac{0,67}{8760} \left(\sqrt{2 \cdot 1,5 \cdot 47\,500 \cdot 20\,000 + 12\,000^2} - 12\,000 \right) = 3,27^\circ\text{C}.$$

Как видно, обогревающее влияние снега при наличии дополнительного теплоизолирующего слоя меньше, чем в случае, когда снег является единственным покровом на поверхности пород. Указанное сокращение температурного воздействия снега связано с уменьшением годовых теплооборотов в породах под влиянием постоянно существующего растительного покрова.

7.5. Влияние напочвенных растительных покровов на температурный режим пород

К напочвенным покровам относятся мхи, лишайники, дерново-кустарничковые и травяные. Они образуют на почве своеобразный слой теплоизоляции и оказывают большое влияние на

температуру пород. Влияние напочвенного растительного покрова как теплоизолятора на температурный режим и глубину сезонного оттаивания или сезонного промерзания пород оценить даже качественно значительно труднее, чем дать оценку влияния снега. Объясняется это тем, что растительный покров изолирует почву не только от охлаждения в зимнее время (как снег), но и от нагревания в течение всего лета. Суммарный эффект этих двух влияний зависит от продолжительности летнего и зимнего сезонов, континентальности климата, высоты снежного покрова, влажности подстилающей почвы и др., т.е. от целого ряда факторов и условий, определяющих роль растительного покрова в теплообмене между поверхностью почвы и атмосферой, с одной стороны, и между поверхностью почвы и подстилающими почвами и горными породами — с другой.

Травяной покров в меньшей степени изменяет температурный режим поверхности пород. Тепловое влияние травянистой растительности на среднегодовую температуру пород ($t_{\text{ср}}$) может быть как обогревающим, так и охлаждающим, но не превышает долей градуса. Также незначительно сокращается и амплитуда среднемесячных температур. Значительно сильнее оказывается влияние моховых и мохово-лишайниковых покровов, которые препятствуют летнему прогреву почвы и вместе с тем уменьшают теплоотдачу с поверхности почвы зимой.

Отличительная особенность увлажненных естественных напочвенных покровов — существенное изменение их теплопроводности при переходе из талого состояния в мерзлое. По данным натурных наблюдений, коэффициент теплопроводности мохово-лишайниковых покровов в талом состоянии примерно в 1,5—2 раза меньше, чем в мерзлом. Следовательно, способность моховых покровов задерживать поступающее в летнее время тепло на тот же порядок больше, чем способность препятствовать теплоотдаче зимой. Так, слой мха толщиной 2—3 см сокращает сумму летних температур в 1,5 раза и более. Зимой моховой покров вследствие резкого увеличения коэффициента теплопроводности в значительно меньшей степени влияет на температурный режим грунтов. В среднем за зиму температура под мхами незначительно отличается от температуры на их поверхности. Чем больше толщина мохового покрова и чем меньше его влажность, тем большее влияние он оказывает на $t_{\text{ср}}$ пород. Максимальное охлаждающее влияние оказывают мощные сфагновые мхи, под которыми среднегодовая температура может понижаться на 2—4°C. В зависимости от разницы коэффициентов теплопроводности моховых покровов в талом и мерзлом состояниях, продолжительности летнего и зимнего периодов, мощности снега и т.д. моховые покровы могут оказывать

как охлаждающее, так и обогревающее влияние. При этом следует учитывать, что повышение среднезимней (и минимальной) и понижение среднелетней (и максимальной) температуры поверхности почвы в результате теплоизолирующего влияния моховых покровов в годовом аспекте всегда приводят к резкому сокращению амплитуды колебания температуры. Моховые покровы мощностью 15—20 см сокращают амплитуду температурного колебания на 5—6°C и приводят к уменьшению глубин сезонного оттаивания грунтов в 2—4 раза по сравнению с оголенной поверхностью.

Для расчета теплового влияния растительного покрова (как слоя теплоизоляции) на температуру поверхности пород могут быть предложены приближенные зависимости, выведенные Э.Д. Ершовым (1971). В расчетной схеме влияние покрова рассматривается отдельно в условный «теплый год» с периодом, равным продолжительности существования положительных температур воздуха, когда покров является охлаждающим фактором, и в условный «холодный год» с периодом, соответствующим продолжительности существования отрицательных температур воздуха, когда покров оказывает обогревающее влияние (рис. 7.1). При этом принимается, что фазовые переходы в покровах отсутствуют. При выводе расчетной формулы годовой синусоидальный (или приведенный к синусоидальному) ход изменения температуры на поверхности покрова (с периодом T , среднегодовой температурой t_d и амплитудой A_d) разбивается на два условных гармонических колебания

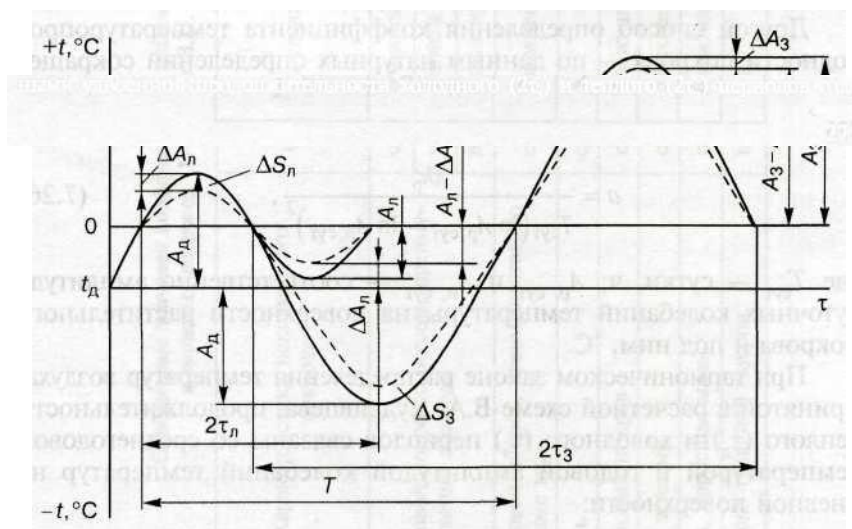


Рис. 7.1. Схема разложения приведенного к гармоническому хода температур на поверхности покрова на два простых гармонических колебания с периодами, равными удвоенной продолжительности холодного ($2\tau_3$) и теплого ($2\tau_n$) периодов года

температуры, происходящих около 0°C с периодами $2\tau_{\text{л}}$ и $2\tau_{\text{з}}$ и с амплитудами колебания летних и зимних температур, равных соответственно $A_{\text{л}}$ и $A_{\text{з}}$. Используя в дальнейшем закон Фурье, находим для этих двух условных синусоид сокращение амплитуды колебания температуры за счет напочвенного покрова соответственно за теплый $\Delta A_{\text{л}}$ и холодный $\Delta A_{\text{з}}$ периоды года:

$$\Delta A_{\text{л}} = A_{\text{л}} \left(1 - e^{-h_p \sqrt{\frac{\pi}{a_{\text{т}} 2\tau_{\text{л}}}}} \right); \quad A_{\text{л}} = A_{\text{д}} + t_{\text{д}};$$

$$\Delta A_{\text{з}} = A_{\text{з}} \left(1 - e^{-h_p \sqrt{\frac{\pi}{a_{\text{м}} 2\tau_{\text{з}}}}} \right); \quad A_{\text{з}} = (A_{\text{д}} - \Delta A_{\text{сн}}) - (t_{\text{д}} + \Delta t_{\text{сн}}), \quad (7.25)$$

где h_p — мощность напочвенного покрова, м; $a_{\text{т}}$ и $a_{\text{м}}$ — коэффициенты температуропроводности исследуемого покрова соответственно в талом и мерзлом состояниях, $\text{м}^2 \cdot \text{ч}$; $\tau_{\text{л}}$ и $\tau_{\text{з}}$ — продолжительность существования соответственно положительных (за теплый или летний период года) и отрицательных (за холодный или зимний период года) температур воздуха, ч. При расчете $A_{\text{л}}$ и $A_{\text{з}}$ значение $t_{\text{д}}$ берется с учетом знака. Коэффициент температуропроводности покрова можно определить из соотношения $a = \lambda/C$, где λ — коэффициент теплопроводности в $\text{ккал}/(\text{м} \cdot \text{ч} \cdot ^{\circ}\text{C})$ (табл. 7.10); C — объемная теплоемкость напочвенного покрова в соответствующий период года, $\text{ккал}/\text{м}^3 \cdot ^{\circ}\text{C}$.

Другой способ определения коэффициента температуропроводности покрова — по данным натурных определений сокращения покровом амплитуды суточных колебаний температуры воздуха летом и зимой, по формуле

$$a = \frac{\pi h_p^2}{T_{\text{сут}} (\ln A_{\text{р,сут}} - \ln A_{\text{п,сут}})^2}, \quad (7.26)$$

где $T_{\text{сут}}$ — сутки, ч; $A_{\text{р,сут}}$ и $A_{\text{п,сут}}$ — соответственно амплитуда суточных колебаний температуры на поверхности растительного покрова и под ним, $^{\circ}\text{C}$.

При гармоническом законе распределения температур воздуха, принятой в расчетной схеме В.А. Кудрявцева, продолжительности теплого ($\tau_{\text{л}}$) и холодного ($\tau_{\text{з}}$) периодов связаны со среднегодовой температурой и годовой амплитудой колебаний температур на дневной поверхности:

$$\tau_{\text{л}} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_{\text{д}}}{A_{\text{д}}} \right), \quad \tau_{\text{з}} = T - \tau_{\text{л}}. \quad (7.27)$$

Обобщенные значения коэффициентов теплопроводности наиболее характерных мохово-лишайниковых и дерновых покровов (1—4 — по В.П. Чернядьеву, 1984; 5—7 — по А.В. Павлову, 1984)

№ п/п	Характеристика напочвенного покрова	Степень увлажнения	Мощность напочвенного покрова, м	Коэффициент теплопроводности, ккал/(м • ч • °С)		Термическое сопротивление м ² • ч • °С/ккал	
				холодный период	теплый период	холодный период	теплый период
1	Моховой покров с очесом, преимущественно сфагнум	слабоувлажненный	0,2	0,33	0,2	0,6	1,0
		увлажненный	0,2	0,66	0,33	0,3	0,6
		переувлажненный	0,1	1,0	0,5	0,1	0,2
2	Моховой покров, преимущественно зеленые мхи	слабоувлажненный	0,1	0,2	0,17	0,5	0,6
3	Ягель	сухой	0,07	0,15	0,15	0,45	0,45
4	Дерновый покров	слабоувлажненный	0,10	0,43	0,34	0,23	0,29
5	Мох зеленый	слабоувлажненный	—	0,12	—	—	—
6	Хвоя, поросшая мхом	слабоувлажненный	—	0,19	-	—	—
7	Мохово-травяной покров	влажный	—	0,2	—	—	—

Зная значения $\Delta A_{\text{л}}$ и $\Delta A_{\text{з}}$, представляется несложным, с использованием площадей $\Delta S_{\text{л}}$ и $\Delta S_{\text{з}}$ (см. рис. 7.1), найти истинное сокращение годовой амплитуды $\Delta A_{\text{раст}}$ и изменение среднегодовой температуры $\Delta t_{\text{раст}}$, осуществляемые напочвенным покровом:

$$\Delta A_{\text{раст}} = \frac{\Delta A_{\text{л}} \tau_{\text{л}} + \Delta A_{\text{з}} \tau_{\text{з}}}{T}; \quad \Delta t_{\text{раст}} = \frac{\Delta A_{\text{з}} \tau_{\text{з}} - \Delta A_{\text{л}} \tau_{\text{л}}}{T} \frac{2}{\pi}. \quad (7.28)$$

Расчет влияния напочвенного растительного покрова как слоя теплоизоляции на температурный режим пород. Требуется рассчитать тепловое влияние мохового покрова высотой 0,2 м на температурный режим поверхности пород на участке озерно-аллювиальной равнины, если $t_{\text{д}} = t_{\text{в}} + \Delta t_{\text{Р}} = -7,7^{\circ}\text{C}$; $A_{\text{д}} = A_{\text{в}} + \Delta A_{\text{Р}} = 23,1^{\circ}\text{C}$; $h_{\text{сн}} = 0,53$ м; $\rho_{\text{сн}} = 260$ кг/м³. Во время полевых съемочных работ получены следующие данные, характеризующие теплофизические свойства мохового покрова в теплый ($C_{\text{т}}$, $\lambda_{\text{т}}$) и холодный ($C_{\text{м}}$, $\lambda_{\text{м}}$) периоды: $C_{\text{т}} = 940$, $C_{\text{м}} = 570$ ккал/(м³ · °C); $\lambda_{\text{т}} = 0,35$, $\lambda_{\text{м}} = 0,8$ ккал/(м · ч · °C).

Решение. 1. Рассчитываем коэффициент температуропроводности талого ($a_{\text{т}}$) и мерзлого ($a_{\text{м}}$) мха:

$$a_{\text{т}} = \lambda_{\text{т}} / C_{\text{т}} = 0,35 / 940 = 0,00037 \text{ м}^2/\text{ч};$$

$$a_{\text{м}} = \lambda_{\text{м}} / C_{\text{м}} = 0,8 / 570 = 0,0014 \text{ м}^2/\text{ч}.$$

2. По (7.27) рассчитываем продолжительность периода с положительными ($\tau_{\text{л}}$) и отрицательными ($\tau_{\text{з}}$) температурами:

$$\tau_{\text{л}} = T \{1/2 + 1/\pi [\arcsin (t_{\text{д}} / A_{\text{д}})]\} =$$

$$= 8760 \{1/2 + 1/3,14 [\arcsin (-7,7/23,1)]\} = 3443 \text{ ч};$$

$$\tau_{\text{з}} = T - \tau_{\text{л}} = 8760 - 3443 = 5317 \text{ ч}.$$

3. Определяем отепляющее влияние снега. Для этого сначала по формулам (7.8—7.10) находим теплофизические свойства снежного покрова.

$$\lambda_{\text{сн}} = 0,018 + 0,00087 \rho_{\text{сн}} = 0,018 + 0,00087 \cdot 260 =$$

$$= 0,244 \text{ ккал/(м · ч · °C)};$$

$$C_{\text{сн}} = C_{\text{л}} (\rho_{\text{сн}} / \rho_{\text{л}}) = 500 \cdot (260 / 910) = 143 \text{ ккал/(м}^3 \cdot ^{\circ}\text{C)};$$

$$a_{\text{сн}} = \lambda_{\text{сн}} / C_{\text{сн}} = 0,244 / 143 = 0,00171 \text{ м}^2/\text{ч}.$$

Отепляющее влияние снега $\Delta t_{\text{сн}}$ по формуле (7.7) равно:

$$\Delta t_{\text{сн}} = A_{\text{л}} \left(1 - e^{-h_{\text{сн}} \sqrt{\frac{\pi}{a_{\text{сн}} T}}} \right) = 23,1 \left(1 - e^{-0,53 \sqrt{\frac{3,14}{0,00171 \cdot 8760}}} \right) = 5,0^{\circ}\text{C}.$$

4. По формулам (7.25) рассчитываем $A_{\text{л}}$, $A_{\text{з}}$ и $\Delta A_{\text{л}}$, $\Delta A_{\text{з}}$:

$$A_{\text{л}} = A_{\text{д}} + t_{\text{д}} = 23,1 - 7,7 = 15,4^{\circ}\text{C};$$

$$A_3 = (A_d - \Delta A_{\text{сн}}) - (t_d + \Delta t_{\text{сн}}) = (23,1 - 5,0) - (-7,7 + 5,0) = 20,8^\circ\text{C}.$$

$$\begin{aligned}\Delta A_d &= A_d \left(1 - e^{-h_p \sqrt{\frac{\pi}{a_t 2\tau_d}}} \right) = 15,4 \left(1 - e^{-0,2 \sqrt{\frac{3,14}{0,00037 \cdot 2 \cdot 3443}}} \right) = \\ &= 15,4 (1 - e^{-0,222}) = 15,4 \cdot 0,199 = 3,06^\circ\text{C}; \\ \Delta A_3 &= A_3 \left(1 - e^{-h_p \sqrt{\frac{\pi}{a_m 2\tau_3}}} \right) = 20,8 \left(1 - e^{-0,2 \sqrt{\frac{3,14}{0,0014 \cdot 2 \cdot 5317}}} \right) = \\ &= 20,8 (1 - e^{-0,09}) = 20,8 \cdot 0,086 = 1,79^\circ\text{C}.\end{aligned}$$

5. По формулам (7.28) находим искомые значения $\Delta A_{\text{раст}}$ и $\Delta t_{\text{раст}}$:

$$\begin{aligned}\Delta A_{\text{раст}} &= (\Delta A_d \tau_d + \Delta A_3 \tau_3) / T = (3,06 \cdot 3443 + 1,79 \cdot 5317) / 8760 = 2,29^\circ\text{C}; \\ \Delta t_{\text{раст}} &= [(\Delta A_3 \tau_3 + \Delta A_d \tau_d) / T] 2 / \pi = \\ &= [(1,79 \cdot 5317 + 3,06 \cdot 3443) / 8760] \cdot 2 / 3,14 = -0,07^\circ\text{C}.\end{aligned}$$

Таким образом, растительный покров, представленный на исследованном участке мхом высотой 0,2 м, сокращает $A_{\text{п}}$ на 2,3 и понижает $t_{\text{п}}$ на 0,1 $^\circ\text{C}$. С учетом влияния снежного и растительного покровов температурный режим на поверхности пород будет определяться: $t_{\text{п}} = -7,7 + 5,0 - 0,1 = -2,8$; $A_{\text{п}} = 23,1 - 5,0 - 2,3 = 15,8^\circ\text{C}$.

7.6. Влияние состава и свойств пород на их температурный режим

Состав и влажность пород оказывают существенное влияние на среднегодовую температуру на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) $t_{\text{з}}$. Это влияние связано с формированием температурной сдвижки, величина которой как раз и определяется составом и влажностью пород сезонноталого (сезонномерзлого) слоя, поскольку она оказывается пропорциональной отношению коэффициентов теплопроводности мерзлого и талого грунтов, а также величине годовых теплооборотов.

В случае равенства теплофизических характеристик пород в талом и мерзлом состояниях среднегодовая температура пород на подошве слоя промерзания (оттаивания) $t_{\text{з}}$ практически совпадает со среднегодовой температурой на поверхности пород $t_{\text{п}}$.

В более общем случае, когда теплопроводность влажных пород в талом состоянии $\lambda_{\text{т}}$ отличается от теплопроводности пород в мерзлом состоянии $\lambda_{\text{м}}$, среднегодовая температура пород не остается постоянной по разрезу слоя сезонного промерзания или

оттаивания, а отличается от среднегодовой температуры поверхности на некоторую величину, которая достигает максимума на подошве этого слоя. Разница между среднегодовыми температурами пород на поверхности и на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) носит название температурной сдвижки Δt_λ . Закономерности формирования температурной сдвижки в условиях периодически установившегося режима теплообмена в промерзающих (оттаивающих) породах впервые фундаментально исследованы В.А. Кудрявцевым [7].

В реальных условиях (при $\lambda_m > \lambda_r$) температурная сдвижка характеризует понижение среднегодовой температуры на глубине ξ по отношению к среднегодовой температуре на поверхности пород (под естественными покровами). Согласно расчетным и экспериментальным данным, Δt_λ изменяется обычно в интервале 0,5—1,5°C. Формирование температурной сдвижки может приводить к некоторому уменьшению мощности сезонного слоя, увеличению части этого слоя, промерзающего снизу, а также к небольшому увеличению глубины сезонного промерзания. Благодаря температурной сдвижке многолетнемерзлые породы могут существовать на участках с положительной t_n .

Как показывают многочисленные расчеты и результаты моделирования, температурная сдвижка определяется в основном соотношением теплопроводностей мерзлых и талых пород (λ_m/λ_r), другие теплофизические характеристики, такие, как теплоемкость C и теплота фазовых переходов Q_ϕ , на величину температурной сдвижки практически не влияют. Кроме того, величина температурной сдвижки зависит от значений среднегодовой температуры и амплитуды годовых колебаний температуры на поверхности пород.

Если на поверхности происходят периодические колебания температуры, тогда

$$\Delta t_\lambda = \begin{cases} (1/m - 1) \frac{\Omega_r}{T} & \text{при } v \leq 0, \\ (m - 1) \frac{\Omega_m}{T} & \text{при } v > 0; \end{cases} \quad (7.29)$$

$$v = \lambda_m \Omega_m + \lambda_r \Omega_r; \quad m = \lambda_m / \lambda_r,$$

где $\Omega_m < 0$ и $\Omega_r > 0$ — суммы морозо- и теплоградусочасов, т.е. площади эпюр отрицательных и положительных температур поверхности пород, °C • ч; λ_r , λ_m — теплопроводность пород соответственно в талом и мерзлом состояниях, ккал/(м • ч • °C); T — длительность года, ч (Булдович, 2001) [8].

$$\Omega_r = t_n \tau_r + \frac{A_n T}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_n}{A_n} \right)^2}; \quad (7.30)$$

$$\tau_T = T \left(0,5 + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_{\Pi}}{A_{\Pi}} \right); \quad \Omega_M = T t_{\Pi} - \Omega_T,$$

где τ_T — длительность теплого периода года в часах; t_{Π} — среднегодовая температура на поверхности пород; A_{Π} — амплитуда (физическая) колебаний температуры на поверхности пород, °С.

Среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) равна $t_{\xi} = t_{\Pi} + \Delta t_{\lambda}$. Из приведенных зависимостей следует, что в случае $\lambda_M > \lambda_T$ ($m > 1$), типичном для влажных пород, имеет место $\Delta t_{\lambda} < 0$, т.е. $t_{\xi} < t_{\Pi}$, тогда как при $\lambda_M < \lambda_T$, наоборот, $\Delta t_{\lambda} > 0$, т.е. $t_{\xi} > t_{\Pi}$.

На основе уравнения (7.29) была построена номограмма для нахождения температурной сдвижки (рис. 7.2). Она представляет собой серию кривых, характеризующих зависимость сдвижки Δt_{λ} от отношения коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состояниях λ_M/λ_T при разных значениях среднегодовой температуры t_{Π} и амплитуды годовых колебаний температуры на поверхности пород A_{Π} . При использовании данной номограммы необходимо рассчитать отношение $\alpha = t_{\Pi}/A_{\Pi}$ и для нужного значения λ_M/λ_T определить по соответствующей кривой рис. 7.2 относительную сдвижку $\delta = \Delta t_{\lambda}/A_{\Pi}$, откуда непосредственно вычисляется искомая величина $\Delta t_{\lambda} = \delta A_{\Pi}$.

Расчет температурной сдвижки при различных коэффициентах теплопроводности пород в мерзлом и талом состояниях. Требуется определить температурную сдвижку и рассчитать среднегодовую температуру пород на участке озерно-аллювиальной равнины. На участке распространены супесчаные породы с $\lambda_M = 1,62$, $\lambda_T = 1,25$ ккал/(м · ч · °С). На поверхности равнины развит моховой покров высотой 0,2 м с коэффициентами температуропроводности мха: $a_T = 0,00037$ м²/ч; $a_M = 0,0014$ м²/ч. Климатические условия характеризуются следующими данными: $t_d = t_b + \Delta t_R = -7,7^\circ\text{С}$; $A_d = A_b + \Delta A_R = 23,1^\circ\text{С}$; $h_{\text{сн}} = 0,53$ м; $\rho_{\text{сн}} = 260$ кг/м³.

Решение. 1. Определяем отепляющее влияние снега $\Delta t_{\text{сн}}$ и влияние мохового покрова на среднегодовую температуру ($\Delta t_{\text{раст}}$) и годовую амплитуду колебаний температуры ($\Delta A_{\text{раст}}$) на поверхности пород (см. 7.5): $\Delta t_{\text{сн}} = 5,0$, $\Delta t_{\text{раст}} = -0,1$, $\Delta A_{\text{раст}} = 2,3^\circ\text{С}$.

2. Определяем температурный режим на поверхности пород под снежным и растительным покровами:

$$t_{\Pi} = t_d + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_{\text{раст}} = -7,7 + 5,0 + (-0,1) = -2,8^\circ\text{С};$$

$$A_{\Pi} = A_d - \Delta A_{\text{сн}} - \Delta A_{\text{раст}} = 23,1 - 5,0 - 2,3 = 15,8^\circ\text{С}.$$

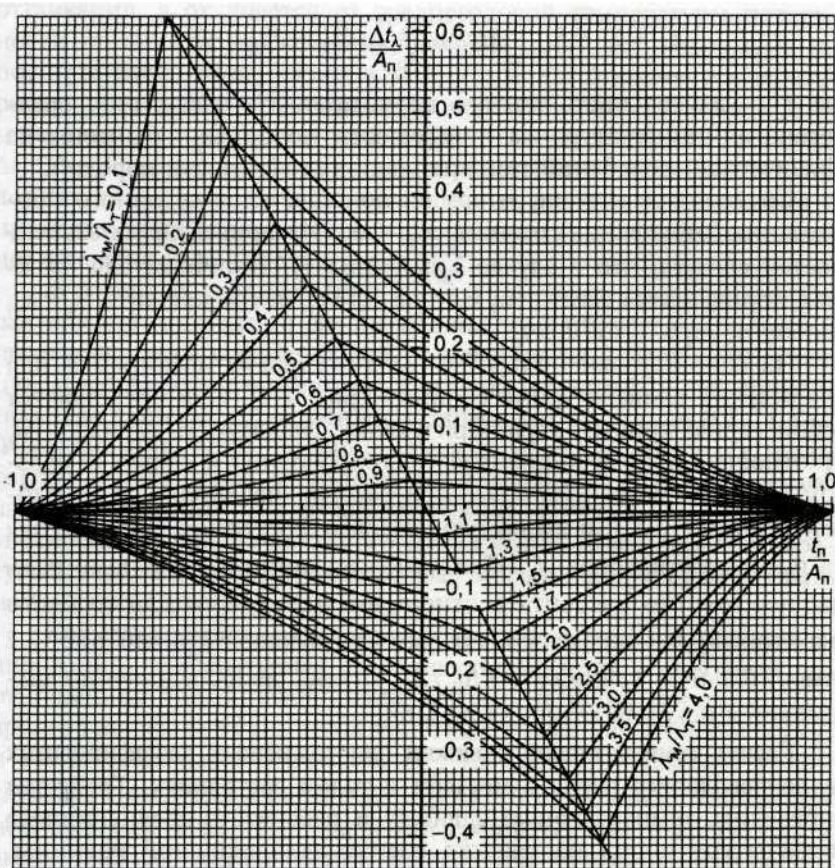


Рис. 7.2. Зависимость относительной температурной сдвижки $\delta = \Delta t_{\lambda} / A_{\pi}$ от относительной среднегодовой температуры поверхности пород $\alpha = t_{\pi} / A_{\pi}$ для различных значений отношения коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состояниях ($\lambda_{\text{м}} / \lambda_{\text{т}}$)

3. По полученным данным t_{π} и A_{π} по номограмме (см. рис. 7.2) определяем температурную сдвижку Δt_{λ} . Сначала находим отношения $\lambda_{\text{м}} / \lambda_{\text{т}} = 1,3$ и $t_{\pi} / A_{\pi} = -0,18$. С оси абсцисс из значения $-0,18$ восстанавливаем перпендикуляр до нужного значения $1,3$ на соответствующей кривой $\lambda_{\text{м}} / \lambda_{\text{т}}$ и на оси ординат определяем относительную сдвижку $\delta = \Delta t_{\lambda} / A_{\pi} = -0,05$. Искомая величина Δt_{λ} вычисляется как $\Delta t_{\lambda} = \delta A_{\pi} = -0,05 \cdot 15,8 = -0,79^{\circ}\text{C}$.

4. Определяем среднегодовую температуру на подошве слоя сезонного оттаивания с учетом температурной сдвижки:

$$t_{\xi} = t_{\pi} + \Delta t_{\lambda} = -2,8 + (-0,79) = -3,59^{\circ}\text{C}.$$

7.7. Влияние инфильтрации летних осадков на температурный режим пород

Породы могут изменять свою температуру не только за счет теплопроводности, но и вследствие конвективного теплообмена между горными породами и движущимися (по трещинам и макропорам в скальных и крупнообломочных породах) грунтовыми водами, воздухом и инфильтрующимися атмосферными осадками.

Наибольшее влияние на формирование температурного режима пород инфильтрация осадков оказывает в районах с теплым и дождливым летом. Интенсивность переноса тепла в породу путем инфильтрации поверхностных вод (осадков) изменяется, во-первых, в зависимости от температуры и от фильтрационной способности почв и подстилающих пород. Формирующийся под влиянием инфильтрации осадков температурный режим зависит еще от теплофизических характеристик инфильтрующих пород.

Приближенный метод для оценки влияния атмосферных осадков на среднегодовую температуру на подошве слоя сезонного оттаивания предложил В.А. Кудрявцев (Достовалов, Кудрявцев, 1967). Основной предпосылкой метода является то, что инфильтрующиеся осадки охлаждаются в слое ξ до 0°C , отдавая весь запас тепла на фазовые переходы воды при оттаивании и на некоторое повышение температуры пород. Расчетное уравнение имеет вид:

$$\Delta t_{\text{ос}} = Q_{\text{ос}} \xi / \lambda_{\text{пр}} T, \quad (7.31)$$

где $\Delta t_{\text{ос}}$ — повышение среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного оттаивания (t_{ξ}) по сравнению со среднегодовой температурой на поверхности пород ($t_{\text{п}}$) за счет инфильтрации атмосферных осадков, $^\circ\text{C}$; ξ — глубина сезонного оттаивания, м; T — годовой период, ч; $Q_{\text{ос}}$ — суммарный теплопоток, поступающий в слой ξ с осадками, ккал/м²; $\lambda_{\text{пр}}$ — приведенная теплопроводность пород в слое ξ , ккал/(м · ч · $^\circ\text{C}$).

$$Q_{\text{ос}} = C_{\text{в}} \sum_{i=1}^n V_{\text{ос},i} t_{\text{ос},i}, \quad (7.32)$$

где $V_{\text{ос},i}$ — месячная (декадная) сумма летних атмосферных осадков, кг/м²; $t_{\text{ос},i}$ — среднемесячная (среднедекадная) температура осадков, приближенно принимаемая равной температуре воздуха (при отсутствии данных), $^\circ\text{C}$; $C_{\text{в}}$ — теплоемкость воды, принимаемая равной 1 ккал/(м³ · $^\circ\text{C}$).

$$\lambda_{\text{пр}} = \frac{\lambda_{\text{т}} (A_{\text{п}} + t_{\text{п}}) + \lambda_{\text{м}} (A_{\text{п}} - t_{\text{п}})}{2A_{\text{п}}}, \quad (7.33)$$

где λ_m, λ_t — коэффициенты теплопроводности пород соответственно в мерзлом и талом состояниях, ккал/(м • ч • °С).

Для практических расчетов из метеорологических справочников необходимо взять месячные или декадные суммы выпадающих летом осадков и соответствующие среднемесячные или среднедекадные температуры воздуха. Сумма осадков в миллиметрах, приводимая в климатических справочниках, соответствует количеству воды в килограммах на 1 м² площади.

Приведенное уравнение (7.31) применимо только для области сезонного оттаивания пород и справедливо для случая, когда все осадки сразу после выпадения инфильтруются в слой сезонного оттаивания, что возможно лишь на горизонтальных участках с выходом крупнодисперсных пород на поверхность и при отсутствии дерново-почвенного слоя. Во всех остальных случаях часть осадков уходит в поверхностный сток и испаряется. Очевидно, при этом величина Q_{oc} должна входить в формулу с поправочным коэффициентом n , выраженным в долях единицы и отражающим потерю осадков на сток и испарение. Коэффициент n может существенно различаться в разных ландшафтных условиях. Определяться он должен на основе полевых наблюдений. Благоприятствующим фактором для отепляющего влияния атмосферных осадков является наличие плоских сдренированных (как правило, водораздельных и террасовых) поверхностей, сложенных с поверхности относительно грубодисперсными грунтами, на которых происходит практически полное поглощение как морозящих, так и ливневых осадков. Наличие в пределах оттаивающих отложений водоносного горизонта любой мощности однозначно снижает тепловой эффект конвективного привноса тепла при инфильтрации, поскольку в этом случае в породах выделяется только часть тепла просачивающихся вод, соответствующая их охлаждению от начальной температуры до температуры на зеркале фильтрационного потока. В качестве близких к предельно возможным в природе величинам конвективного привноса тепла в породы в криолитозоне при летней инфильтрации можно считать значение 4000—5000 ккал/м². Такого порядка теплосодержание дождевых вод достигает, например, в Южной Якутии при норме осадков 300 мм и средней летней температуре воздуха порядка 15°С. В северных районах криолитозоны отепляющий эффект инфильтрации дождевых вод выражен значительно слабее.

Расчетное уравнение для определения отепляющего влияния инфильтрации осадков (7.31) является трансцендентным, так как содержит два взаимосвязанных неизвестных: Δt_{oc} и ξ . Глубина сезонного оттаивания ξ зависит от среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного оттаивания t_{ξ} , которая повышается под

влиянием инфильтрации осадков и равна: $t_{\xi} = t_{\Pi} + \Delta t_{\lambda} + \Delta t_{\text{ос}}$. Определить истинное значение $\Delta t_{\text{ос}}$ можно графически. Для этого строятся два графика, и уравнение решается методом подбора. Задаются некоторые значения $\Delta t_{\text{ос}}$ и в соответствии с ними определяются t_{ξ} и ξ . Затем графически изображается уравнение: $Q_{\text{ос}} \xi / \lambda_{\text{пр}} T = f(\Delta t_{\text{ос}})$, которое представляет собой некоторую линию, полученную при расчете правой части уравнения с подстановками соответствующих $\Delta t_{\text{ос}}$. Равенство $\Delta t_{\text{ос}} = Q_{\text{ос}} \xi / \lambda_{\text{пр}} T$ выполняется на биссектрисе угла. В точке пересечения линии с биссектрисой угла находим искомую величину $\Delta t_{\text{ос}}$.

Расчет влияния инфильтрации летних осадков на среднегодовую температуру пород. Требуется рассчитать влияние инфильтрации летних осадков на среднегодовую температуру пород на участке II надпойменной террасы, сложенной песками и лишенной растительного покрова. По данным лабораторных исследований известно, что в слое сезонного оттаивания объемная теплоемкость талого песка ($C_{\text{т}}$) составляет $450 \text{ ккал/м}^3 \cdot ^\circ\text{C}$; теплота фазовых переходов ($Q_{\text{ф}}$) равна $14\,400 \text{ ккал/м}^3$; $\lambda_{\text{м}} = 1,55$; $\lambda_{\text{т}} = 1,45 \text{ ккал/(м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C)}$.

Климатические условия следующие: $t_{\text{в}} = -6,8^\circ\text{C}$; $A_{\text{в}} = 20^\circ\text{C}$; $h_{\text{сн}} = 0,3 \text{ м}$; $\rho_{\text{сн}} = 190 \text{ кг/м}^3$. Режим выпадения летних осадков и их температура представлены в табл. 7.11. По предварительным расчетам радиационные поправки равны: $\Delta t_{\text{Р}} = 0,8^\circ\text{C}$; $\Delta A_{\text{Р}} = 2,3^\circ\text{C}$.

Таблица 7.11

Режим выпадения летних осадков и их среднемесячная температура

Показатель \ Месяцы	V	VI	VII	VIII	IX
Количество осадков, мм	10	20	77	65	30
Среднемесячная температура воздуха, $^\circ\text{C}$	0,3	9,8	17,0	9,3	3,5

Решение. 1. Определяем температурный режим на поверх-

влияние снежного покрова: $\Delta t_{\text{сн}} = 2,8^\circ\text{C}$. Тогда $t_{\Pi} = t_{\text{в}} + \Delta t_{\text{Р}} + \Delta t_{\text{сн}} = -6,8 + 0,8 + 2,8 = -3,2^\circ\text{C}$; $A_{\Pi} = A_{\text{в}} + \Delta A_{\text{Р}} - \Delta A_{\text{сн}} = 20 + 2,3 - 2,8 = 19,5^\circ\text{C}$.

2. Приведенная теплопроводность пород в слое ξ составляет:

$$\lambda_{\text{пр}} = [\lambda_{\text{т}} (A_{\Pi} + t_{\Pi}) + \lambda_{\text{м}} (A_{\Pi} - t_{\Pi})] / 2A_{\Pi} = [1,45 \cdot (19,5 - 3,2) + 1,55 \cdot (19,5 + 3,2)] / (2 \cdot 19,5) = 1,51 \text{ ккал/(м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C)}.$$

3. Суммарный теплопоток $Q_{\text{ос}} = 1,0 (10 \cdot 0,3 + 20 \cdot 9,8 + 77 \cdot 17,0 + 65 \cdot 9,3 + 30 \cdot 3,5) = 2217,5 \text{ ккал/м}^2$.

4. При $\lambda_{\text{м}}/\lambda_{\text{т}} = 1,07$ и $t_{\Pi}/A_{\Pi} = -0,16$ по номограмме (см. рис. 7.2) определяем температурную сдвигку: $\Delta t_{\lambda} = -0,4^\circ\text{C}$.

285

ности пород. Для этого сначала по формуле (7.7) рассчитываем

5. Задаем значение $\Delta t_{oc} = 0,3^\circ\text{C}$. В соответствии с этим $t_\xi = t_n + \Delta t_\lambda + \Delta t_{oc} = -3,2 - 0,4 + 0,3 = -3,3^\circ\text{C}$. Находим по номограмме ξ (рис. 7.3) при следующих исходных данных: $C_T = 450$ ккал/(м³ · °C); $Q_\phi = 14\,400$ ккал/м³; $\lambda_T = 1,45$ ккал/(м · ч · °C); $A_n = 19,5^\circ\text{C}$; $t_\xi = -3,3^\circ\text{C}$ (подробнее использование номограммы рассмотрено ниже в 7.9). Получаем $\xi_{от} = 2,61$ м.

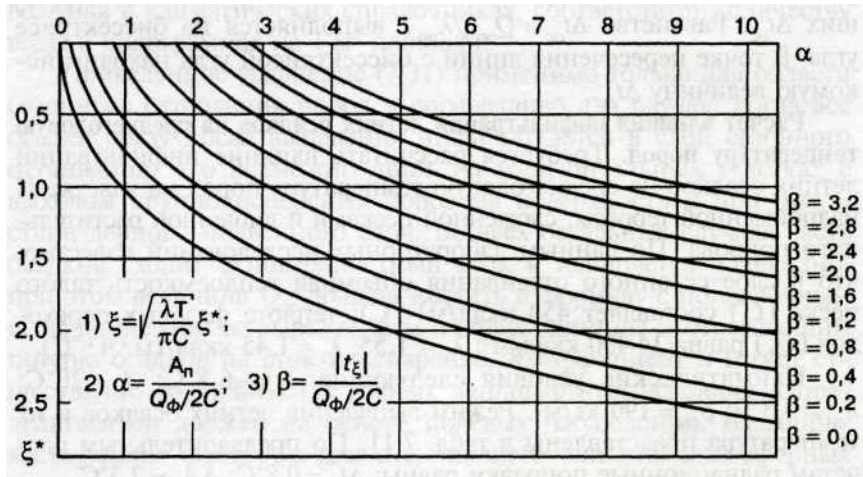
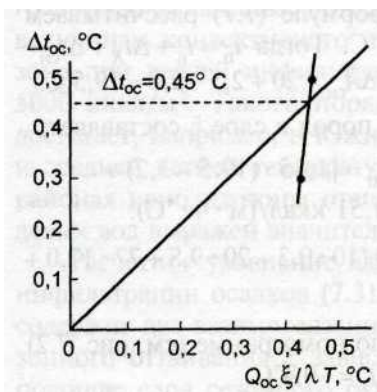


Рис. 7.3. Номограмма для определения глубин сезонного промерзания (оттаивания) пород по формуле В.А. Кудрявцева

Находим правую часть уравнения (7.31): $Q_{oc} \xi / \lambda_{пр} T = (2217,5 \cdot 2,61) / (1,51 \cdot 8760) = 0,44^\circ\text{C}$.

6. Задаем значение $\Delta t_{oc} = 0,5^\circ\text{C}$. Получаем: $t_\xi = -3,1^\circ\text{C}$, $\xi = 2,7$ м, $Q_{oc} \xi / \lambda_{пр} T = 0,46^\circ\text{C}$.

7. На график наносим точки с координатами: а) $\Delta t_{oc} = 0,3^\circ\text{C}$, $Q_{oc} \xi / \lambda_{пр} T = 0,44^\circ\text{C}$; б) $\Delta t_{oc} = 0,5^\circ\text{C}$, $Q_{oc} \xi / \lambda_{пр} T = 0,46^\circ\text{C}$. Точка пере-



$Q_{oc} \xi / \lambda_{пр} T = f(\Delta t_{oc})$ (рис. 7.4) является искомым значением Δt_{oc} , равным $0,45^\circ\text{C}$.

8. Для истинного значения Δt_{oc} находим $t_\xi = t_n + \Delta t_\lambda + \Delta t_{oc} = -3,2 - 0,4 + 0,45 = -3,15^\circ\text{C}$.

сечения биссектрисы угла с линией

Рис. 7.4. График для нахождения

7.8. Влияние водного покрова на температурный режим донных отложений

Водные покровы оказывают сильное влияние на температурный режим подстилающих пород. Оно зависит от глубины водоема, его генезиса, продолжительности существования, занимаемой площади и от гидродинамической связи с подземными водами (если она существует). В зависимости от глубины водоема температурный режим донных отложений формируется различно. В мелких водоемах он определяется теплообменом на поверхности водоема, интенсивным конвективным теплопереносом в результате ветрового перемешивания воды и сезонным льдообразованием. В глубоких водоемах на формирование температуры донных отложений теплообмен на поверхности сказывается значительно слабее в связи с образованием в нижней части разреза водной толщи слоя воды повышенной плотности с низкими положительными температурами (меньшими или равными $+4^{\circ}\text{C}$) со слабой температурно-шютностной конвекцией. Если в донных отложениях глубоких водоемов отсутствует интенсивное фильтрационное движение подземных вод, то их температура изменяется в течение года незначительно. Под такими озерами могут формироваться сквозные или несквозные талики в зависимости от величины положительной температуры донных отложений, соотношения размера озера (по диаметру или ширине) и мощности и температуры многолетнемерзлой толщи пород на окружающей территории.

Следует отметить, что справедливая для природных условий средней полосы закономерность установления в донных отложениях глубоких водоемов температуры, близкой к $+4^{\circ}\text{C}$ (температуры максимальной плотности пресной воды), для условий криолитозоны не является общей. В области развития многолетнемерзлых пород температурный режим донных отложений глубоких водоемов находится в сложной взаимосвязи с конфигурацией таликов под этими водоемами. Под большими в плане и длительно существующими акваториями развиты сквозные талики, в которых глубинный теплопоток имеет восходящий характер и подводит тепло к поверхности дна снизу. В этом случае в нижней части разреза водной толщи (ниже зоны летнего ветрового перемешивания) под влиянием свободной конвекции действительно формируется безградиентный (гомотермический) слой воды с практически неизменной в году температурой, равной $+4^{\circ}\text{C}$. В случае несквозных таликов теплопоток от поверхности дна имеет нисходящий характер. Он охлаждает водную толщу, и в этих условиях температура донных отложений может иметь более низкие положительные значения, чем температура максимальной плотности воды.

В том случае, когда водоем служит областью питания подземных вод, температурный режим донных отложений может характеризоваться годовой изменчивостью температуры при среднем годовом ее значении как ниже, так и выше $+4^{\circ}\text{C}$. Когда водоем является областью разгрузки подземных вод, т.е. под озерами существуют сквозные водовыводящие талики, температурный режим донных отложений определяется главным образом режимом и температурой подземных вод.

Из сказанного следует, что по условиям формирования температурного режима донных отложений водоемы можно разделить на мелкие, средние и глубокие. К мелким следует относить такие водоемы, глубина которых меньше максимальной для данного района толщины льда. Глубокими озерами следует считать те, в которых нижние слои воды не испытывают конвекции в связи с волновым движением в приповерхностных слоях водной толщи. Обычно глубина таких озер превышает 10—15 м — это характерная мощность зоны ветрового перемешивания воды в летний период. Остальные озера могут быть отнесены к средним, температурный режим воды в которых на всю глубину формируется в зоне ветрового перемешивания. Донные отложения под озерами двух последних категорий всегда находятся в талом состоянии.

Среди причин высокого тепляющего воздействия водных покровов на подстилающие породы в литературе называется целый ряд физических факторов. Сюда входят: низкое альbedo водной поверхности, способствующее поглощению солнечной радиации; высокая теплоаккумулирующая способность воды; уникальный механизм прогрева водной толщи процессами свободной конвекции, связанный с аномальными температурно-плотностными характеристиками воды при низких положительных температурах ($0\text{—}8^{\circ}\text{C}$); подледный радиационный нагрев воды и др.

Однако все перечисленные факторы лишь способствуют отоплению водной толщи и субаквальных отложений. Главной же причиной существования водоемов и донных отложений в талом состоянии даже в самых высоких широтах является специфический механизм образования и разрушения ледяного покрова на водной поверхности. Физическая сущность этого эффекта заключается в следующем. Промерзание водного покрова сверху происходит, как и в случае грунта, в условиях все возрастающего термического сопротивления формирующегося мерзлого слоя (льда), препятствующего оттоку тепла кристаллизации от фронта промерзания к поверхности. Разрушение же льда происходит в условиях полного механического удаления талой воды с фронта протаивания и непосредственного постоянного контакта последнего с внешней средой (воздушной и водной), которая находится

в состоянии перемешивания. С плавающих льдов талая вода удаляется гравитационным путем. При этом в силу меньшей, чем у воды, плотности льды по мере оттаивания всплывают, вынося в воздушную среду все более глубокие слои льда. Припайные льды на мелководьях протаивают в субаквальных условиях, однако здесь наиболее сильно проявляются ветровое перемешивание, температурно-плотностная конвекция и радиационный нагрев воды. В результате интенсивность разрушения ледяного покрова оказывается многократно большей, нежели интенсивность его образования. Иными словами можно сказать, что, благодаря большой разнице в величинах истинной теплопроводности льда при промерзании и некоторой эффективной теплопроводности при разрушении ледяного покрова, в слое сезонного промерзания водной толщи формируется большая температурная сдвигка, обеспечивающая существование положительных среднегодовых температур на его подошве.

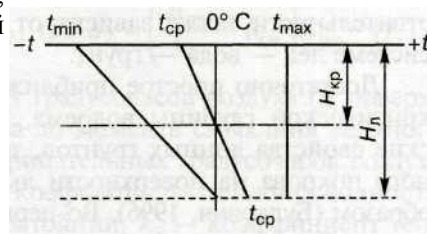
Именно специфические условия образования и разрушения льда определяют настолько мощный отепляющий эффект, что исключают многолетнее промерзание водоемов даже в наиболее суровых климатических условиях криолитозоны. В противном случае большинство водоемов криолитозоны неизбежно промерзли бы до дна, несмотря на действие факторов прогрева и аккумуляции тепла в водной толще, указанных выше.

Влияние *мелких водоемов* на температурный режим подстилающих горных пород изучали многие исследователи. Первую расчетную схему для приближенной оценки этого влияния предложил В.А. Кудрявцев (1954) (рис. 7.5).

Полагая распределение минимальных температур в ледяном покрове линейным, с температурой, меняющейся от минимального значения за зимний период на поверхности льда (под снегом) до нуля на его подошве, а летнее распределение максимальных температур в пределах промерзающей части водной толщи считая безградиентным (что действительно имеет место на мелководных участках акваторий в результате ветрового перемешивания), путем формального сложения этих температурных кривых автором получено линейное распределение среднегодовой температуры (см. рис. 7.5) по глубине, которое описывается следующей зависимостью:

Рис. 7.5. Характер распределения температур в водоеме в расчетной схеме В.А. Кудрявцева.

Пояснение в тексте



$$t(H) = 0,5 \left[\left(1 - \frac{H}{H_{\text{л}}} \right) t_{\text{мин}} + t_{\text{макс}} \right], \quad (7.34)$$

где H — глубина от поверхности водоема; $H_{\text{л}}$ — максимальная для данного района толщина льда; $t(H)$ — среднегодовая температура на глубине H ; $t_{\text{мин}}$ и $t_{\text{макс}}$ — соответственно минимальная среднемесячная температура на поверхности льда под снегом и максимальная среднемесячная температура воды.

Глубина, на которой среднегодовая температура равна $t(H) = 0^\circ\text{C}$, называется критической глубиной водоема $H_{\text{кр}}$:

$$H_{\text{кр}} = H_{\text{л}} \left(1 + \frac{t_{\text{макс}}}{t_{\text{мин}}} \right). \quad (7.35)$$

Очевидно, что если глубина водоема меньше $H_{\text{кр}}$, то под ним будут существовать многолетнемерзлые породы. На всех участках дна, где H превышает $H_{\text{л}}$, среднегодовая температура будет иметь положительное значение. В интервале глубин от $H_{\text{кр}}$ до $H_{\text{л}}$ донные отложения будут сезонно промерзать.

Амплитуда колебаний температуры на поверхности донных отложений $A_{\text{пл}}$, очевидно, может быть определена в рамках предлагаемой расчетной схемы следующим образом: $A_{\text{пл}} = t_{\text{макс}} - t(H)$.

Исследование влияния мелких водоемов по данной методике показывает, что во всех случаях водоемы оказывают отопляющее влияние на температурный режим донных отложений. Эта закономерность так же, как и вся методика расчета в целом, справедлива для пресных водоемов. В соленых озерах, особенно при больших концентрациях рассола, донные отложения могут промерзать даже в средних и глубоких водоемах.

Разумеется, рассмотренная выше расчетная схема имеет ряд недостатков и применима далеко не для всех природных ситуаций. Основным недостатком этого метода является неучет тепловых характеристик процесса промерзания донных отложений, хотя известно, что влияние любых покровов на температурный режим пород существенно зависит от уровня годового теплообмена в последних. В расчетной схеме используется температурный режим на поверхности льда, что предполагает отдельное определение отопляющего влияния снежного покрова, которое в действительности также зависит от теплооборотов в подстилающей системе лед — вода — грунт.

Достаточно простое приближенное решение для определения критической глубины водоема, учитывающее как теплофизические свойства донных грунтов, так и отопляющее влияние снежного покрова на поверхности льда, можно получить следующим образом (Булдович, 1996). Во-первых, принимается основное упро-

шение реальной природной обстановки — термическое сопротивление снежного покрова на льду считается постоянным во времени в течение периода ледостава: $R_{\text{сн}}(\tau) = \text{const}$, где $R_{\text{сн}}$ — термическое сопротивление снежного покрова, равное отношению его мощности к теплопроводности $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}}$; τ — время.

Во-вторых, используется известное положение о том, что при нулевой среднегодовой температуре пород глубины их сезонного промерзания и оттаивания равны между собой. Понятно, что указанная ситуация реализуется в донных грунтах именно при наличии на их поверхности слоя воды с критическим значением мощности $H_{\text{кр}}$.

В летнее время на мелководных участках акваторий криолитозоны за счет ветрового перемешивания водной толщи в ее разрезе формируется гомотермический режим, т.е. температура по глубине и на поверхности дна в любой момент практически одинакова. Глубина летнего оттаивания донных отложений при нулевой среднегодовой их температуре, т.е. в точке акватории с критической глубиной $H_{\text{кр}}$, определяется по простейшей формуле Стефана:

$$\xi_0 = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{а}}}{Q_{\text{ф}}}}, \quad (7.36)$$

где $\lambda_{\text{т}}$ — коэффициент теплопроводности донных пород в талом состоянии; $Q_{\text{ф}}$ — теплота фазовых переходов воды в породе; $\Omega_{\text{л}}^{\text{а}}$ — сумма градусочасов воды на мелководных участках акватории за летний период.

К началу ледостава вода на мелководьях охлаждается практически до 0°C . Тогда, в соответствии с общеизвестным решением о промерзании среды при наличии на поверхности слоя теплоизолирующего материала, промерзание слоя воды опишется выражением:

$$H_{\text{кр}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{л}}\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}}{L\rho_{\text{л}}}} + S_1^2 - S_1, \quad \text{где } S_1 = R_{\text{сн}}\lambda_{\text{л}}, \quad (7.37)$$

а промерзание под слоем образовавшегося льда оттаявших за лето донных отложений — выражением:

$$\xi_0 = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{м}}(|\Omega_{\text{з}}^{\text{в}}| - |\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}|) + S_2^2}{Q_{\text{ф}}}} - S_2, \quad \text{где } S_2 = \left(\frac{H_{\text{кр}}}{\lambda_{\text{л}}} + R_{\text{сн}}\right)\lambda_{\text{м}}, \quad (7.38)$$

где: $\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}$ — сумма отрицательных градусочасов воздуха (и поверхности снега) от начала ледостава до момента смыкания ледяного покрова с дном; $\Omega_{\text{з}}^{\text{в}}$ — сумма отрицательных градусочасов воздуха за весь зимний период; $\lambda_{\text{м}}$ — коэффициент теплопроводности донных отложений в мерзлом состоянии; $\lambda_{\text{л}}$ — коэффициент теп-

лопроводности льда; L — удельная теплота фазовых переходов воды; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда.

Тогда, исключая в уравнениях (7.37) и (7.38) неизвестную величину $\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}$, получим окончательное выражение для определения критической глубины водоема, приводящей к изменению состояния (талое—мерзлое) донных отложений:

$$H_{\text{кр}} = \sqrt{A^2 + B} - A; \quad (7.39)$$

$$A = R_{\text{сн}} \lambda_{\text{л}} + \xi_0 \frac{Q_{\text{ф}}}{L \rho_{\text{л}}}, \quad B = \frac{2 \lambda_{\text{л}}}{L \rho_{\text{л}}} \left[\left| \Omega_3^{\text{в}} \right| - \xi_0 Q_{\text{ф}} \left(\frac{\xi_0}{2 \lambda_{\text{м}}} + R_{\text{сн}} \right) \right],$$

где ξ_0 находится из (7.36).

Для сравнения с величиной $H_{\text{кр}}$ полезно определить максимально возможную мощность льда на рассматриваемом водоеме:

$$H_{\text{л}} = \sqrt{\frac{2 \lambda_{\text{л}} \left| \Omega_3^{\text{в}} \right|}{L \rho_{\text{л}}}} + S_1^2 - S_1. \quad (7.40)$$

В точке акватории, где мощность слоя воды соответствует критической величине $H_{\text{кр}}$ для данных природных условий, среднегодовая температура донных отложений равна 0°C , глубина сезонного оттаивания пород равна глубине их зимнего промерзания, а мощность субаквального деятельного слоя максимальна. При увеличении глубины водоема среднегодовая температура донных отложений переходит в положительную область, а мощность слоя сезонного промерзания уменьшается и становится равной нулю на глубине, соответствующей максимальной мощности льда на данном водоеме (водотоке). По мере сокращения глубины водоема относительно $H_{\text{кр}}$ среднегодовая температура пород и мощность субаквального слоя сезонного оттаивания уменьшаются и на урезе воды сравниваются с таковыми на береговых участках.

Во всех приведенных выше зависимостях должны, вообще говоря, использоваться среднееголетние значения входящих параметров.

Если имеются надежные фактические данные о максимальной мощности льда на конкретном исследуемом водоеме, то удастся полностью исключить из рассмотрения снежный покров на льду и найти весьма трудноопределимую величину среднего термического сопротивления снега расчетным путем. Расчетное значение термического сопротивления снега $R_{\text{сн}}^{\text{р}}$ легко получить при известном фактическом среднееголетнем значении максимальной мощности льда $H_{\text{л}}^{\text{ф}}$ путем преобразования уравнения (7.40):

$$R_{\text{сн}}^{\text{р}} = \frac{|\Omega_3^{\text{в}}|}{H_{\text{л}}^{\text{ф}} L \rho_{\text{л}}} - \frac{H_{\text{л}}^{\text{ф}}}{2\lambda_{\text{л}}}. \quad (7.41)$$

Расчетное значение термического сопротивления $R_{\text{сн}}^{\text{р}}$ подставляется вместо величины $R_{\text{сн}}$ в уравнение (7.39) для нахождения критической глубины водоема $H_{\text{кр}}$. В этом случае надежность расчета существенно повышается.

Расчет критической глубины водоема с учетом влияния снежного покрова и теплофизических свойств донных отложений. Для проектирования строительства на водоеме причала на свайном фундаменте требуется определить конфигурацию талика под водоемом, т.е. глубину водоема, до которой распространяются многолетне-мерзлые породы на прибрежных участках акватории.

I. Для количественной оценки используется формула (7.39), учитывающая реальный теплообмен при промерзании воды и донного грунта:

$$H_{\text{кр}} = \sqrt{A^2 + B} - A; \\ R_{\text{сн}} \lambda_{\text{л}} + \xi_0 \frac{Q_{\text{ф}}}{L \rho_{\text{л}}}, B = \frac{2\lambda_{\text{л}}}{L \rho_{\text{л}}} \left[|\Omega_3^{\text{в}}| - \xi_0 Q_{\text{ф}} \left(\frac{\xi_0}{2\lambda_{\text{м}}} + R_{\text{сн}} \right) \right]; \xi_0 = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}} \Omega_{\text{л}}^{\text{а}}}{Q_{\text{ф}}}},$$

где $H_{\text{кр}}$ — критическая глубина водоема, где проходит нулевая изотерма среднегодовой температуры донных отложений; $\Omega_3^{\text{в}}$ — сумма отрицательных градусочасов воздуха за зимний период; $\lambda_{\text{м}}$, $\lambda_{\text{т}}$ — коэффициенты теплопроводности донных отложений соответственно в мерзлом и талом состояниях; $Q_{\text{ф}}$ — объемная теплота фазовых переходов воды в породе; $\lambda_{\text{л}}$ — коэффициент теплопроводности льда; L — удельная теплота фазовых переходов воды; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда; $R_{\text{сн}}$ — термическое сопротивление снежного покрова, равное отношению его мощности к теплопроводности, $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}}$; ξ_0 — глубина сезонного оттаивания (промерзания) донных грунтов при критической глубине водоема.

При исследовании водоема установлено, что донные отложения представлены песчаными грунтами с супесчаным заполнителем, для которых лабораторно определены: $\lambda_{\text{т}} = 1,2$, $\lambda_{\text{м}} = 1,5$ ккал/(м • ч • °С); $Q_{\text{ф}} = 24\,000$ ккал/м³. Режимными наблюдениями установлено, что сумма летних градусочасов воды на мелководьях составляет около $\Omega_{\text{л}}^{\text{а}} = 20\,000$ °С • ч, а зимняя сумма градусочасов воздуха равна $\Omega_3^{\text{в}} = -120\,000$ °С • ч. Согласно снегомерным наблюдениям средняя мощность снежного покрова на льду равна $h_{\text{сн}} = 0,25$ м при плотности снега $\rho_{\text{сн}} = 0,26-0,27$ г/см³. Плотность льда принимается $\rho_{\text{л}} = 910$ кг/м³; теплопроводность льда $\lambda_{\text{л}} = 2,0$ ккал/(м • ч • °С); удельная теплота кристаллизации воды $L = 80$ ккал/кг.

Решение. 1. Находим глубину сезонного оттаивания донных отложений при нулевой среднегодовой их температуре:

$$\xi_0 = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{л}}\Omega_{\text{л}}^{\text{a}}}{Q_{\text{ф}}}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,2 \cdot 20\,000}{24\,000}} = 1,41 \text{ м.}$$

2. Определяем теплопроводность снега по формуле Проскурякова: $\lambda_{\text{сн}} = 0,018 + 0,87\rho_{\text{сн}} = 0,018 + 0,87 \cdot (0,26 \div 0,27) \cong 0,25 \text{ ккал}/(\text{м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})$, тогда термическое сопротивление снежного покрова $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}} = 0,25/0,25 = 1,0 \text{ м}^2 \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C}/\text{ккал}$.

3. Определяем критическую глубину водоема по приведенной выше формуле. Вначале находим значения вспомогательных параметров A и B :

$$A = 1,0 \cdot 2 + 1,41 \cdot \frac{24\,000}{72\,800} = 2,465 \text{ м},$$

$$B = \frac{2 \cdot 2}{72\,800} \left[120\,000 - 1,41 \cdot 24\,000 \cdot \left(\frac{1,41}{2 \cdot 1,5} + 1,0 \right) \right] = 3,86 \text{ м}^2.$$

Далее находим критическую глубину водоема: $H_{\text{кр}} = \sqrt{2,465^2 + 3,86} - 2,465 = 0,69 \text{ м}$.

4. Находим из уравнения (7.40) максимальную мощность ледяного покрова на исследуемом водоеме:

$$H_{\text{л}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{л}}|\Omega_3^{\text{в}}|}{L\rho_{\text{л}}}} + (R_{\text{сн}}\lambda_{\text{л}})^2 - R_{\text{сн}}\lambda_{\text{л}} =$$

$$= \sqrt{\frac{2 \cdot 2 \cdot 120\,000}{72\,800}} + (1,0 \cdot 2)^2 - 1,0 \cdot 2 = 1,25 \text{ м.}$$

Таким образом, в рассматриваемых природных условиях критическая глубина водоема составляет около 55% от значения максимальной мощности льда. Из приведенных выше зависимостей видно, что на нее влияют теплофизические свойства донных отложений, их влажность, характер снегонакопления на льду и др. Если, например, выполнить расчет при значениях теплоты фазовых переходов 12 000 и 32 000 ккал/м³ при неизменных прочих параметрах, то критическая глубина водоема составит соответственно 0,80 и 0,62 м.

П. Для сравнения выполним аналогичный расчет по методу В.А. Кудрявцева.

Решение. 1. Вначале найдем амплитуду годовых колебаний температуры на дневной поверхности по формуле (Ершов, 1990):

$$A_d \approx \frac{\pi}{2} \left(\frac{\Omega_d^a - \Omega_3^b}{T} \right) = \frac{\pi}{2} \left(\frac{20\,000 + 120\,000}{8760} \right) = 25,1^\circ\text{C}.$$

(здесь T — длительность года в часах). Среднегодовая температура на дневной поверхности равна

$$t_d = \frac{\Omega_d^a + \Omega_3^b}{T} = \frac{20\,000 - 120\,000}{8760} = -11,42^\circ\text{C}.$$

2. Определив объемную теплоемкость снега $C_{\text{сн}} = C_{\text{л}} \rho_{\text{сн}} / \rho_{\text{л}} = 500 \cdot 0,265 / 0,91 = 146$ ккал/(м³ · °C) (здесь $C_{\text{л}} = 500$ ккал/(м³ · °C) — объемная теплоемкость льда, $\rho_{\text{л}} = 0,91$ г/см³ — его плотность) и вычислив величину коэффициента температуропроводности снега: $a_{\text{сн}} = \lambda_{\text{сн}} / C_{\text{сн}} = 0,25 / 146 = 0,00172$ м²/ч, по сокращенной формуле Кудрявцева (7,7) найдем отепляющее влияние снежного покрова, т.е. повышение среднегодовой температуры на поверхности льда (воды) относительно таковой на дневной поверхности:

$$\Delta t_{\text{сн}} = A_d \left(1 - \exp \left(-h_{\text{сн}} \sqrt{\frac{\pi}{a_{\text{сн}} T}} \right) \right) = 36,5 \left(1 - \exp \left(-0,25 \sqrt{\frac{\pi}{0,00172 \cdot 8760}} \right) \right) = 3,94^\circ\text{C}.$$

Тогда среднегодовая температура на поверхности льда (воды) составит $t_{\text{ср}}^{\text{пл}} = t_d + \Delta t_{\text{сн}} = -11,42 + 3,94 = -7,48^\circ\text{C}$, а сумма зимних градусочасов на поверхности льда $\Omega_3^{\text{пл}} = t_{\text{ср}}^{\text{пл}} T - \Omega_d^a = -7,48 \cdot 8760 - 20\,000 = -85525^\circ\text{C} \cdot \text{ч}$.

3. Далее на основе полученного значения суммы градусочасов на поверхности льда находится максимальная мощность льда

$$H_{\text{л}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{л}} |\Omega_3^{\text{пл}}|}{L\rho_{\text{л}}}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 2 \cdot 85\,525}{72\,800}} = 2,17 \text{ м. Амплитуда колебаний}$$

температур на поверхности льда (воды) $A^{\text{пл}} \approx \frac{\pi}{2} \left(\frac{\Omega_d^a - \Omega_3^{\text{пл}}}{T} \right) = \frac{\pi}{2} \left(\frac{20\,000 + 85\,525}{8760} \right) = 18,92^\circ\text{C}$. Минимальная температура на поверхности льда $t_{\text{мин}} = t_{\text{ср}}^{\text{пл}} - A^{\text{пл}} = -7,48 - 18,92 = -26,40^\circ\text{C}$, а максимальная температура на поверхности воды $t_{\text{макс}} = t_{\text{ср}}^{\text{пл}} + A^{\text{пл}} = -7,48 + 18,92 = +11,44^\circ\text{C}$. Критическая мощность водного покрова в рассматриваемых природных условиях определяется по зависимости (7.35):

$$H_{\text{кр}} = H_{\text{л}} \left(1 + \frac{t_{\text{макс}}}{t_{\text{мин}}} \right) = 2,17 \cdot \left(1 + \frac{11,44}{-26,40} \right) = 1,23 \text{ м.}$$

Как видно из выполненной сравнительной оценки, значения критической глубины водоема $H_{кр}$, как и максимальной мощности ледяного покрова $H_{л}$, оказались при расчете по методике В.А. Кудрявцева почти вдвое большими, нежели при расчете с учетом реальных закономерностей промерзания системы вода—донные отложения. В первую очередь это различие связано с заниженной оценкой тепляющего влияния снега, которое в данной методике определяется без учета годовых теплооборотов в подстилающем снег разрезе. А величина этих теплооборотов при промерзании воды и водонасыщенных донных отложений весьма велика. Суммарный годовой теплооборот в точке акватории с критической глубиной $H_{кр}$ с учетом характеристик, полученных в первом варианте расчета, очевидно, равен $B = \xi_0 Q_{\phi} + H_{кр} L \rho_{л} = 1,41 \cdot 24\,000 + 0,69 \cdot 80 \cdot 910 = 84\,072$ ккал/м². Тепляющее влияние снега может быть найдено с учетом теплооборотов в подстилающей толще по формуле (7.15) (см. рис. 7.4): $\Delta t_{сн} = \frac{B \bar{R}_{сн}}{T} = 84072 \cdot 1,0/8760 = 9,60^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, эта величина почти в три раза больше, чем по сокращенной формуле.

7.9. Приближенная формула В.А. Кудрявцева для определения глубин сезонного промерзания (оттаивания) пород

Связь теплофизической стороны процесса промерзания (оттаивания) пород с геолого-географической природой этого явления можно отразить путем определения значения в формировании глубин сезонного промерзания (оттаивания) пород таких признаков, которые, будучи основными, ведущими, позволяют устанавливать частные и общие закономерности формирования этого явления и классифицировать его. К таким основным классификационным признакам относятся амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности пород $A_{п}$, среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) t_{ε} , состав и влажность пород, которые определяют все физические характеристики — $\lambda_{м}$ и $\lambda_{т}$, $C_{м}$ и $C_{т}$, Q_{ϕ} [7].

Для вскрытия частных и общих закономерностей формирования сезонного промерзания (оттаивания) горных пород В.А. Кудрявцевым и В.Г. Меламедом была выведена расчетная формула, которая позволила увязать глубину сезонного промерзания (оттаивания) пород с основными классификационными признаками. Формула выведена для периодически установившегося режима температур и является обобщением законов Фурье и позволяет распространить представления о температурных волнах на среды с фазовыми переходами.

Формула для определения максимальных за годовой период глубин промерзания (оттаивания) пород ξ выглядит следующим образом:

$$\xi = \frac{2(A_n - |t_\xi|) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2C} + \xi Q_\phi) Q_\phi \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2C} + \xi Q_\phi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_\phi)}, \quad (7.42)$$

где $A_{cp} = \frac{A_n - |t_\xi|}{\ln \frac{A_n + Q_\phi/2C}{|t_\xi| + Q_\phi/2C}}$; $\xi_{2C} = \frac{2(A_n - |t_\xi|) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}}{2A_{cp} C + Q_\phi}$; λ — коэффициент теплопроводности пород, ккал/(м·ч·°C); Q_ϕ — теплота фазовых переходов, ккал/м³; C — объемная теплоемкость пород, ккал/(м³·°C); T — период, равный году, ч; t_ξ — среднегодовая температура пород на глубине ξ , °C; A_n — амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности пород, C. В таком виде уравнение справедливо при условии равенства теплофизических свойств пород в талом и мерзлом состояниях.

В том случае, когда эти характеристики существенно изменяются при изменении физического состояния пород, вместо параметров X и C обычно используются их приведенные значения:

$$\lambda_{пр} = [\lambda_t (A_n + t_\xi) + \lambda_m (A_n - t_\xi)] / 2A_n; \quad C_{пр} = (C_t \tau_t + C_m \tau_m) / T, \quad (7.43)$$

где τ_t и τ_m — продолжительность соответственно теплого и холодного периода года, ч. Температура t_ξ в данном случае определяется с учетом температурной сдвигки Δt_λ в слое сезонного промерзания (оттаивания): $t_\xi = t_n + \Delta t_\lambda$, где t_n — среднегодовая температура на поверхности пород.

Количество тепла Q_ϕ , выделяющееся или поглощаемое при полном замерзании или оттаивании единицы массы породы с весовой влажностью (льдиистостью) W_c и плотностью ρ_d , определяется из выражения:

$$Q_\phi = L (W_c - W_{нз}) \rho_d, \quad (7.44)$$

где L — удельная теплота фазового перехода воды в лед (и обратно); $W_{нз}$ — количество незамерзшей воды в породе.

Формула В.А. Кудрявцева является квадратным уравнением относительно величины ξ и имеет один положительный корень, если выполняется условие $A_n > |t_\xi|$, необходимое для существования процесса сезонного промерзания (оттаивания).

Для вычисления глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород в полевых условиях формулу (7.42) можно записать в виде:

$$\xi = \frac{-B + \sqrt{B^2 + 4DE}}{2D}, \quad (7.45)$$

где $D = \alpha\delta$; $B = \alpha\nu + \alpha^2\sigma - \beta\delta - \sigma\delta^2$; $E = \nu\beta + \alpha\beta\sigma + \nu\sigma\delta$; $\alpha = A_{cp} + \delta$;

$$\beta = (A_n - |t_\xi|)\sigma; \quad \nu = A_{cp}\xi_{2C}; \quad \sigma = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}; \quad \delta = \frac{Q_\Phi}{2C}; \quad A_{cp} = \frac{A_n - |t_\xi|}{\ln \frac{A_n + \delta}{|t_\xi| + \delta}} - \delta;$$

$\xi_{2C} = \frac{\beta}{\alpha}$; T — год, равный 8760 ч.

Температурные условия на поверхности пород (под различными естественными или искусственными покровами) определяются в процессе полевых геокриологических исследований или расчетным методом (методика расчета t_ξ и A_n рассмотрена в предыдущих разделах главы). Коэффициент теплопроводности породы с ненарушенной структурой и естественной влажностью, при которой идет промерзание (оттаивание), определяется специальными лабораторными или полевыми методами. Объемная теплоемкость и затраты тепла на фазовые переходы воды в породе рассчитываются на основе калориметрических определений удельной теплоемкости пород и количества незамерзшей воды в породе при различных отрицательных температурах, а также полевых определений плотности и естественной влажности пород.

Для расчета объемной теплоемкости мерзлой породы и теплоты фазовых переходов необходимо знать количество незамерзшей воды в породе, которое остается после промерзания и не участвует в фазовых превращениях. Для этого строится график изменения количества незамерзшей воды в породе в зависимости от ее отрицательной температуры. Затем для данного случая определяется среднезимняя температура на поверхности промерзающей породы и с графика зависимости $W_{нз} = f(t)$ снимается значение $W_{нз}$, соответствующее полученной температуре. Далее расчет объемной теплоемкости и количества теплоты фазовых превращений воды ведется по формулам:

$$C_m = C_{уд}\rho_d + 0,5 (W_c - W_{нз}) \rho_d + 1 W_{нз}\rho_d, \text{ ккал}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C}); \quad (7.46)$$

$$C_r = C_{уд}\rho_d + 1 W_c\rho_d, \text{ ккал}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C}); \quad (7.47)$$

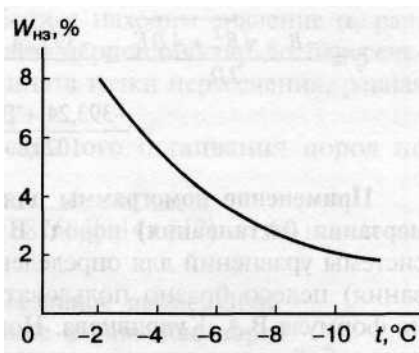
$$Q_\Phi = 80 (W_c - W_{нз}) \rho_d, \text{ ккал}/\text{м}^3. \quad (7.48)$$

W_c и $W_{нз}$ берутся в долях единицы.

Расчет глубины сезонного промерзания (оттаивания) в случае равенства коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состояниях. Требуется рассчитать глубину сезонного оттаивания аллювиальной супеси, если дано: $t_\xi = t_n = -2,0^\circ\text{C}$; $A_n = 12^\circ\text{C}$;

Рис. 7.6. График зависимости $W_{\text{нз}}$ от температуры для супеси

$\rho_d = 1250 \text{ кг/м}^3$; $W_c = 0,23$;
 $C_{\text{уд}} = 0,18 \text{ ккал/(кг} \cdot ^\circ\text{C)}$; $\lambda_m =$
 $= \lambda_T = 0,9 \text{ ккал/(м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C)}$. Дан-
 ные определения $W_{\text{нз}}$ супеси в
 зависимости от температуры
 приведены на рис. 7.6.



Решение. 1. Определяем
 объемную теплоемкость талой
 супеси и теплоту фазовых превращений воды. Для этого сначала
 определяем $W_{\text{нз}}$ в зависимости от среднезимней температуры на
 поверхности пород t_3 :

$$t_3 = t_{\text{min}}/2 = (t_{\text{п}} - A_{\text{п}})/2. \quad (7.49)$$

$t_3 = (-2 - 12)/2 = -7^\circ\text{C}$. По графику (см. рис. 7.6) находим, что при
 $t_3 = -7^\circ\text{C}$, $W_{\text{нз}} = 3\%$. По формулам (7.47) и (7.48) определяем C_T
 и Q_{Φ} :

$$C_T = C_{\text{уд}}\rho_d + 1 W_c\rho_d = 18,0 \cdot 1250 + 1 \cdot 0,23 \cdot 1250 = 512 \text{ ккал/(м}^3 \cdot ^\circ\text{C)}.$$

$$Q_{\Phi} = 80 (W_c - W_{\text{нз}})\rho_d = 80 (0,23 - 0,03) \cdot 1250 = 20\,000 \text{ ккал/м}^3.$$

2. Рассчитываем искомую глубину сезонного оттаивания, де-
 лая соответствующие подстановки в выражение (7.45):

$$\delta = Q_{\Phi}/2C_T = 20\,000/(2 \cdot 512) = 19,5;$$

$$A_{\text{ср}} = \{(A_{\text{п}} - |t_{\xi}| / \ln [(A_{\text{п}} + \delta)/(|t_{\xi}| + \delta)])\} - \delta =$$

$$= \{(12 - 2)/\ln [(12 + 19,5)/(|-2| + 19,5)]\} - 19,5 = 6,7;$$

$$\alpha = A_{\text{ср}} + \delta = 6,7 + 19,5 = 26,2;$$

$$\sigma = \sqrt{\lambda T/\pi C} = \sqrt{(0,9 \cdot 8760)/(3,14 \cdot 512)} = 2,21;$$

$$\beta = (A_{\text{п}} - |t_{\xi}|)\sigma = (12 - |-2|) \cdot 2,21 = 22,1;$$

$$\xi_{2C} = \beta/\alpha = 22,1/26,2 = 0,84; \nu = A_{\text{ср}}\xi_{2C} = 6,7 \cdot 0,84 = 5,63;$$

$$D = \alpha\delta = 26,2 \cdot 19,5 = 510,9;$$

$$B = \alpha\nu + \alpha^2\sigma - \beta\delta - \sigma\delta^2 =$$

$$= 26,2 \cdot 5,63 + 26,2^2 \cdot 2,21 - 22,1 \cdot 19,5 - 2,21 \cdot 19,5^2 = 393,24;$$

$$E = \nu\beta + \alpha\beta\sigma + \nu\sigma\delta = 5,63 \cdot 22,1 + 26,2 \cdot 22,1 \cdot 2,21 + 5,63 \cdot 2,21 \cdot 19,5 =$$

$$= 1646,63.$$

$$\xi = \frac{-B + \sqrt{B^2 + 4DE}}{2D} = \frac{-393,24 + \sqrt{393,24^2 + 4 \cdot 510,9 \cdot 1646,63}}{2 \cdot 510,9} =$$

$$= \frac{-393,24 + 1876}{1021,8} = 1,45 \text{ м.}$$

Применение номограммы для расчета глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород. В связи со сложностью решения системы уравнений для определения глубины промерзания (оттаивания) целесообразно пользоваться номограммой, составленной по формуле В.А. Кудрявцева. Номограмма (см. рис. 7.3) представляет собой серию кривых зависимости расчетного параметра ξ^* от коэффициентов α и β :

$$\alpha = \frac{A_n}{Q_{\Phi}/2C}, \quad \beta = \frac{|t_{\xi}|}{Q_{\Phi}/2C}. \quad (7.50)$$

Параметр ξ^* связан с искомой глубиной сезонного промерзания (оттаивания) пород ξ соотношением

$$\xi = \xi^* \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}, \quad (7.51)$$

$$\text{где } \xi^* = \sqrt{(m+n)^2 + n - m}; \quad n = \ln \frac{\alpha+1}{\beta+1}; \quad m = \frac{1}{2} \left[(\alpha - \beta) \left(1 + \frac{1}{n} \right) - \right.$$

$$\left. - n \left(2 + \frac{1}{\alpha - \beta} \right) \right].$$

Для нахождения ξ сначала рассчитываются β и α . Затем по ним определяется ξ^* и вычисляется ξ . При расчете глубины сезонного оттаивания пород учитываются теплофизические характеристики талой породы (C_t, λ_t), при определении глубины сезонного промерзания — характеристики мерзлой породы (C_m, λ_m). Очевидно, что по этой номограмме достаточно просто можно определить диапазон изменения экстремальных и среднеемноголетних значений глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород на различных типах местности.

Пример расчета. Требуется определить по номограмме глубину сезонного оттаивания аллювиальной супеси, если дано: $t_{\xi} = -2,0^{\circ}\text{C}$; $A_n = 12^{\circ}\text{C}$; $C_t = 512 \text{ ккал}/(\text{м}^3 \cdot ^{\circ}\text{C})$; $Q_{\Phi} = 20\,000 \text{ ккал}/\text{м}^3$; $\lambda_t = 0,9 \text{ ккал}/(\text{м} \cdot ^{\circ}\text{C} \cdot \text{ч})$.

Решение. 1. Рассчитываем параметры α и β :

$$\alpha = A_n / (Q_{\Phi}/2C) = 12 / [20\,000 / (2 \cdot 512)] = 0,62;$$

$$\beta = |t_{\xi}| / (Q_{\Phi}/2C) = 2 / [20\,000 / (2 \cdot 512)] = 0,10.$$

2. На номограмме по оси абсцисс находим значение α , равное 0,62, и из этой точки опускаем перпендикуляр до пересечения с кривой β , равной 0,10. Ордината точки пересечения, равная 0,65 м, и есть искомая величина ξ^* .

3. Рассчитываем глубину сезонного оттаивания пород по формуле (7.51):

$$\xi = \xi^* \sqrt{\lambda T / \pi C} = 0,65 \cdot \sqrt{0,9 \cdot 8760 / (3,14 \cdot 512)} = 1,44 \text{ м.}$$

7.10. Потенциальное сезонное промерзание и потенциальное сезонное оттаивание пород

Если среднегодовая температура пород положительная, то во время существования на поверхности отрицательных температур в полупериод охлаждения теплообороты в породах максимально используются на промерзание верхнего слоя. Теплообороты при положительных температурах в полупериод нагревания пород используются на оттаивание сезонномерзлого слоя лишь частично, а остальная часть идет на нагревание пород выше нуля градусов. Таким образом, сезонное промерзание распространяется на такой слой, который может промерзнуть при данных теплооборотах. Летом оттаивает лишь промерзший слой независимо от теплооборотов при положительных температурах. Более мощный мерзлый слой оттаял бы на значительно большую глубину. Такое оттаивание верхнего горизонта мерзлого массива, которое наблюдалось бы при полном использовании теплооборотов при положительных температурах, называется потенциальным сезонным оттаиванием.

Аналогично в районах сезонного оттаивания с поверхности оттаивает такой же слой мерзлого массива, как при полном использовании теплооборотов при положительных температурах. Зимой же промерзает же только протаявший летом слой, и теплообороты при отрицательных температурах не используются полностью на промерзание талых пород. Следовательно, в этом случае можно говорить о потенциальном сезонном промерзании пород.

Для расчета глубины потенциального сезонного промерзания (оттаивания) можно использовать формулу В.А. Кудрявцева, в которую подставляется вместо амплитуды температур на поверхности пород A_n сумма этой амплитуды со среднегодовой температурой, т.е. $A_n + |t_n|$, а вместо t_ξ принимается 0°C . Для объяснения правомерности такой подстановки воспользуемся схемой, представленной на рис. 7.7. Из нее видно, что при некоторой положительной среднегодовой температуре грунта на промерзание идет лишь та часть теплооборотов, которая совершается при отрицательных температурах (и соответствует заштрихованной косой

штриховкой части рис. 7.7). Остальная часть теплооборотов (горизонтальная штриховка) должна определять глубину потенциального сезонного оттаивания пород. Они могут быть использованы на оттаивание пород только в том случае, когда мерзлым будет весь массив пород. В области сезонного оттаивания это возможно лишь при нулевой средней годовой температуре пород, при которой амплитуда на поверхности пород будет равна отрезку на оси температур от $t_{\max}$ до 0°C , т.е. $A_{\text{п}} + |t_{\text{п}}|$ при $t_{\xi} = 0^{\circ}\text{C}$. По указанной формуле может производиться расчет глубины как потенциального сезонного оттаивания, так и потенциального сезонного промерзания пород [7].

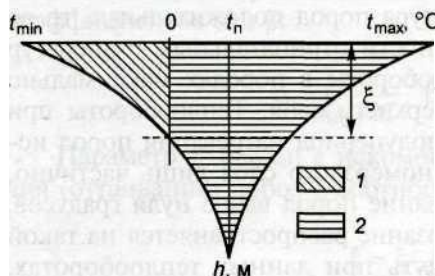


Рис. 7.7. Схема к определению потенциального сезонного оттаивания пород:

1 — теплообороты в слое сезонного промерзания при температуре поверхности пород ниже 0°C ; 2 — теплообороты при температуре поверхности пород выше 0°C , определяющие глубину потенциального сезонного оттаивания, в случае $t_{\text{п}}(t_{\xi}) = 0^{\circ}\text{C}$

В результате кратковременных изменений теплообмена на поверхности пород под влиянием естественной динамики природных факторов или хозяйственной деятельности человека возникают перелетки и несливающаяся мерзлота. Первые формируются и существуют в том случае, когда среднегодовая температура на поверхности пород понижается на величину не менее той, которая равна значению среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания. Соответственно образование талого прослоя пород, разобщающего слой зимнего промерзания с многолетнемерзлой толщей, происходит при среднегодовой температуре на поверхности пород, превышающей значение среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного протаивания.

Мощность перелетка или талого прослоя, формирующихся в течение одного года, может быть определена путем расчета потенциального сезонного промерзания (или потенциального сезонного оттаивания) пород. Для этого в соответствии с температурным режимом на поверхности пород, а также составом и свойствами пород рассчитывается глубина потенциального сезонного промерзания или потенциального сезонного оттаивания. Затем рассчитывается глубина сезонного оттаивания (промерзания), соответствующая $t_{\xi} = 0^{\circ}\text{C}$ и амплитуде, равной $A_{\text{п}} - |t_{\text{п}}|$. Разность между глубиной потенциального сезонного промерзания и глубиной сезонного оттаивания пород составит мощность перелетка,

а разность между глубиной потенциального сезонного оттаивания и глубиной сезонного промерзания пород — мощность разобщающего талого прослоя [7].

Нулевая среднегодовая температура на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) будет существовать лишь в первый год возникновения мерзлого перелетка (разобщающего талого прослоя). Если же новые температурные условия на поверхности пород остаются неизменными в течение ряда последующих лет, то на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) устанавливается отрицательная (положительная) среднегодовая температура, соответствующая новому стационарному режиму.

Определение глубин потенциального сезонного промерзания и оттаивания пород имеет практическое значение. Например, если в области распространения многолетнемерзлых пород летом производится отсыпка высокой насыпи из талого грунта, то в первую же зиму она промерзнет до глубины потенциального сезонного промерзания. Аналогично, если в области сезонного промерзания произвести отсыпку насыпи зимой из мерзлого грунта, то можно считать, что эта насыпь оттаяет в первое лето до глубины потенциального сезонного оттаивания.

Расчет глубины потенциального сезонного промерзания пород. Требуется рассчитать мощность перелетка, формирующегося в песчаной насыпи высотой 5 м, которая отсыпана талым грунтом. По данным лабораторных исследований известно, что $C_T = 450$, $C_M = 345$ ккал / (м³ · °С), $Q_\Phi = 14\,400$ ккал/м³, $\lambda_M = 1,55$, $\lambda_T = 1,45$ ккал / (м · ч · °С). Определяются климатические условия: $t_B = -6,8^\circ\text{C}$; $A_B = 20^\circ\text{C}$; $h_{CH} = 0,3$ м; $\rho_{CH} = 190$ кг/м³. По предварительным расчетам радиационные поправки равны: $\Delta t_R = 0,8^\circ\text{C}$; $\Delta A_R = 2,3^\circ\text{C}$.

Решение. 1. Определяем температурный режим на поверхности пород под снежным покровом. По формуле (7.7) влияние снежного покрова $\Delta t_{CH} = 2,8^\circ\text{C}$. Тогда $t_{\Pi} = t_B + \Delta t_R + \Delta t_{CH} = -6,8 + 0,8 + 2,8 = -3,2^\circ\text{C}$; $A_{\Pi} = A_B + \Delta A_R - \Delta A_{CH} = 20 + 2,3 - 2,8 = 19,5^\circ\text{C}$.

2. По номограмме (см. рис. 7.3) рассчитываем глубину потенциального сезонного промерзания ($\xi_{\text{пот}}$), принимая $t_\xi = 0^\circ\text{C}$, $A_{\text{пот}} = A_{\Pi} + |t_{\Pi}| = 19,5 + 3,2 = 22,7^\circ\text{C}$ и подставляя исходные параметры, характеризующие мерзлую породу (λ_M , C_M , Q_Φ): $\xi_{\text{пот}} = 3,8$ м.

3. Рассчитываем глубину сезонного оттаивания ($\xi_{\text{от}}$) в песках, при условии $t_\xi = 0^\circ\text{C}$, $A_{\text{от}} = A_{\Pi} - |t_{\Pi}| = 19,5 - 3,2 = 16,3^\circ\text{C}$ и подставляя исходные параметры, характеризующие талую породу (λ_T , C_T , Q_Φ): $\xi_{\text{от}} = 3,1$ м.

4. Мощность образовавшегося за один год прослоя мерзлой породы вычисляем как разность между глубиной потенциального

сезонного промерзания и глубиной сезонного оттаивания пород:
 $\xi_{\text{пот}} - \xi_{\text{от}} = 3,8 - 3,1 = 0,7 \text{ м.}$

Таким образом, в первый год в насыпи возможно образование мерзлого прослоя мощностью 0,7 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булдович С.Н. Особенности геокриологических условий на мелко водных участках акваторий криолитозоны // Мат-лы Первой конф. гео криологов России. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 321—330.
2. Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.
3. Ершов Э.Д. Приближенная количественная оценка влияния различных факторов природной обстановки на температурный режим пород // Мерзлотные исследования. Вып. XI. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 52—57.
4. Константинов А.Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 532 с.
5. Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 182 с.
6. Микроклимат СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 286 с.
7. Общее мерзлотоведение / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1978. 464 с.
8. Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 8-85, 115-121.
9. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.
10. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. М.: Наука, 1979. 283 с.
11. Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск: Наука, 1984. 256 с.
12. Тюрк Л. Баланс почвенной влаги. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 228 с.

ГЛАВА 8

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

8.1. Минимально возможное время формирования многолетнемерзлых толщ пород

При аналитической оценке динамики *многолетнего промерзания (протаивания)* пород, т.е. формирования (деградации) многолетнемерзлых толщ, возникают определенные сложности, поскольку эти процессы очень сильно зависят от интенсивности глубинного потока тепла из недр Земли.

Точного же решения задачи Стефана о промерзании массива пород с изначально градиентным температурным полем не существует даже для случаев наиболее простых верхних граничных условий. Практически отсутствуют также и приближенные решения удовлетворительной точности. Для грубых оценок времени многолетнего промерзания иногда используют приближенные решения типа формулы Стефана, вообще не учитывающие приток тепла из подстилающих талых пород:

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_m |t_n| \tau}{Q_\phi + C_m |t_n|/2}}, \quad (8.1)$$

или решения, полученные с учетом глубинного теплопритока снизу к фронту промерзания, где время проникновения фронта промерзания в массив пород при наличии постоянного во времени теплопотока из недр равно:

$$\tau = H \frac{Q_\phi + C_m |t_n|/2}{q_{г\lambda}} \left(\ln \frac{1}{1 - \bar{\xi}} - \bar{\xi} \right), \quad \bar{\xi} = \frac{\xi(\tau)}{H}, \quad (8.2)$$

где $q_{г\lambda}$ — плотность глубинного теплового потока; t_n — постоянная отрицательная температура на поверхности массива пород; $\xi(\tau)$ — глубина многолетнего промерзания пород на заданный момент времени; λ_m , C_m — соответственно теплопроводность и объемная теплоемкость мерзлых пород; Q_ϕ — теплота фазовых переходов в породах; H — предельная (стационарная) мощность толщи многолетнемерзлых пород:

$$H = \frac{\lambda_m |t_n|}{q_{г\lambda}}. \quad (8.3)$$

Последняя расчетная схема на первый взгляд должна хорошо соответствовать реальной обстановке, однако на самом деле теплопоток к фронту многолетнего промерзания снизу формируется за счет не только потока тепла из недр, но и выделения большого количества емкостного тепла при охлаждении весьма значительных объемов талых пород, подстилающих формирующуюся многолетнемерзлую толщу. В результате время глубокого многолетнего промерзания, определяемое по зависимостям (8.1) и (8.2), оказывается существенно заниженным. Анализ, основанный на результатах численного математического моделирования, показывает, что такого рода оценка возможна только для начальной стадии процесса многолетнего промерзания при $\xi(\tau) < 0,1—0,3H$.

Глубокое многолетнее промерзание пород в изначально градиентном температурном поле является очень длительным процессом и может измеряться геологическими отрезками времени

(десятки и сотни тысяч лет) даже для слабовлажных пород. Оценить *минимально возможное время* процесса многолетнего промерзания с учетом не только влияния глубинного теплопотока, но и выделения тепла охлаждающимися подстилающими талыми породами, можно из точного решения задачи теплопроводности *при отсутствии фазовых переходов* ($Q_{\phi} = 0$). В этом случае фактически рассматривается процесс охлаждения пород, теплофизические свойства пород в талом и мерзлом состояниях одинаковы ($\lambda_t = \lambda_m = \lambda$, $C_t = C_m = C$), а температурное поле в породах описывается уравнением:

$$t(z, \tau) = gz + t_{\Pi} + (t_{\text{исх}} - t_{\Pi}) \operatorname{erf}(\varphi), \quad \varphi = \frac{z}{2\sqrt{a\tau}}, \quad (8.4)$$

где $t_{\text{исх}}$ — исходная положительная (или нулевая) температура на поверхности земли; t_{Π} — постоянная отрицательная температура на поверхности, установившаяся в начале процесса; g — геотермический градиент, равный $q_{\text{гд}}/\lambda$; λ — коэффициент теплопроводности; $a = \lambda/C$ — коэффициент температуропроводности пород.

Учитывая, что $t(\xi, \tau) = 0^\circ\text{C}$, и применяя известную аппроксимацию

$$\operatorname{erf}(\varphi) = \frac{6\varphi}{(3 + \varphi^2)\sqrt{\pi}}, \quad \text{действительную при } \varphi < 1$$

(величина φ может превышать единицу только в самом начале процесса), получим время погружения нулевой изотермы в виде:

$$\frac{[\xi(\tau)]^2}{4a\varphi^2}, \quad \varphi = d - \sqrt{d^2 - 3}; \quad d = \frac{3(t_{\Pi} - t_{\text{исх}})}{\sqrt{\pi}(t_{\Pi} + g\xi(\tau))}$$

С учетом реально достижимой точности измерения градиентов температур на больших глубинах (порядка 10%), можно считать, что время окончания процесса многолетнего промерзания (т.е. время достижения нового стационарного состояния) соответствует моменту погружения нулевой изотермы до глубины $\xi(\tau)$, составляющей 90% от предельной (равновесной) мощности мерзлой толщи H , т.е. конечная мощность образующейся мерзлой толщи полагается равной $\xi_{\text{кон}} = 0,9H$. При значении $t_{\text{исх}} = 0^\circ\text{C}$ промерзание происходит наиболее быстро, при этом, учитывая, что $H = -t_{\Pi}/g$, из (8.5) можно получить очень простую зависимость:

$$\tau(0,9H) = 25,6 \frac{H^2}{a}. \quad (8.6)$$

Расчет минимального времени формирования многолетнемерзлой толщи пород. Требуется оценить минимальное время формирования

многолетнемерзлой толщи в результате понижения температуры на поверхности земли. Исходная температура на поверхности пород на рассматриваемом участке близка к 0°C . При рассмотрении задач о закономерностях формирования толщ многолетнемерзлых пород в качестве верхних граничных условий принимается среднегодовая температура (или ход этой температуры во времени) на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания).

Кроме того, установлено, что плотность глубинного теплопотока в данном районе составляет $q_{\text{гл}} = 0,045 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$, теплопроводность пород в талом и мерзлом состояниях практически не различается и может быть принята равной $\lambda = 1,5 \text{ ккал}/(\text{м} \cdot \text{ч} \cdot ^{\circ}\text{C})$, а их объемная теплоемкость составляет $C = 500 \text{ ккал}/(\text{м}^3 \cdot ^{\circ}\text{C})$. Оценить время многолетнего промерзания предлагается для двух разных значений величины понижения температуры поверхности: $t_{\text{п1}} = -1,2^{\circ}\text{C}$ и $t_{\text{п2}} = -9,0^{\circ}\text{C}$.

Решение. 1. Определяем значение коэффициента температуропроводности пород $a = X/C = 1,5/500 = 0,003 \text{ м}^2/\text{ч}$ и значение стационарного геотермического градиента для рассматриваемого района: $g = q_{\text{гл}}/\lambda = 0,045/1,5 = 0,03^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

2. Находим из (8.3) значение мощности стационарной мерзлой толщи для новых температур земной поверхности; H

$$= \frac{\lambda |t_{\text{п}}|}{q_{\text{гл}}}; \quad H_1 = 40 \text{ м и } H_2 = 300 \text{ м.}$$

3. Полагаем, что формирование мерзлой толщи можно считать практически законченным, когда фронт многолетнего промерзания пород достигнет глубины, составляющей 90% от стационарной мощности мерзлой толщи для новых верхних граничных температурных условий, т.е. 36 м в первом случае и 270 м во втором. Поскольку исходная температура на дневной поверхности была близкой к нулевой, можно использовать простую зависимость (8.6). Время многолетнего промерзания оказывается равным для первого случая $\tau_1 = 1,365 \cdot 10^7 \text{ ч} = 1560 \text{ лет}$, для второго случая $\tau_2 = 7,68 \cdot 10^8 \text{ ч} = 87\,670 \text{ лет}$. Из полученных значений видно, во-первых, что время многолетнего промерзания даже без учета фазовых переходов воды в породах — весьма длительный процесс, измеряемый геологическими отрезками времени. Понятно, что в реальных условиях промерзания влажных пород расчетное время существенно увеличится. Во-вторых, из сравнительного расчета следует, что время формирования мерзлой толщи очень быстро возрастает при увеличении равновесной мощности этой толщи.

Интересно отметить, что расчеты по наиболее часто применяемой для подобных оценок формуле (8.2), учитывающей только

глубинный теплопоток снизу, при $Q_{\Phi}=0$ и тех же значениях предельной мощности H (40 и 300 м) дают величины времени промерзания всего 42,7 и 2402 лет соответственно.

Таким образом, роль тепловыделения при перестройке температурного поля в подстилающей толще пород при многолетнем промерзании очень велика, и неучет этого фактора приводит к получению далеких от реальности количественных оценок. Сказанное в полной мере относится и к случаю оттаивания мерзлой толщи (деградации) снизу, когда внутриземной поток тепла расходуется не только на фазовые переходы воды на нижней границе мерзлых пород, но и в значительной мере на нагревание подстилающих талых пород. Мощность слоя талых пород H' , подстилающего многолетнемерзлую толщу, в котором происходит перестройка температурного поля при многолетнем промерзании (протаивании), может быть ориентировочно оценена из уравнения:

$$H' \approx 3,5 \sqrt{\alpha \tau}. \quad (8.7)$$

Эта величина должна приниматься во внимание при задании размеров расчетной области при математическом моделировании динамики многолетнемерзлых толщ на ЭВМ. В этом случае τ — время однонаправленного изменения (похолодания или потепления) поверхностных температурных условий. Так, в вышеприведенном примере при времени формирования мерзлой толщи при стационарной ее мощности $H=300$ м, равном около $\tau=90\,000$ лет, величина H' по зависимости (8.7) достигает 5400 м.

8.2. Глубина многолетнего промерзания пород при периодических колебаниях температуры на поверхности

Из сказанного выше следует вывод о принципиальной невозможности современного существования в земной коре мощных (сотни метров) *стационарных* мерзлых толщ (даже скальных пород, практически лишенных влаги), требующих для своего формирования десятков и сотен тысяч лет при неизменных верхних граничных условиях. Скорость климатических изменений, часто радикальных (т.е. со сменой знака температуры поверхности), в недавние геологические эпохи была существенно выше.

В этой связи значительный интерес представляют расчетные формулы В.А. Кудрявцева, позволяющие оценить глубины многолетнего промерзания *при периодических климатических изменениях* на поверхности земли. Мощность многолетнемерзлых пород зависит от целого ряда факторов природной среды и может быть выражена приближенной формулой:

$$\xi_{\text{мн}} = \xi_{2C} + \left[\frac{(2A_{\text{ср}}C\xi_{2C} + \xi_{\text{мн}}Q_{\text{ф}})Q_{\text{ф}}\sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{\text{ср}}C\xi_{2C} + \xi_{\text{мн}}Q_{\text{ф}} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}(2A_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}})} \right] / (2A_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}}), \quad (8.8)$$

где $\xi_{2C} = \frac{2(A_{\text{п}} - t_{\text{п}} - g\xi_{\text{мн}})\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}}}$; $A_{\text{ср}} = \frac{A_{\text{п}} + t_{\text{п}} + g\xi_{\text{мн}}}{2}$; T — дли-

тельность периода многолетних изменений температуры; $A_{\text{п}}$ — амплитуда колебаний температуры поверхности земли за период T ; $t_{\text{п}}$ — средняя за период колебаний температура поверхности; g — геотермический градиент; $\xi_{\text{мн}}$ — максимальная за период колебаний мощность многолетнемерзлых толщ пород; λ , C , $Q_{\text{ф}}$ — теплофизические свойства пород: теплопроводность, объемная теплоемкость и теплота фазовых переходов воды в порах соответственно.

Вообще говоря, в качестве величин X и C должны использоваться их приведенные значения $\lambda_{\text{пр}}$ и $C_{\text{пр}}$, учитывающие, какую часть периода колебаний температуры на поверхности земли породы находятся в мерзлом состоянии (с теплофизическими характеристиками $\lambda_{\text{м}}$ и $C_{\text{м}}$), а какую — в талом (с параметрами $\lambda_{\text{т}}$ и $C_{\text{т}}$):

$$\lambda_{\text{пр}} = [\lambda_{\text{т}}(A_{\text{п}} + t_{\text{п}}) + \lambda_{\text{м}}(A_{\text{п}} - t_{\text{п}})]/2A_{\text{п}} \text{ и } C_{\text{пр}} = (C_{\text{т}}\tau_{\text{т}} + C_{\text{м}}\tau_{\text{м}})/T, \quad (8.9)$$

где $\tau_{\text{т}}$ и $\tau_{\text{м}}$ — длительности отрезков времени соответственно с положительными и отрицательными температурами на поверхности внутри периода колебаний температуры. Однако, поскольку расчетный метод имеет приближенный характер, можно в качестве расчетных теплофизических параметров использовать более простые среднеарифметические величины:

$$\lambda = (\lambda_{\text{т}} + \lambda_{\text{м}})/2 \text{ и } C = (C_{\text{т}} + C_{\text{м}})/2. \quad (8.10)$$

Принципиально важно, что $\xi_{\text{мн}}$ помимо остальных факторов оказывается существенно зависящей от длительности периода температурных изменений (в первом приближении величина $\xi_{\text{мн}}$ пропорциональна $\sqrt{T}$ при прочих равных условиях). При этом величина $\xi_{\text{мн}}$ всегда меньше, нежели стационарная (равновесная) мощность многолетнемерзлой толщи при наиболее «холодных» температурных условиях на поверхности внутри периода T их изменений. В самом деле, минимальная температура на поверхности внутри периода колебаний будет:

$$t_{\text{мин}} = t_{\text{п}} - A_{\text{п}}. \quad (8.11)$$

Если бы эта температура была постоянной и поддерживалась на поверхности неограниченное время, то в процессе многолетнего промерзания сформировалась бы стационарная толщина многолетнемерзлых пород мощностью $\xi_{\text{ст}}$:

$$\xi_{\text{ст}} = |t_{\text{п}} - A_{\text{п}}| / g, \quad (8.12)$$

где g — геотермический градиент температуры, $g = q_{\text{гл}} / \lambda$.

Расчеты по формуле В.А. Кудрявцева (8.8) показывают, что глубина многолетнего промерзания при периодических колебаниях $\xi_{\text{мн}}$ всегда существенно меньше, чем стационарная мощность мерзлой толщи $\xi_{\text{ст}}$, соответствующая наиболее холодной части периода температурных колебаний на поверхности пород: $\xi_{\text{мн}} < \xi_{\text{ст}}$.

Поскольку формула (8.8) выведена с учетом выделения тепла кристаллизации воды во всем слое многолетнего промерзания, она предполагает и полное оттаивание этого слоя внутри цикла колебаний температур на поверхности. Поэтому в строгом смысле расчетная зависимость (8.8) справедлива в общем случае при $t_{\text{п}} > 0^\circ\text{C}$. При больших длительностях периода T (десятки тысяч лет) ее можно использовать и при $t_{\text{п}} < 0^\circ\text{C}$, но $|t_{\text{п}}| > A_{\text{п}}$ — в этом последнем случае также происходит полное оттаивание слоя многолетнего промерзания за период колебания температуры на поверхности.

С определенной долей условности рассмотренную методику В.А. Кудрявцева можно использовать и для оценки глубины многолетнего промерзания пород в результате одиночного цикла понижения температуры поверхности ниже 0°C на некоторое время с последующим возвращением в положительную область. Если ход температуры во времени при этом достаточно простой, т.е. представляет собой монотонное снижение температуры поверхности до минимального отрицательного значения и последующий монотонный же подъем до 0°C , то этому циклу изменения температуры может соответствовать участок некоторой фиктивной синусоидальной кривой изменения температуры с определенными параметрами. Проще всего для указанной фиктивной кривой принять среднюю за период колебаний температуру на поверхности $t_{\text{п}}$, равной 0°C ; длительность периода колебаний — равной удвоенной длительности времени существования отрицательных температур на поверхности ($\tau_{\text{отр}}$): $T = 2\tau_{\text{отр}}$, а величина физической амплитуды фиктивных колебаний температуры на поверхности найдется из зависимости:

$$A_{\text{п}} = \frac{\pi}{2} \frac{|\Omega_{\text{отр}}|}{\tau_{\text{отр}}}, \quad (8.13)$$

где $\Omega_{\text{отр}}$ — сумма градусочасов за период рассматриваемого оди-
ночного цикла многолетнего промерзания пород.

**Расчет глубины многолетнего промерзания пород при периоди-
ческих колебаниях температуры на поверхности.** Необходимо коли-
чественно оценить максимальную глубину многолетнего промер-
зания пород, формирующуюся в условиях длиннопериодных кли-
матических изменений температурного режима на поверхности
земли. По палеогеографическим данным, длительность периода
климатических колебаний составляет $T = 40\,000$ лет, амплитуда
колебаний температуры равна $A_{\text{п}} = 10^\circ\text{C}$, средняя за период тем-
пература поверхности составляет $t_{\text{п}} = 0^\circ\text{C}$. Кроме того, известны
теплофизические свойства пород: осредненная величина коэффи-
циента теплопроводности $\lambda = 1,5$ ккал/(м • ч • °C), а их средняя
объемная теплоемкость $C = 500$ ккал/м³ • °C). Для оценки влияния
влажности пород на глубину многолетнего промерзания рас-
сматриваются два случая — с малым и большим значением теп-
лоты фазовых переходов воды: $Q_{\text{ф1}} = 8000$ и $Q_{\text{ф2}} = 32\,000$ ккал/м³.
В рассматриваемом районе в мерзлой толще пород (ниже слоя годо-
вых колебаний температуры) геотермический градиент $g = 0,02$ °C/м.

Решение. Поскольку уравнение (8.8) представляет собой
уравнение 4-го порядка относительно $\xi_{\text{мн}}$, оно решается подбором
этой величины до совпадения правой и левой частей уравнения.

Для практических целей уравнение (8.8) удобно преобразо-
вать следующим образом:

$$U = \xi_{2C} - \xi_{\text{мн}} + \frac{(\xi_{2C} + \alpha\xi_{\text{мн}})\alpha\beta}{[\xi_{2C} + \alpha\xi_{\text{мн}} + (1 + \alpha)\beta](1 + \alpha)},$$

$$\xi_{2C} = \frac{(A_{\text{п}} - t_{\text{п}} - g\xi_{\text{мн}})\beta}{A_{\text{ср}}(1 + \alpha)}, \quad A_{\text{ср}} = \frac{A_{\text{п}} + t_{\text{п}} + g\xi_{\text{мн}}}{2}, \quad \alpha = \frac{Q_{\text{ф}}}{2CA_{\text{ср}}}, \quad \beta = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}.$$

Далее, задаваясь несколькими значениями $\xi_{\text{мн}}$ и последова-
тельно определив вспомогательные параметры α , β , $A_{\text{ср}}$ и ξ_{2C} , на-
ходим величины функции U . При построении графика функции U
находим точку его пересечения с осью абсцисс $U=0$ и соответ-
ствующее значение $\xi_{\text{мн}}$. Результаты расчета приведены в табл. 8.1.
На рис. 8.1 показан ход функции U , где легко определяются точки
ее пересечения с осью абсцисс и соответственно значения глубин
многолетнего промерзания пород при заданных значениях пара-
метра $Q_{\text{ф}}$. В последней строке таблицы приведены результаты
точного подбора величин $\xi_{\text{мн}}$ по уравнению (8.8).

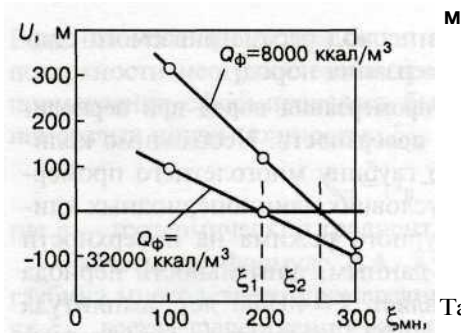


Рис. 8.1. Нахождение глубин многолетнего промерзания пород по данным табл. 8.1.

Пояснение в тексте

Таблица 8.1

Результаты подбора глубины многолетнего промерзания пород $\xi_{\text{мн}}$ по формуле В.А. Кудрявцева (8.8)

$Q_{\Phi_1} = 8000 \text{ ккал/м}^3$				$Q_{\Phi_2} = 32000 \text{ ккал/м}^3$			
$\xi_{\text{мн}}$	$A_{\text{ср}}$	ξ_{2C}	U	$\xi_{\text{мн}}$	$A_{\text{ср}}$	ξ_{2C}	U
100	6,0	330,54	315,10	100	6,0	121,78	95,67
200	7,0	231,38	114,88	200	7,0	89,00	1,67
300	8,0	144,09	-75,09	300	8,0	57,85	-101,9
259,86	7,60	178,11	0,00	201,68	7,02	88,46	0,00

В нашем случае равенства $U=0$ удается добиться при величинах $\xi_{\text{мн}_1} = 259,86 \text{ м}$ при $Q_{\Phi_1} = 8000 \text{ ккал/м}^3$ и $\xi_{\text{мн}_2} = 201,68 \text{ м}$ при $Q_{\Phi_2} = 32000 \text{ ккал/м}^3$. Как видно из решения, глубина многолетнего оттаивания относительно сухих пород заметно выше, чем влажных пород.

Более важно отметить, что глубина максимального многолетнего промерзания за период климатических изменений оказывается заметно меньше стационарной мощности мерзлой толщи на момент минимальных температур в пределах длительности цикла. Стационарная мощность мерзлой толщи на момент минимальных температур поверхности (т.е. когда $t_{\text{мин}} = t_{\text{п}} - A_{\text{п}} = 0,0 - 10,0 = -10,0^\circ\text{C}$) должна была составлять $\xi_{\text{ст}} = |t_{\text{п}} - A_{\text{п}}|/g = 10/0,02 = 500 \text{ м}$, что в 2—2,5 раза больше, чем в случае изменения верхних граничных условий по периодическому закону. Это еще раз подтверждает высказанное выше положение об отсутствии в природных условиях стационарных многолетнемерзлых пород большой мощности.

8.3. Восстановление по палеоклиматическим данным верхних граничных температурных условий многолетнего промерзания и оттаивания массивов горных пород

Наиболее сложным вопросом при создании математических моделей, описывающих процесс многолетнего промерзания и оттаивания массивов горных пород, является задание верхних граничных условий, которые характеризуют изменение температурных условий на дневной поверхности массивов в течение всего исследуемого временного интервала. Задача эта тем сложнее, чем более длительные по времени интервалы моделируются.

Современное строение криолитозоны отражает как современные условия формирования, так и весь ход ее развития в историческом плане. Основные черты современного криогенного строения массивов горных пород сформировались в позднеплейстоцен-голоценовое время. Поэтому при моделировании многолетнего промерзания именно этот временной отрезок (составляющий приблизительно 100 тыс. лет) представляет наибольший интерес. Восстановление температурных условий на поверхности массивов горных пород за столь длительные временные интервалы — задача очень сложная и на современном уровне знаний о палеоклимате решается в большой степени условно. Вместе с тем существуют определенные разработки в области фундаментальных знаний о «вечной мерзлоте», которые позволяют количественно решать эту задачу.

Одно из важнейших в этом направлении положений заключается в признании факта существования резких колебательных изменений климата в плейстоцене на фоне общего направленного похолодания климата в кайнозое. При этом длиннопериодные колебания климата (с периодом в десятки и сотни тысяч лет) связываются с неодинаковым поступлением солнечной радиации на поверхность Земли при периодических изменениях в ее движении в космическом пространстве. Эти изменения связаны в основном с изменением наклона земной оси к плоскости эклиптики и эксцентриситета орбиты вращения Земли вокруг Солнца.

В грубом приближении можно считать, что изменения температуры поверхности Земли во времени описываются полигармонической функцией:

$$t(\tau) = t_0 + \sum_{i=1}^n A_i \sin\left(\frac{2\pi}{T_i} \tau + \varphi_i\right), \quad (8.14)$$

где t_0 — средняя температура за весь рассматриваемый отрезок времени; n — количество ритмов, проявляющихся в изменении

температуры; A_i , T_i и ϕ_i — соответственно амплитуда колебаний температуры, период колебаний и начальная фаза колебаний температуры, вызванных соответствующими климатическими ритмами. Длиннопериодные изменения климата имеют глобальный характер, поэтому такие параметры, как T_i и ϕ_i , можно считать постоянными для всей криолитозоны. В то же время A_i и t_0 являются функциями пространственных координат; их пространственная изменчивость подчинена широтной зональности, высотной поясности, а также региональным особенностям формирования климата. Рассмотрим климатические ритмы, с которыми можно связать наиболее общие и значимые изменения теплообеспеченности территории в позднем плейстоцене — голоцене.

Достаточно цельные теоретические представления о ритмичности климатических изменений содержатся в известной астрономической теории колебаний климата Миланковича, на основе которой, учитывая более поздние разработки, можно выделить два основных климатических ритма — 41- и 21-тысячелетние. Первый из них связан с изменением угла наклона оси Земли к плоскости эклиптики, второй — с наложением изменений положения перигелия орбиты Земли и точки весеннего равноденствия. В связи с неоднородной физической природой этих ритмов их проявления в различных широтных зонах фактически противоположны: в высоких широтах доминирует 41-тысячелетний ритм, к югу амплитуда климатических изменений, связанных с этим ритмом, резко сокращается и вблизи 45° с.ш. приближается к нулю, тогда как амплитуда 21-тысячелетнего ритма в южных районах криолитозоны, напротив, возрастает.

Представление о 41-тысячелетнем ритме широко используется в палеогеографии, палеогляциологии, а также при палеогеокриологических реконструкциях. Для высоких широт выделяется еще один ритм, имеющий продолжительность около 10—11 тыс. лет. Он связан с особенностями циркуляции атмосферы и океана и колебаниями его ледовитости. Климатический ритм продолжительностью 21 тыс. лет (20—24 тыс. лет) подтверждается палеогеографическими исследованиями в горных районах юга Сибири.

Из сказанного следует, что представления о длительности периодов, определивших климатические изменения позднего плейстоцена — голоцена, можно считать уже в определенной мере сложившимися. Значительно труднее охарактеризовать современную фазу и соответственно время экстремумов указанных ритмов. Каждый из выделяемых климатических ритмов имеет свои *частные экстремумы* (температурные максимумы и минимумы), время достижения которых на ретроспективной временной шкале не совпадает с моментами прохождения *общих экстремумов* итоговой

температурной кривой, формирующейся в результате сложения колебаний различных периодов.

Наиболее определенные сведения относительно частных экстремумов 41-тысячелетнего ритма содержатся в работе Е.В. Максимова (1972), в которой температурный минимум этого ритма относится к 27 тыс. лет назад, а максимум — к 5800 лет назад.

Время частных экстремумов 21-тысячелетнего ритма оценивается на основе материалов палеогеографических исследований в южных районах Восточной Сибири, где, согласно теоретическим предпосылкам, этот ритм должен быть выражен достаточно четко. В этих районах отмечается наиболее раннее время термического максимума голоцена — около 12 тыс. лет назад. Соответственно минимум этого ритма должен быть отнесен к 22—23 тыс. лет назад. Очень близкие датировки дает и другой, чисто астрономический, анализ особенностей движения Земли вокруг Солнца. Так, именно 22 тыс. лет назад перигелий Земли совпадал с зимним солнцестоянием. Такое совпадение приводит в Северном полушарии к понижению летних температур, что, несмотря на удлинение летнего периода, благоприятно для роста ледников и способствует переходу климата в ледниковое состояние и понижению среднегодовой температуры для всего Северного полушария. Напротив, 11—12 тыс. лет назад с перигелием совпадает момент летнего солнцестояния. Это приводит к понижению зимних температур и значительному повышению летних. Лето короткое, но жаркое. Такие условия способствуют деградации ледников, и среднегодовая температура в Северном полушарии повышается.

С положительным частным экстремумом 10—11-тысячелетнего ритма связывается время климатического оптимума голоцена 5000—6000 лет назад.

Из приведенных оценок времени частных экстремумов рассматриваемых колебаний следует, что в настоящее время два основных климатических ритма позднего плейстоцена — голоцена (41- и 21-тысячелетние) находятся в противофазе. Особый размах похолодания в последнюю ледниковую эпоху связан, по-видимому, с практическим совпадением фаз этих колебаний.

Приведенные данные о расположении частных экстремумов рассматриваемых трех климатических ритмов позволяют определить для каждого из них начальную фазу колебаний φ_i . Поскольку максимальная температура в течение периода колебаний соответствует значению синуса в уравнении (8.14), равному единице, то справедливо соотношение:

$$\frac{2\pi}{T_i} \tau_{\max,i} + \varphi_i = \frac{\pi}{2} \pm 2\pi, \text{ откуда } \varphi_i = \pi \left(\frac{1}{2} - \frac{\tau_{\max,i}}{T_i} \pm 2 \right). \quad (8.15)$$

Тогда, принимая время прохождения частного максимума первого климатического ритма с периодом колебаний $T_1 = 41$ тыс. лет равным $\tau_{\max, 1} = -5,8$ тыс. лет, получим из (8.15) значение $\varphi_1 = 2,46$. Для двух других климатических ритмов с периодами колебаний $T_2 = 21$ и $T_3 = 11$ тыс. лет, принимая $\tau_{\max, 2} = -12,0$ и $\tau_{\max, 3} = -5,5$ тыс. лет, найдем соответственно $\varphi_2 = -1,122$ и $\varphi_3 = -1,571$.

Итак, если ограничиться рассмотрением трех основных гармоник (с 41-, 21- и 11-тысячелетним периодом), то с учетом всего изложенного выше полигармонический закон изменения температуры поверхности пород (8.14) можно записать более конкретно:

$$t(x, y, \tau) = t_0(x, y) + A_1(x, y) \sin\left(\frac{2\pi}{41} \tau + 2,46\right) + A_2(x, y) \sin\left(\frac{2\pi}{21} \tau - 1,122\right) + A_3(x, y) \sin\left(\frac{2\pi}{11} \tau - 1,571\right), \quad (8.16)$$

где $t(x, y, \tau)$ — температура поверхности пород, приближенно соответствующая температуре пород на подошве слоя годовых колебаний; x, y — пространственные координаты; τ — время в тыс. лет; $t_0(x, y)$, $A_1(x, y)$, $A_2(x, y)$, $A_3(x, y)$ — искомые параметры, зависящие от местоположения исследуемого района.

Наиболее достоверно эта функция описывает изменения палеотемператур за последние 30—40 тыс. лет. Если необходимо рассматривать более длительные временные интервалы, то к рассмотренным трем гармоникам следует добавить еще одну, с периодом приблизительно 100 тыс. лет (реже используется еще и пятая гармоника, с периодом 200 тыс. лет). Эта гармоника соответствует колебаниям климата, вызванным периодическим изменением эксцентриситета орбиты вращения Земли вокруг Солнца. Амплитуда температурных изменений такого периода не превышает ГС.

С целью оценки амплитуд соответствующих ритмов могут быть использованы имеющиеся данные по определению палеотемператур в различных областях Земли в наиболее теплые и наиболее холодные эпохи позднечетвертичного времени в сравнении с современными.

Пример определения параметров климатических колебаний в конкретном регионе. Для исследуемой территории известно, что современная температура на глубине нулевых годовых амплитуд равна -6°C ($t(0) = -6$). Голоценовый оптимум наблюдался здесь примерно 6,5 тыс. лет назад ($\tau_{\max} = -6,5$), а сартанский минимум — 20—25 тыс. лет назад. В голоценовый оптимум температура пород превышала современную на 3°C , а в минимум — было холоднее на 7°C .

По этим данным требуется восстановить ход температуры пород за последние 30—40 тыс. лет.

Решение. Для определения значений амплитуд трех синусоидальных ритмов необходимо составить три уравнения, в которые в качестве неизвестных входят искомые амплитуды A_1 , A_2 и A_3 . Два уравнения могут быть получены по двум точкам, соответствующим во времени термическому минимуму последней ледниковой эпохи и климатическому оптимуму голоцена. В этих точках должны быть заданы для исследуемой природной зоны величины отклонения палеотемператур пород от современных. Для построения третьего уравнения может быть использован тот факт, что суммарная температурная кривая в этих экстремальных точках достигает своего минимума или максимума. Следовательно, первая производная по времени в этих точках должна быть равна нулю, и третье уравнение формально может строиться по любой из них. Однако сведения о времени минимума суммарной палеотемпературной кривой, в отличие от точки максимума, представляются менее достоверными, поскольку палеогеографические датировки в этом случае относятся обычно к максимуму оледенения. Поэтому время наступления общего сартанского минимума температур $\tau_{\min}$ также должно являться предметом определения и требует составления четвертого уравнения. Таким образом, условие равенства нулю производной температуры по времени используется для обоих экстремумов итоговой температурной кривой.

Если обозначить функцию изменения суммарной палеотемпературы во времени из уравнения (8.16) через $t(\tau)$, то полученную систему уравнений можно записать следующим образом:

$$\begin{cases} t(\tau_{\min}) - t(0) = C_1; \\ t(\tau_{\max}) - t(0) = C_2; \\ \left. \frac{dt(\tau)}{d(\tau)} \right|_{\tau=\tau_{\min}} = 0; \\ \left. \frac{dt(\tau)}{d(\tau)} \right|_{\tau=\tau_{\max}} = 0, \end{cases} \quad (8.17)$$

где константы в правых частях первых двух уравнений представляют собой разности температур поверхности в моменты общих минимума и максимума и современной температуры (согласно условиям задачи $C_1 = -7$, $C_2 = 3^\circ\text{C}$); время голоценового максимума $\tau_{\max} = -6,5$ тыс. лет.

Уравнение для температуры поверхности пород на настоящий момент времени при $\tau = 0$ имеет вид:

$$t(0) = t_0 + A_1 \sin 2,46 + A_2 \sin (-1,122) + A_3 \sin (-1,571). \quad (8.18)$$

Согласно зависимостям (8.16) и (8.17) окончательно система уравнений для определения амплитуд составляющих климатических ритмов выйдет следующим образом:

$$\begin{cases} A_1 \left(\sin \left(\frac{2\pi}{41} \tau_{\min} + 2,46 \right) - \sin 2,46 \right) + A_2 \left(\sin \left(\frac{2\pi}{21} \tau_{\min} - 1,122 \right) - \right. \\ \left. - \sin (-1,122) \right) + A_3 \left(\sin \left(\frac{2\pi}{11} \tau_{\min} - 1,571 \right) - \sin (-1,571) \right) = -7; \\ A_1 \left(\sin \left(\frac{2\pi}{41} (-6,5) + 2,46 \right) - \sin 2,46 \right) + A_2 \left(\sin \left(\frac{2\pi}{21} (-6,5) - 1,122 \right) - \right. \\ \left. - \sin (-1,122) \right) + A_3 \left(\sin \left(\frac{2\pi}{41} (-6,5) - 1,571 \right) - \sin (-1,571) \right) = 3; \\ \frac{1}{41} A_1 \cos \left(\frac{2\pi}{41} \tau_{\min} + 2,46 \right) + \frac{1}{21} A_2 \cos \left(\frac{2\pi}{21} \tau_{\min} - 1,122 \right) + \\ + \frac{1}{11} A_3 \cos \left(\frac{2\pi}{11} \tau_{\min} - 1,571 \right) = 0; \\ \frac{1}{41} A_1 \cos \left(\frac{2\pi}{41} (-6,5) + 2,46 \right) + \frac{1}{21} A_2 \cos \left(\frac{2\pi}{21} (-6,5) - 1,122 \right) + \\ + \frac{1}{11} A_3 \cos \left(\frac{2\pi}{11} (-6,5) - 1,571 \right) = 0. \end{cases} \quad (8.19)$$

После того как эта система уравнений будет решена относительно неизвестных амплитуд A_1 , A_2 , A_3 и времени минимума температур $\tau_{\min}$, функция изменения температуры во времени на поверхности массивов горных пород, представляющая собой сумму трех гармонических колебаний, полностью определена. После нахождения амплитуд легко вычислить среднегодовую температуру за исследуемый период t_0 :

$$t_0 = t(0) - A_1 \sin 2,46 + A_2 \sin 1,122 + A_3 \sin 1,571, \quad (8.20)$$

где $t(0)$ — современная температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд на исследуемом участке.

Решение нелинейной системы уравнений (8.19) представляет собой довольно сложную задачу, которая, впрочем, легко решается с помощью компьютерных математических систем (типа Maple

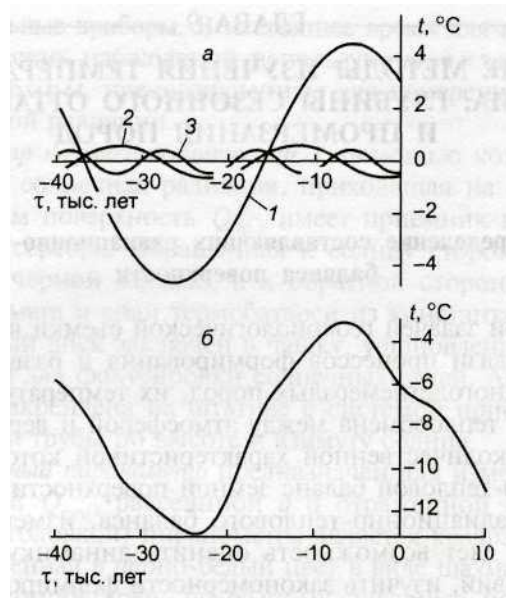


Рис. 8.2. Результаты определения динамики верхних граничных условий: *a* — характер отклонения температуры внутри различных климатических циклов от среднего значения: 1 — цикл с периодом 41 000 лет, 2 — цикл с периодом 21 000 лет, 3 — цикл с периодом 11 000 лет; *б* — итоговая температурная кривая для поверхности пород за предыдущие 40 000 лет и прогноз изменения верхних граничных условий на 10 000 лет вперед (без учета техногенного тренда разогрева атмосферы)

и др.). В результате решения (8.19) получены следующие параметры полигармонической функции изменения температуры поверхности пород:

$$A_1 = 4,61^{\circ}\text{C}; A_2 = 0,68^{\circ}\text{C}; A_3 = 0,41^{\circ}\text{C}; \tau_{\min} = -23,74 \text{ тыс. лет.}$$

Из зависимости (8.20) определяется среднемноголетняя температура поверхности: $t_0 = -7,88^{\circ}\text{C}$.

Имея эти данные для конкретного участка исследований, можно получить значение температуры поверхности пород в любой момент времени по формуле (8.16). Таким образом, задача о восстановлении верхних граничных условий, учитывающих длиннопериодные изменения температуры, решена.

На рис. 8.2 показаны характер изменения температуры в пределах каждого климатического ритма и суммарная итоговая кривая хода температуры на поверхности пород за последние 40 тыс. лет и на 10 тыс. лет вперед.

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА, ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ ПОРОД

9.1. Определение составляющих радиационно-теплового баланса поверхности

Основной задачей геокриологической съемки является изучение взаимосвязи процессов формирования и развития сезонно-мерзлых и многолетнемерзлых пород, их температурного режима с процессом теплообмена между атмосферой и верхними слоями литосферы, количественной характеристикой которого является радиационно-тепловой баланс земной поверхности [4, 6]. Знание структуры радиационно-теплового баланса, изменений его составляющих дает возможность оценить динамику верхних граничных условий, изучить закономерности формирования и изменения температурного режима земной поверхности, определить характер развития криогенных процессов. Уравнение радиационно-теплового баланса земной поверхности записывается следующим образом:

$$Q_{\text{сум}}(1 - A) - I_{\text{эф}} = R = LE + P + B, \quad (9.1)$$

где $Q_{\text{сум}}$ — суммарная коротковолновая солнечная радиация, представляющая сумму прямой $Q_{\text{пр}}$ и рассеянной q радиации; A — альбедо земной поверхности; $t_{\text{эф}}$ — эффективное длинноволновое излучение; R — радиационный баланс подстилающей поверхности (левая часть уравнения) и тепловой баланс (правая часть уравнения); LE — произведение скрытой теплоты испарения — конденсации на количество испаряемой или конденсируемой влаги; P — затраты тепла на процесс турбулентного теплообмена между земной поверхностью и атмосферой; B — тепло, идущее на теплообмен между земной поверхностью и нижележащими слоями литосферы.

При изучении и определении параметров температурного режима земной поверхности часто пользуются расчетными методами, имея данные по температуре воздуха. Для перехода от температуры воздуха $t_{\text{в}}$ к температуре дневной поверхности — растительного (летом) и снежного (зимой) покровов $t_{\text{д}}$ — вводится радиационная поправка Δt_R , которая может быть определена по величине турбулентного теплообмена P и коэффициенту теплоотдачи поверхности α ; $\Delta t_R = P/\alpha$.

Измерительные приборы. В настоящее время для производства актинометрических наблюдений используются актинометрические приборы, предназначенные для измерения различных видов солнечной радиации.

Актинометр термоэлектрический, с помощью которого измеряется прямая солнечная радиация, приходящая на перпендикулярную к лучам поверхность $Q_{\text{пр}}^{\perp}$, имеет приемник в виде диска из сусального серебра. Обращенная к солнцу сторона диска покрыта матово-черной эмалью, а к обратной стороне приклеена папиросная бумага и спаян термобатареи из константана и манганина. Приемный диск заключен в чашку, установленную на трубе с диафрагмами для фокусировки солнечных лучей. Актинометрическая труба закреплена на штативе с системой приспособлений для ориентации трубы по высоте и азимуту солнца.

Универсальный пиранометр предназначен для измерения величин суммарной $Q_{\text{сум}}$, рассеянной q и отраженной S радиации. Приемником (головкой) пиранометра является квадратная термобатарея, окрашенная в черно-белый цвет в виде шахматной доски. Поля такой термобатареи, по-разному поглощая поступающую солнечную радиацию, нагреваются пропорционально ее величине. Фильтром, выделяющим прямую, рассеянную и отраженную радиации из общего потока коротковолновой и длинноволновой радиации, служит стеклянный колпак, одновременно защищающий термобатарею от загрязнений и повреждений. Головка пиранометра укреплена на металлической подставке со специальным приспособлением, позволяющим придавать приемной поверхности два положения: приемником «вверх» (измерение рассеянной и суммарной радиации) и приемником «вниз» (измерение отраженной радиации).

Для измерения рассеянной радиации пиранометр, находящийся в положении «вверх», затеняется тенью экраном от прямой радиации и берется отсчет по гальванометру ($N_{\text{зат}}$), тогда $q = aN_{\text{зат}}$, где a — переводной множитель, который рассчитывается на основе данных паспортов каждой пары прибор-гальванометр. Для определения величины прямой радиации необходимо дополнительно сделать замеры по гальванометру при открытом ($N_{\text{отк}}$) и при затененном ($N_{\text{зат}}$) пиранометре, тогда величина прямой радиации $Q_{\text{пр}}$ будет равна $(N_{\text{отк}} - N_{\text{зат}})aF_*$, где F_* — поправочный множитель (значение его дается в паспорте пиранометра), учитывающий зависимость чувствительности прибора от угла падения солнечных лучей. Суммарная радиация в этом случае представляет собой сумму рассеянной (q) и прямой ($Q_{\text{пр}}$) радиации. Чувствительность приемной головки пиранометра к углу падения солнечных лучей приводит к погрешностям в определении с его помощью $Q_{\text{пр}}$

несмотря на введение поправочного множителя), поэтому для получения истинных величин Q используют актинометр.

Отраженная радиация S измеряется пиранометром в положении приемной головки «вниз», тогда $S=aN$, где N — отсчет по гальванометру, a — переводной множитель. По отношению величин суммарной и отраженной радиации определяется альбеда поверхности: $A=S/Q_{\text{сум}}$.

(несмотря на введение поправочного множителя), поэтому для получения истинных величин Q используют актинометр.

Отраженная радиация S измеряется пиранометром в положении приемной головки «вниз», тогда $S=aN$, где N — отсчет по гальванометру, a — переводной множитель. По отношению величин суммарной и отраженной радиации определяется альбеда поверхности: $A=S/Q_{\text{сум}}$.

Альбедометр используется в маршрутных исследованиях для определения альбедо различных поверхностей, т.е. дает возможность измерить величины как отраженной, так и суммарной радиации. Приемной частью альбедометра служит пиранометрическая головка, описанная выше. Этот приемник радиации соединен с опрокидывающимися кардановым подвесом и рукояткой. Такое устройство обеспечивает горизонтальность приемной поверхности при повороте рукоятки вокруг горизонтальной оси для установки приемника в одно из положений: «вверх» или «вниз».

Термоэлектрический балансомер, измеряющий радиационный баланс земной поверхности, имеет в качестве приемника круглую пластинку с зачерненными поверхностями. Пластина вмонтирована в круглую оправу с рукояткой. Между пластинами помещены специальные термобатареи. Прибор устанавливается строго горизонтально и подключается к гальванометру, показания которого соответствуют величине радиационного баланса поверхности R . Так как приемник балансомера не имеет защиты от ветра, который усиливает конвективный теплообмен и тем самым изменяет температуру приемных поверхностей балансомера, искажается измеряемая величина R . Для получения истинного значения R вводится поправочный множитель F_v , учитывающий скорость ветра в момент замера. Значения F_v берутся из поправочного свидетельства балансомера. Кроме того, отсутствие защитного стеклянного колпака и горизонтальность приемной поверхности приводят к искажению величины прямой радиации, поэтому рекомендуется при работе с балансомером использовать теневой экран как защиту от прямой радиации, а величину $Q_{\text{пр}}$ брать по актинометру.

Градиентные наблюдения включают в себя измерение температуры, влажности воздуха и скорости ветра на двух уровнях над земной поверхностью в те же сроки, что и актинометрические наблюдения.

Аспирационные психрометры используются для измерения температуры и влажности воздуха. Основной рабочей частью психрометра являются сухой и смоченный термометры и аспиратор для создания постоянной скорости движения воздуха в приемной части термометров. Показания сухого термометра дают температуру воздуха в данный момент, а влажность воздуха (упругость водяного пара) определяется по показаниям сухого и смоченного термо-

метров с помощью психометрических таблиц или графиков, прилагаемых к каждому психрометру.

Барометры-анероиды чаще всего используются в практике для измерения атмосферного давления, наблюдения за которым входят в комплекс теплобалансовых; они устанавливаются в подсобных помещениях. Можно также использовать значения атмосферного давления, полученные по данным близлежащей метеостанции, учитывая разницу высот местонахождения станции и наблюдательной площадки.

Ручные чашечные анемометры применяются для измерения скорости ветра. Они служат для определения средней скорости ветра за определенный промежуток времени (чаще всего определяют среднюю скорость ветра за 10 минут). При работе с анемометром необходимо иметь секундомер. По разности начального и конечного показаний анемометра и продолжительности его работы рассчитывается число делений шкалы анемометра в секунду, затем по прилагаемому к каждому прибору тарифовочному графику определяется средняя скорость ветра (м/с). При небольших скоростях ветра ручные чашечные анемометры дают сильно искаженные результаты, в таких случаях применяются *анеморумбометры*, которые позволяют определять среднюю скорость ветра с точностью до 0,1 м/с и направление ветра с точностью до ± 10 град.

Методика наблюдений. В пределах изучаемого микрорайона выбирается открытая, ровная площадка с естественным растительным покровом, удаленная от сооружений (зданий, заборов и др.) на расстояние, превышающее их 20-кратную высоту. При работе на площадке не следует нарушать травяной и моховой (в зимнее время — снежный) покровы. Размеры площадки и план расположения приборов приведены на рис 9.1. Актинометрические приборы устанавливаются на высоте 1,5 м от поверхности на специальных стойках. Гальванометры располагаются рядом со стойкой на подставке. Психрометры и анемометры устанавливаются на высотах 0,5 и 2 м от поверхности на отдельных стойках или шестах. На сетевых теплобалансовых площадках наблюдения производятся ежедневно в стандартные сроки: 1, 7, 10, 13, 16 и 19 ч местного времени. В зависимости от поставленных целей наблюдений количество сроков может быть сокращено или увеличено.

Перед началом наблюдений делается краткое описание площадки: элемент рельефа, вид растительности, состояние поверхности (сухая, увлажненная, ровная, кочковатая и т.д.). Отмечается наличие и интенсивность солнечного (лунного) сияния или степень покрытия солнечного диска облаками. Записываются номера актинометрических приборов и производится расчет переводных множителей каждой пары приборов. За 10 минут до срока наблюдатель снимает крышки с актинометрических приборов, нацели-

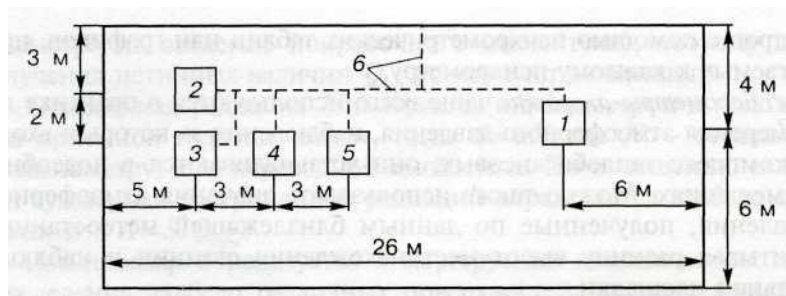


Рис. 9.1. Расположение приборов на теплобалансовой площадке: 1 — актинометрическая стойка; 2, 3 — анемометры; 4, 5 — аспирационные психрометры; 6 — дорожки

вает актинометр на солнце, устанавливает теневые экраны к пиранометру и балансомеру, закрывает актинометр и пиранометр крышками. За 8 мин до срока наблюдатель производит отсчет и запись места нуля $N_{0,нач}$ приборов. При определении места нуля актинометр, пиранометр и альбедометр должны быть закрыты крышками и подключены к гальванометрам, а балансомер закрыт крышкой, но отключен от гальванометра. За 1 мин до срока снимаются крышки с приборов, проверяются нацеливание актинометра на солнце, затенение пиранометра и балансомера.

Ровно в срок производится запись показаний актинометрических приборов в следующем порядке:

- записываются три отсчета рассеянной радиации по пиранометру с интервалами 10 с и между ними два отсчета по актинометру;

- производится шесть отсчетов по затененному балансомеру с интервалами 10 с и между ними два отсчета по актинометру;

- берутся отсчеты отраженной радиации по пиранометру в положении «вниз» или по альбедометру, перевернутому головкой вниз, таким же образом, как и предыдущие измерения: три отсчета через 10 с и два отсчета по актинометру;

- пиранометр ставится в положение «вверх», затеняется, проверяется нацеливание актинометра на солнце и записываются три отсчета рассеянной радиации по пиранометру с интервалами 10 с и между ними два отсчета по актинометру.

Проверяется и записывается место нуля $N_{00,конь}$ и приборы закрываются крышками. Если в момент измерений отмечается быстрое движение облаков, то можно провести наблюдения с отступлением от срока, но не более чем на 30 мин, или записать отсчеты, соответствующие предельным отклонениям стрелок гальванометров. При сильном порывистом ветре по балансомеру также делаются отсчеты пределов колебаний стрелки гальванометра. Параллельные наблюдения по актинометру показывают, насколько

можно считать условия постоянными для приведения измеряемых потоков радиации к одному моменту времени.

В сроки, установленные для актинометрических наблюдений, производятся градиентные наблюдения за температурой, влажностью воздуха и скоростью ветра в следующем порядке:

— перед выходом на площадку записываются показания барометра;

— за 5 мин до срока наблюдатель, записав начальные отсчеты, включает анемометры (нижний, затем верхний); смачивает батист на термометрах и заводит психометры, соблюдая ту же последовательность, что при включении анемометров;

— ровно в срок наблюдатель снимает отсчеты по психометрам (по нижнему, затем по верхнему) и сразу производит повторные отсчеты;

— через 5 мин после срока выключаются анемометры и записываются их конечные отсчеты и время.

Обработка данных срочных наблюдений. Обработка данных актинометрических наблюдений производится следующим образом.

$N_{\text{ср}}$, из которого вычитается N_0 , полученное как среднее между $N_{0, \text{нач}}$ и $N_{0, \text{кон}}$. Затем вычисляется значение каждого вида измеренной радиации, при этом используется переводной множитель каждой пары приборов (приемник радиации — соответствующий ему гальванометр) и по табл. 9.1 определяется высота солнца h_* на данный срок. Величина прямой радиации $Q_{\text{пр}}$, приходящей на горизонтальную (земную) поверхность, равна величине прямой радиации ($Q_{\text{пр}}^{\perp}$), измеренной актинометром, умноженной на $\sin h_*$: $Q = Q_{\text{пр}}^{\perp} \cdot \sin h_*$

Таблица 9.1

Высота солнца (h_* , град) для Москвы и Московской обл. на май—июнь
Для каждого вида радиации находится среднее значение отсчета

Число, месяц	Декретное (московское) время						
	5 ч	8 ч	11 ч	14 ч	17 ч	20 ч	23 ч
6 мая	-4,97	18,13	41,60	49,91	33,72	9,04	-11,27
11 мая	-3,65	19,36	42,92	51,22	34,72	10,03	-10,08
16 мая	-2,56	20,36	44,01	52,44	35,75	11,04	-8,92
21 мая	-1,58	21,24	44,98	53,53	36,66	11,95	-7,89
26 мая	-0,26	21,87	45,71	54,51	37,58	12,87	-6,91
1 июня	0,43	22,49	46,43	55,48	38,50	13,78	-5,94
6 июня	0,85	22,98	46,96	56,08	39,00	14,28	-5,37
11 июня	1,15	23,19	47,23	56,55	39,49	14,78	-4,87
16 июня	1,30	23,28	47,36	56,86	39,85	15,14	-4,53
21 июня	1,29	23,23	47,34	57,00	40,07	15,36	-4,35
26 июня	1,13	23,04	47,16	56,96	40,15	15,44	-4,33

При расчете радиационного баланса суммируются величина $(R - Q_{\text{пр}})$, полученная по замерам при затененном балансомере, и $Q_{\text{пр}}$, определенная с помощью актиометра. Величины рассеянной и отраженной радиации рассчитываются умножением $N_{\text{ср}}$ на поправочный коэффициент a соответствующей пары приборов. Для получения суммарной радиации складываются величины рассеянной (q) и прямой, поступившей на горизонтальную поверхность ($Q_{\text{пр}}$), радиации: $Q_{\text{сум}} = q + Q_{\text{пр}}$. Зная величины суммарной и отраженной радиации, определяют альбедо поверхности: $A = S/Q_{\text{сум}}$. Вычисление альбедо можно производить только в тех случаях, когда значения прямой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, в процессе измерений в конкретный срок больше $348,9 \text{ Вт/м}^2$ и различаются между собой не более чем на $69,78 \text{ Вт/м}^2$ или когда значения $Q_{\text{пр}}$ при любых величинах различаются между собой не более чем на $34,89 \text{ Вт/м}^2$.

Значение эффективного излучения, представляющего собой алгебраическую сумму разнонаправленных длинноволновых излучений земли и атмосферы, можно определить как остаточный член уравнения радиационного баланса, если измерены все прочие его составляющие: $I_{\text{эф}} = Q_{\text{сум}} - S - R$

Вычисление суточных сумм суммарной, рассеянной и отраженной радиации производится по данным срочных наблюдений по формуле

$$\sum_{\text{сут}} Q = Q_1 \tau_1 / 2 + (Q_1 / 2 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5 / 2) \cdot 1,08 \cdot 10^4 + Q_5 \tau_2 / 2, \quad (9.2)$$

где $Q_1, Q_2, \dots, Q_5$ — средняя месячная (декадная) интенсивность суммарной (рассеянной, отраженной) радиации в 1-й, 2-й, ... 5-й стандартный срок наблюдений, Вт/м^2 ; τ_1 — промежуток времени между восходом солнца и первым сроком наблюдений, с; τ_2 — промежуток времени между последним сроком наблюдений и заходом солнца, с.

Месячные (декадные) суммы получают умножением суточной суммы на число дней расчетного периода. Суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность получают как разность сумм суммарной и рассеянной радиации. Альбедо поверхности определяется как среднеарифметическое из значений альбедо за три срока: 10, 13 и 16 ч по среднему солнечному времени.

Расчет суточной суммы радиационного баланса производится по формуле

$$\sum_{\text{сут}} R = (R_1 + R_2)\tau_1/2 + (R_1 + R_3)\tau_2/2 + \dots + (R_{n-1} + R_n)\tau_{n-1}/2 + (R_n + R_1)\tau_n/2, \quad (9.3)$$

где $R_1, R_2, \dots, R_n$ — средняя месячная (декадная) интенсивность радиационного баланса в 1-й, 2-й, ..., n -й сроки наблюдений; $\tau_1, \tau_2, \dots$ — промежутки времени между первым и вторым, вторым и третьим сроками и т.д.; τ_n — промежуток времени между последним и первым сроками наблюдений.

При наличии данных градиентных наблюдений за температурой, влажностью воздуха и скоростью ветра на уровнях 0,5 и 2 м расчет интенсивности испарения с поверхности (E) и затрат тепла на процесс конвективного (турбулентного) теплообмена между земной поверхностью и атмосферой (P) производится по следующим формулам при величине параметра шероховатости поверхности z_0 , равной 0,03 м:

$$P = 8,9738 \gamma \alpha_t \Delta u \Delta t, \text{ МВт/м}^2;$$

$$E = 0,612 \cdot 10^{-9} \gamma \alpha_e \Delta u \Delta e, \text{ м/с.}$$

Здесь поправочный коэффициент γ для естественных луговых поверхностей принимается равным $1/(1 - Ri)^{1/4}$, где Ri — число Ричардсона, определяющее устойчивость температурной стратификации атмосферы, равное $(-0,0467)\Delta t/(\Delta u)^2$; α_t и α_e — коэффициенты, характеризующие зависимость переноса потоков тепла и влаги от устойчивости стратификации атмосферы и шероховатости поверхности. Для условий лугового разнотравья при $z_0 = 0,03$ м $\alpha_t = (1 - 84Ri)^{1/2}$; $\alpha_e = 1 + 0,72((1 - 84Ri)^{1/2} - 1)$; $\Delta u = u_{2,0} - u_{0,5}$ — разность скоростей ветра на уровнях 2 и 0,5 м от поверхности, м/с; $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$ и $\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$ — разности температур воздуха, °С, и упругостей водяного пара (влажностей воздуха), Па, на уровнях 0,5 и 2 м от поверхности.

Величина теплотока B определяется для каждого срока наблюдений как остаточный член уравнения радиационно-теплого баланса поверхности, составленного в единой системе единиц. Суточные суммы затрат тепла на турбулентный теплообмен, испарение и теплоток B рассчитываются аналогично суммам радиационного баланса.

Все полученные данные заносятся в табл. 9.2.

**Результаты определения составляющих
радиационно-теплового баланса поверхности**

*Краткое описание площадки: первая надпойменная терраса р. Москвы,
растительность луговая*

Составляющие радиационно-теплового баланса	Величина составляющих радиационно-теплового баланса			
	Срочные, кал/(см ² • мин)			За суммарный промежуток времени 90 мин, кал/см ²
	сроки наблюдений (время декретное — московское)			
	10 ³⁰	11 ³⁰	12 ⁰⁰	
Прямая радиация $Q_{пр}$	1,19	1,02	1,16	99,00
Рассеянная радиация q	0,15	0,16	0,17	14,25
Суммарная радиация $Q_{сум}$	1,34	1,18	1,33	113,25
Отраженная радиация S	0,18	0,21	0,19	17,70
Радиационный баланс R	1,09	0,52	0,70	66,60
Эффективное излучение $I_{эф}$	0,07	0,45	0,44	28,95
Альбедо, % A	13	18	14	
Затраты тепла на турбулентный теплообмен P	0,0007	0,0008	0,0006	0,07
Затраты тепла на испарение LE	0,15	0,43	0,42	30,15
Теплопоток в почву B	0,9393	0,0892	0,2794	36,38

**9.2. Снегомерная съемка, изучение мощности и
плотности снежного покрова**

Снежный покров является одной из важнейших климатических характеристик, оказывающих большое влияние на температурный режим горных пород [4, 5]. Снег изменяет лучистый теплообмен поверхности, влияет на структуру радиационно-теплового баланса. Он имеет низкую теплопроводность и в холодное время года задерживает излучение тепла из почв и горных пород, что приводит к значительному повышению среднегодовой температуры грунта по сравнению с температурой воздуха. Многими исследователями предложена методика приближенного определения тепляющего влияния снежного покрова. Для расчета величины тепляющего влияния необходимо иметь данные о плотности и мощности снежного покрова.

Эти характеристики снега могут быть получены при снегомерной съемке на участке исследования. При этом особое внимание должно обращаться на особенности снегонакопления в различных природных и техногенных ландшафтах, на изменение мощности и плотности снега в зависимости от ветрового режима, рельефа и микрорельефа, характера древесной, кустарниковой и напочвенной растительности. Снегомерную съемку следует проводить на момент температурного годового минимума или на момент максимального снегонакопления.

Изучение мощности снежного покрова. Измерение мощности снега проводится по заранее (в летний период) размеченным профилям, пересекающим различные (выделенные при съемке) ландшафты. В пределах каждого ландшафта должны быть установлены закономерности изменения мощности снега в зависимости от особенностей распределения растительности и характера микрорельефа. В ландшафтах, измененных техногенезом, необходимо изучить изменение мощности снега в зависимости от характера нарушений естественных природных условий (рельефа, микрорельефа, растительности) и типов возведенных сооружений. В каждой намеченной точке мощность снега измеряется с трехкратной повторностью. Полученные результаты осредняются.

Измерение мощности (высоты) снежного покрова производят с помощью переносной снегомерной рейки — деревянной или металлической, на которой нанесены сантиметровые деления. Высоту снега определяют, погружая ее вертикально в снег. При этом следует быть уверенным, что рейка дошла до поверхности почвы. Для этого нижний конец деревянной рейки лучше снабжать металлическим наконечником. Высота рейки зависит от максимальной мощности снега на участке исследования (высота стандартных переносных реек, применяемых на метеостанции, равна 180 см).

Изучение плотности снежного покрова. Плотность снега зависит от его структуры и текстуры, которые формируются под влиянием собственной тяжести снега, ветра, солнечной инсоляции, жидких осадков, процессов массообмена. Следовательно, плотность снежного покрова увеличивается в процессе его метаморфизма. Плотность свежееотложенного снега изменяется в довольно широких пределах — от 0,01 до 0,30 г/см³. Она зависит от температуры воздуха и от других метеорологических условий во время его выпадения — скорости ветра, влажности воздуха, капель дождя. Различаются две наиболее ярко выраженные разновидности свежеевыпавшего снега: фации безветренного отложения (пушистый, игольчатый, порошковидный снег, снежная пыль), имеющие первичную структуру снежинок, большую пористость, малую

(до $0,10 \text{ г/см}^3$) плотность и фации ветровые (метелевый снег) с обломочной структурой снежинок, меньшей пористостью, большей (до $0,28\text{—}0,30 \text{ г/см}^3$) плотностью. Одна из главных причин дальнейшего уплотнения снега — уплотнение под влиянием собственного веса.

Для определения плотности снега применяется специальный прибор — весовой снегомер (плотномер). Определение плотности снежного покрова с помощью весового снегомера заключается в измерении высоты снежного покрова, веса взятой пробы и последующего расчета. Снегомер (рис. 9.2) состоит из полого металлического цилиндра 1 высотой 60 см, площадью сечения 50 см^2 и весов типа безмен. Один конец цилиндра заточен в виде пилы 2, на его другом конце имеется съемная крышка 3. Весы снегомера состоят из металлической линейки 4, градуированной через 5 г, крючка 5, на который подвешивается цилиндр со снегом, и приспособления 6, с помощью которого весы с цилиндром удерживаются в подвешенном состоянии. Для уравнивания весов служит груз 7, который может скользить по линейке весов. При установке подвижного груза на нулевое деление линейки пустой цилиндр, подвешенный на крючок, должен уравнивать весы.

Не менее чем за полчаса до наблюдений снегомер выносят из помещения, чтобы он принял температуру окружающего воздуха (иначе при работе снег будет прилипать к стенкам цилиндра). Далее весы собирают и проверяют их равновесие с подвешенным пустым цилиндром и крышкой. Если при равновесии груза черта не совмещается с нулем деления шкалы, ее новое положение принимают за нулевое. Затем цилиндр погружают в снег заточенным краем до соприкосновения с поверхностью почвы и отсчитывают высоту снежного покрова по шкале, нанесенной на внешней сто-

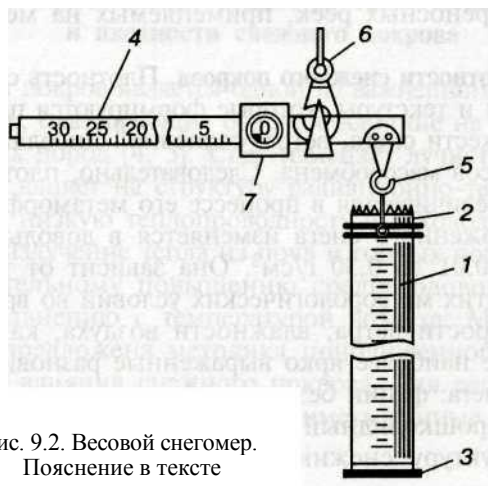


Рис. 9.2. Весовой снегомер.
Пояснение в тексте

роне цилиндра. После этого лопаткой, входящей в комплект снегомера, очищают снег с боковой стороны и подводят ее под цилиндр таким образом, чтобы весь снег, заключенный в него, остался внутри. Не отнимая лопатки, вынимают цилиндр и переворачивают его крышкой вниз. Очистив цилиндр от прилипшего снаружи снега, его подвешивают за дужку на крючке весов; затем, став спиной к ветру и держа весы в руке за кольцо, уравнивают цилиндр со снегом при помощи передвижного груза и записывают деление линейки, против которого установилась риска грузика. Запись результатов определений плотности ведется по табл. 9.3.

Таблица 9.3

Мощность и плотность снежного покрова

Ландшафт и его индекс	Номер точки	Характер микрорельефа	Характер растительности	Краткое описание разреза снежного покрова	Мощность снега, м	Интервал опробования, м	Плотность снежного покрова, м									
							1-й замер			2-й замер			3-й замер			Среднее значение
							h_1	n_1	ρ_1	h_2	n_2	ρ_2	h_3	n_3	ρ_3	$\rho_{\text{ср}}$

Плотность снега вычисляется следующим образом. Пусть высота взятой пробы h (см), а число делений весов n . Объем взятой пробы $V = 50h$ (см³), где 50 — площадь сечения цилиндра в см². Масса снега $m = 5n$, где 5 — цена деления весов в граммах. Тогда плотность снега

$$\rho_{\text{сн}} = m/n = 5n/50h = n/10h, \text{ г/см}^3. \quad (9.4)$$

При определении плотности снега делают три измерения на одном месте и плотность вычисляют как среднее из них. При измерении плотности маломощных снежных покровов или отдельных слоев снега в мощных снежных покровов можно использовать метод таяния. Мерный (известного объема) сосуд (стеклянный, пластмассовый или металлический) погружают в снег до его полного заполнения. Затем снег, заключенный в мерном сосуде, растаивают в теплом помещении и определяют объем образовавшейся воды. Плотность снега рассчитывают как отношение массы снега (m), которая численно равна весу (объему) воды, к объему снега (объему мерного сосуда) (V):

$$\rho_{\text{сн}} = m/V, \text{ г/см}^3. \quad (9.5)$$

Обработка и форма представления материала. Строят снегомерный профиль и выносят на него данные определения плотности снега. Дается характеристика закономерностей снегонакопления на участке съемки и характеристика снежного покрова по каждому выделенному естественному и техногенному ландшафту с приложением данных по табл. 9.3.

9.3. Изучение влияния растительности на температурный режим пород

Влияние растительности на температурный режим поверхности почвы и подстилающих пород имеет несколько аспектов [4, 6]. Во-первых, растительность в зависимости от видового состава, высоты и степени покрытия поверхности (густоты) изменяет структуру радиационно-теплого баланса земной поверхности. Во-вторых, напочвенный растительный покров (мхи, кустарники, травостой) являются по отношению к почве теплоизоляционным покрытием, препятствующим передаче тепла от поверхности в грунт в летний период и от грунта в атмосферу — зимой. В-третьих, растительный покров в значительной мере регулирует влагообмен между атмосферой и почвой, влияет на теплофизические характеристики почвы.

Наиболее существенное влияние на температурный режим пород оказывают покровы, образующие на почве своеобразный слой теплоизоляции. К ним относятся моховые, лишайниковые, кустарничковые, травяные. При геокриологической съемке определять влияние этих видов растительности на температурный режим грунтов можно при помощи расчетных методов. В расчетные формулы входит коэффициент температуропроводности растительности a_p . Он определяется в поле по наблюдениям за сокращением амплитуды суточных колебаний температуры воздуха под растительным покровом. Для этой цели на поверхности растительного покрова и под ним устанавливаются максимальные и минимальные термометры, по которым ежесуточно производятся одновременно отсчеты температуры и рассчитывается амплитуда суточных колебаний температуры. Наблюдения ведутся 3—5 дней подряд. На основе осредненных значений амплитуд рассчитывается a_p по формуле

$$a_p = \pi z_p^2 / T (\ln A_p^{\text{сут}} - \ln A_n^{\text{сут}})^2, \quad (9.6)$$

где T — период колебаний, равный 24 ч; $A_p^{\text{сут}}$ и $A_n^{\text{сут}}$ — амплитуды (физическое значение) суточных колебаний температуры соответственно на поверхности растительного покрова и под ним (т.е. на поверхности почвы), °C ; z_p — высота растительного покрова, м.

Измерительные приборы. Для измерения амплитуды суточных колебаний температуры в практике геокриологической съемки широко используются минимальные и максимальные термометры, работа с которыми подробно описана в руководствах по метеорологии и климатологии.

Минимальный термометр служит для определения самой низкой температуры воздуха и почвы между сроками наблюдения. В качестве термометрической жидкости в нем применяется спирт. Термометр имеет вставную шкалу с ценой деления $0,5^{\circ}\text{C}$. Резервуар термометра цилиндрический; капилляр на конце, противоположном резервуару, имеет расширение, в котором собирается спирт при повышении температуры выше последнего деления, здесь же скапливаются пары спирта. В капилляре минимального термометра внутри спирта помещен небольшой тонкий стеклянный штифтик с утолщенными тупыми концами. Он настолько легкий, что своим весом не может прорвать пленку поверхностного натяжения спирта. При вертикальном положении термометра, резервуаром вверх, штифтик свободно перемещается внутри спирта до пленки поверхностного натяжения. В горизонтальном положении штифтик двигается в обратную сторону под давлением этой пленки (это происходит только при понижении температуры). Если же температура начнет повышаться, то мениск отойдет от штифтика в сторону более высоких температур, а штифтик останется на уровне минимальной температуры.

Поэтому минимальный термометр устанавливается всегда в горизонтальном положении. Во время наблюдений (по возможности не трогая руками термометр) отсчитывают минимальную температуру по концу штифтика, удаленному от резервуара. После отсчета термометр переворачивают вверх резервуаром, рукой нагревают спирт в резервуаре и ждут пока штифтик не дойдет до мениска спирта. Затем термометр вновь устанавливают в горизонтальное положение, после чего он готов к следующему наблюдению. При установке термометра и отсчете минимальной температуры необходимо обращать внимание на то, чтобы в столбике спирта не оказалось пузырьков воздуха, которые могут препятствовать свободному движению штифтика и искажать показания.

Максимальный термометр служит для определения самой высокой температуры воздуха и почвы между сроками наблюдения. В качестве термометрической жидкости используется ртуть. Термометр имеет вставную шкалу с ценой деления $0,5^{\circ}\text{C}$; резервуар термометра изготавливается в форме цилиндра или шара. Когда температура повышается, ртуть под действием теплового расширения проталкивается через узкий зазор между стенками капилляра и стержнем. При понижении температуры ртуть из капилляра

обратно в резервуар не проходит, так как силы молекулярного сцепления ртути меньше сил трения. Следовательно, столбик ртути в капилляре фиксирует максимальную температуру.

Максимальный термометр устанавливается горизонтально. Чтобы не допустить ошибки, рекомендуется при отсчете слегка приподнять конец термометра, противоположный резервуару. Перед установкой показания максимального термометра не должны отличаться от срочного в точке наблюдения более чем на $0,2^{\circ}\text{C}$. Для возвращения ртути в резервуар термометр следует охладить и сильно встряхнуть. Для определения максимальной температуры под растительным покровом или в грунте термометр необходимо охладить в термосе со льдом или холодной водой, встряхнуть и быстро установить в подготовленное место.

И максимальный, и минимальный термометры, установленные над растительным покровом, следует покрывать козырьком, чтобы их резервуары не нагревались непосредственно солнечными лучами.

Оборудование температурной площадки. В пределах площади съемки на основе ландшафтного районирования выбираются участки с характерным растительным покровом. Чтобы сохранить покров от нарушений, возможных при проведении наблюдений, площадку размером $1,5 \times 1,5 \text{ м}^2$ ограждают шнуром или веревкой, протянутой на высоте $0,5\text{—}0,7 \text{ м}$ от поверхности. Для определения a_p устанавливают две пары термометров. В пару входят максимальный и минимальный термометры.

Для установки термометров над травяным и кустарничковым покровами их укрепляют горизонтально на рейках так, чтобы резервуары максимального и минимального термометров сходились в одной точке, но не соприкасались. На плотных (моховых и мохово-кустарничковых) покровах термометры можно располагать непосредственно на их поверхности. Термометры под растительным покровом устанавливаются также горизонтально, их резервуары должны находиться на одной вертикали с резервуарами верхней пары термометров.

При вводе в работу максимальных термометров необходимо помнить: температура, которую показывает термометр в момент установки, не должна быть выше срочной температуры в точке измерения: после ввода в работу максимального термометра следует избегать соприкосновения с его резервуаром, иначе можно сильно исказить результаты измерений; максимальный термометр вводится в работу после установки минимального термометра. При работе с минимальным термометром необходимо: устанавливать термометр строго горизонтально; перед установкой термометр должен показывать температуру выше срочной температуры в точке

измерения; в столбике спирта не должно быть пузырьков воздуха. Фиксируется время ввода термометров в работу.

Методика измерений и обработка результатов. Ровно через сутки после ввода термометров в работу регистрируют их показания в следующем порядке. Снимают показание максимального термометра, установленного над растительным покровом, приподняв конец термометра, противоположный резервуару. Не трогая минимальный термометр руками, записывают минимальную температуру по положению удаленного от резервуара конца штифта. Следует убедиться, что мениск спиртового столбика удален от этого конца штифта и показывает срочную температуру, а в столбике спирта не образовались пузырьки газа. Снимают показания сначала максимального, а затем минимального термометров под растительным покровом.

Сразу после снятия отсчетов рассчитывают амплитуды суточного колебания температуры на различных уровнях. Проанализировав полученные результаты, а при наличии погрешностей — их причины, учитывают их при вводе площадки в работу на следующие сутки. Вводятся термометры в работу на следующие сутки.

Отсчеты температур на площадках берутся один раз в сутки в одно и то же время (утром — до наступления суточного максимума, или вечером — после его достижения). Если в течение этого времени прошел дождь или выпала небольшая роса, наблюдения необходимо повторить. Наблюдения можно считать законченными, если в течение любых трех суток разница отношения $A_p^{сут}/A_n^{сут}$ не превышает 0,5—1,0°C.

Обработка результатов включает расчет средних (из трех суток) значений амплитуд суточных колебаний температуры над растительностью и под нею (на поверхности почвы). По формуле (9.6) рассчитывают a_p .

9.4. Полевые методы изучения глубины сезонного оттаивания и промерзания пород

Одной из обязательных задач при выполнении полевых геокриологических исследований является изучение слоя сезонного оттаивания и сезонного промерзания. С формированием этого слоя связаны особенности формирования температурного режима пород в слое годовых колебаний, характер развития экзогенных (и прежде всего геокриологических) процессов, криогенного строения и льдистости пород и т.д. Глубина сезонного оттаивания и промерзания пород является важной инженерно-геологической характеристикой и используется в теплотехнических расчетах для обеспечения устойчивости сооружений в криолитозоне и области глубокого сезонного промерзания.

Формирование слоя сезонного оттаивания и промерзания зависит от температурного режима пород, их состава и влажности (т.е. теплофизических свойств), т.е. от широкого спектра природных условий и факторов, определяющих температурный режим пород и их свойства. При проведении геокриологических исследований картируются типы сезонного оттаивания (промерзания) пород на основе классификации, предложенной В.А. Кудрявцевым [4, 5]. Классификация построена на основе четырех признаков, обобщенно характеризующих процесс сезонного оттаивания и промерзания пород: среднегодовая температура пород, годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности почвы, состав и влажность пород. Конкретное содержание указанных характеристик однозначно определяет глубину сезонного оттаивания или промерзания пород и определяет методику их изучения, которая заключается в определении классификационных признаков и их связи с каждым природным фактором в отдельности в конкретных условиях всех выделенных типов ландшафта. На этой основе изучаются пределы возможного изменения глубин для каждого типа. Для всех типов ландшафта определяются максимальные за сезон значения глубин.

Полевые геокриологические исследования на различных участках исследуемого района могут проводиться (и как правило проводятся) в различные календарные сроки. На этот момент времени формирование слоя сезонного оттаивания (промерзания) пород может еще не закончиться. Поэтому полученные глубины необходимо приводить к максимальным по методу В.Ф. Тумеля [3, 5]. Для этого на ключевых участках организуются наблюдения за ходом сезонного оттаивания (промерзания) на опорных площадках или поперечниках, захватывающих ландшафты с различными природными условиями. Наблюдения выполняются раз в 5 дней одним из рассматриваемых ниже методов или комплексом методов. По этим данным строится график изменения глубины оттаивания (промерзания) во времени; рассчитывается, какой процент (от максимальной глубины) слоя оттаял на конец каждой декады, и строится кривая интенсивности процесса. Пересчет производится по формуле

$$\xi_{\max} = \frac{\xi}{n} 100, \quad (9.7)$$

где $\xi_{\max}$ — глубина оттаивания (промерзания) пород на конец сезона, м; ξ — глубина оттаивания (промерзания) пород, полученная на определенный момент времени, м; n — процент оттаивания (промерзания) слоя по кривой интенсивности оттаивания (промерзания) в момент измерения.

Изучение глубины сезонного оттаивания (промерзания) должно сопровождаться и опробованием разреза на глубину, на 0,5—1 м превышающую глубину сезонного оттаивания (промерзания): изучением состава и влажности пород, их физических и теплофизических свойств. Кроме того, необходимо в каждой точке описывать: микрорельеф, характер растительности (по ярусам), гидрологические особенности, характер снегонакопления (в зимнее время) и др. Методы полевого определения глубин сезонного промерзания и оттаивания пород регламентированы ГОСТ 24847—81 и ГОСТ 26262—84 [1, 3]; кроме того, они с различной степенью детальности рассмотрены в различных методических руководствах — [5] и др. Мерзлые породы имеют отрицательную температуру и содержат в своем составе лед. На этом основаны все методы определения глубин сезонного оттаивания и промерзания пород: глубины устанавливаются по наличию в породе льда, по изменению физических свойств грунтов при переходе из талого состояния в мерзлое, по положению нулевой изотермы.

Методы непосредственных измерений. Наиболее достоверный метод — непосредственное измерение глубины при проходке горных выработок — скважин и шурфов. Граница талых и мерзлых пород отбивается по наличию включений льда в породах керна или стенки шурфа, оттенку цвета породы, смены скорости проходки (твердости пород). Более точному определению глубины способствует наличие в разрезе мерзлых пород шлировых включений льда. Бурение и шурфовка должны сопровождаться изучением инженерно-геокриологических свойств разреза.

Широкое распространение имеет метод определения глубины сезонного оттаивания, основанный на значительном изменении механических свойств пород при замерзании (оттаивании) — зондировка щупом. Щуп — заостренный металлический стержень сечением 8—10 мм и длиной около 1,5 м. ГОСТ 26262—84 рекомендует использовать его при глубине сезонного оттаивания до 1,2 м в песчаных, пылевато-глинистых и биогенных грунтах, не содержащих включений крупнообломочного материала размером более 10 мм. Простота и доступность этого метода позволяет выполнять большой объем замеров для изучения влияния пространственной изменчивости компонентов природной среды (внутри относительно однородного ландшафта) на глубину сезонного оттаивания. При этом рекомендуется в каждой точке производить три измерения и за глубину оттаивания принимать наибольшее значение.

Метод микроВЭЗ. При полевых геокриологических исследованиях широко применяются методы электро- и сейсморазведки. Хорошо разработан подход к определению мощности сезоннота-

лого и сезонномерзлого слоев методом микроВЭЗ [5]. Применение метода основано на значительном увеличении удельного электрического сопротивления влажных дисперсных пород при переходе их из талого состояния в мерзлое и подробно изложено В.Е. Романовским в учебном пособии по геокриологической практике [5].

МикроВЭЗ является микровариантом метода вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ). Как известно, метод заключается в измерении кажущегося удельного сопротивления ρ_k в некоторой неподвижной точке зондирования при увеличивающемся расстоянии между питающими электродами. Увеличение этого расстояния приводит к тому, что при каждом последующем измерении ρ_k захватывается все большая область грунтов по глубине. Таким образом, зависимость ρ_k от расстояния между питающими электродами характеризует изменение строения разреза грунтов по вертикали. Измерения производятся по стандартной методике с использованием стандартной аппаратуры: АЭ-72 или АНЧ.

Методика измерения глубины сезонного оттаивания и промерзания (ξ) при помощи микроВЭЗ заключается в следующем. Используя измерительную аппаратуру и источник постоянного тока, определяют разности потенциалов ΔU на приемных электродах и силы тока I в питающей линии на каждом из фиксированных разносах питающих электродов. Затем для каждого разноса вычисляется значение ρ_k по формуле $\rho_k = k\Delta U/I$ (k — геометрический коэффициент установки), результаты вычислений записываются в журнал и наносятся на билогарифмический бланк, где в логарифмическом масштабе откладываются: по оси абсцисс — половина расстояния между питающими электродами ($AB/2$) (в м), а по оси ординат — величина соответствующего ρ_k (в Ом • м).

Величина ξ определяется в результате интерпретации кривых ρ_k микроВЭЗ. Для этого кривые ρ_k перестраиваются на прозрачные билогарифмические бланки и интерпретируются с помощью двухслойных и вспомогательных палеток ВЭЗ. Наиболее точные результаты можно получить, если использовать материалы микроВЭЗ, выполненные на этих же точках как в летнее, так и в зимнее время. Границе слоя сезонного промерзания будет соответствовать нижняя граница первого от поверхности высокоомного горизонта на кривой микроВЭЗ, а границе слоя сезонного оттаивания — нижняя граница первого от поверхности низкоомного горизонта.

Затруднения в интерпретации и соответственно понижение точности определения ξ возникают в том случае, когда разрез

сложен грунтами, мало изменяющими свое удельное электрическое сопротивление при переходе из талого состояния в мерзлое. К таким грунтам относятся сухие пески, а также глинистые грунты, влажность которых не превышает содержание незамерзшей воды при данных отрицательных температурах. Практически совсем неприменим этот метод при наличии в области точки микроВЭЗ резких неоднородности вертикального (или близкого к вертикальному) залегания, таких как границы фациального замещения пород, участки резкой смены поверхностных условий и т.д.

Температурный метод. На стационарных площадках широко используется метод определения глубины сезонного оттаивания и промерзания пород по термокаротажу скважин [5]. Глубину оттаивания (промерзания) определяют положением изотермы, соответствующей температуре начала замерзания грунта в изучаемом разрезе.

Для измерения температуры грунта используют обычно электрические термометры сопротивления. Эти датчики можно установить в скважину без специальной ее обсадки (стационарная коса), что обеспечивает минимальное искажение температурного поля пород. Скважины, в которых используются переносные косы, обсаживают пластиковыми наблюдательными трубами минимального (обеспечивающего установку косы) диаметра. Глубина скважины и косы должна на 0,5 м превышать предполагаемую максимальную глубину сезонного промерзания (оттаивания) пород изучаемого разреза.

На стационарных площадках обычно изучается не только глубина, но и ход (темп) летнего оттаивания и зимнего промерзания разреза. Поэтому температурные датчики целесообразно размещать в косе через 0,1 м при мощности деятельного слоя до 1—1,5 м. При большей мощности слоя сезонного оттаивания или промерзания расстояние между датчиками можно увеличивать до 0,2—0,25 м, но при этом желательно у подошвы слоя частоту датчиков снова увеличивать.

При режимных наблюдениях измерение температуры проводится раз в 5 дней с момента начала оттаивания (промерзания) пород — срока устойчивого перехода среднесуточной температуры на поверхности грунта через ноль градусов — до полного оттаивания (промерзания) слоя. На участках развития многолетнемерзлых пород ведутся наблюдения за ходом не только сезонного оттаивания, но и последующего промерзания этого слоя. Наблюдения прекращаются, когда фронт зимнего промерзания сомкнется с кровлей многолетнемерзлых пород. На талых участках наблюдения выполняются за ходом сезонного промерзания и последующего полного летнего оттаивания промерзших пород.

Если в задачу исследований входит получение среднегодовой температуры и амплитуды годовых колебаний температуры в подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) пород, то измерения на этой глубине должны проводиться круглогодично с частотой не менее одного раза в декаду.

Мерзлотомеры. В практике геокриологических исследований достаточно широко применяются мерзлотомеры различных типов.

Мерзлотомеры Данилина и Ратомского. В своей основе они различаются тем, что о глубине промерзания (оттаивания) в мерзлотомере Данилина судят по наличию в специальной трубке замерзшей дистиллированной воды, а в мерзлотомере Ратомского — твердомерзлого глинистого грунта. ГОСТ 24847—81 регламентирует область применения методов, методику производства измерений и обработки результатов.

Мерзлотомер Данилина представляет собой резиновую трубку определенной длины с внутренним диаметром порядка 10 мм, которая закреплена на деревянной рейке. На рейке через 1 см нанесены измерительные деления. Трубку с нижнего торца заглушает герметической пробкой и через верхний торец заполняется дистиллированной водой, который также закрывается герметической пробкой. Перед измерением мерзлотомер устанавливается в специально оборудованной скважине и выстаивается в течение времени, за которое он примет по своей высоте температуру окружающей породы. Мерзлотомер Данилина очень прост в изготовлении и использовании, поэтому, несмотря на приближенность результатов определения глубины сезонного промерзания, он получил широкое применение в практике.

Электромерзлотомер. Использование электромерзлотомера для определения глубины сезонного промерзания и оттаивания пород основано на скачкообразном увеличении удельного электрического сопротивления дисперсных пород при их промерзании. Главной причиной различия электропроводности талых и мерзлых дисперсных пород является уменьшение токопроводящего компонента, сужение, удлинение или разрыв токопроводящих путей породы при ее промерзании, которые вызываются образованием ледяных включений различной формы и расположения. При этом числовое значение электрического сопротивления мерзлых пород зависит от их гранулометрического и минерального состава, влажности, типа криогенной текстуры, температуры, концентрации ионов в поровом растворе.

Электромерзлотомер [5] представляет собой пластмассовую трубку определенной длины и диаметра, на внешней боковой поверхности которой в одну линию через определенные интервалы

(10 см) закреплены латунные или медные пластины (контакты). Внутри трубки от каждого контакта (изолированного от остальных) проходит соединительный провод, который подпаивается к шаровому разъему. Для предотвращения попадания влаги внутрь трубки (она может вызвать электрическое замыкание между соседними контактами) один ее торец закрывается герметической пробкой, а внутренний объем трубки для гидроизоляции заливается парафином.

Электромерзлотомер устанавливается в скважине так, чтобы его внешние металлические контакты плотно прилегали к стенкам скважины. В этой же скважине одновременно может быть установлена связка терморезисторов для измерения температурного режима грунтов. Для увеличения точности определения мощности слоя сезонного промерзания (оттаивания) пород глубина установки контактов электромерзлотомера сдвигается относительно положения терморезисторов в термокосу на 5 см (см. рис. 9.3). Затем весь комплекс (электромерзлотомер и термокоса) устанавливается (зимой вмораживается) в скважину, и на некотором расстоянии от нее (для сохранения растительного и снежного покровов при производстве замеров) устанавливается щиток, на котором закрепляются штепсельные разъемы от электромерзлотомера и термокосы. При проведении измерений к штепсельным разъемам через ответный разъем и переключатель ПМТ-20 подключается измерительный прибор, которым служит в этом случае мегомметр, позволяющий определять высокие значения сопротивления — от 1 кОм до 100 МОм. Переключатель ПМТ-20 позволяет поочередно подключать к мегомметру каждую пару контактов электромерзлотомера, при этом начинать следует с первого от поверхности грунта контакта. Показания мегомметра записываются в полевой дневник.

Следует четко представлять, что измеряемая величина сопротивления $R_{изм}$ в этом случае включает в себя не только сопротивление грунта $R_{гр}$ между электродами мерзлотомера, но и переходные сопротивления $R_{пер}$ и $R_{пер}^2$ между электродами и грунтом; так как все указанные сопротивления включены последовательно, сопротивлением подводящих проводов в этом случае можно пренебречь. Поэтому по полученным значениям, вообще говоря, нельзя судить об удельном электрическом сопротивлении грунтов (УЭС). Однако при использовании электромерзлотомера для определения положения границы сезонного промерзания (оттаивания) не требуется точного количественного определения значений УЭС пород, достаточно установить положение по глубине резкого скачка измеряемых сопротивлений $R_{изм}$. Этот скачок позволяет установить глубину, на которой находится граница между мерз-

лыми и талыми породами. В этом смысле «включение» в цепь переходных сопротивлений $R_{\text{пер}}^1$ и $R_{\text{пер}}^2$ способствует решению поставленной задачи, так как величина этих сопротивлений при переходе от талого состояния грунтов к мерзлому может только возрастать и в большинстве случаев возрастает довольно значительно. Это делает наблюдаемый скачок сопротивлений более резким, что облегчает интерпретацию данных, полученных в процессе измерений [5].

Результаты измерений наносятся на график, по одной из осей которого откладывается глубина расположения измерительных электродов, а по другой — измеренная величина $R_{\text{изм}}$. Наиболее наглядно изображать график в виде ступенчатой кривой, каждая «ступенька» которого отвечает отдельному измерению $R_{\text{изм}}$ между соответствующей парой электродов (рис. 9.3). Глубина, на которой происходит резкое изменение величины $R_{\text{изм}}$, интерпретируется здесь как глубина сезонного промерзания пород $\xi_{\text{сп}}$. Изменение $R_{\text{изм}}$ может быть связано с изменением по разрезу литологии, а также влажности (льдистости) пород. Поэтому для однозначности интерпретации рядом с полученным графиком $R_{\text{изм}}$ следует давать геологическую колонку разреза по глубине скважины в том же вертикальном масштабе.

Точность определения $\xi_{\text{сп}}$ в этом случае (при отсутствии грубых технических и методических погрешностей) определяется расстоянием между электродами мерзлотомера. Однозначно можно сказать лишь, что, например, i -й электрод точно находится в мерзлом грунте, а $(i+1)$ -й — в талом, но где проходит граница фазовых переходов между электродами, сказать невозможно. Более четко эта граница устанавливается в песчаных грунтах. Для глинистых грунтов интерпретация несколько затруднена, так как вместо четкого фазового фронта в них может наблюдаться «зона» промерзания, и картина получается более «размазанной». Однако в большинстве случаев и для таких грунтов значение $\xi_{\text{сп}}$ устанавливается по данным электромерзлотомера достаточно точно [5].

Запись и обработка результатов. Результаты единовременного измерения глубины оттаивания и промерзания пород из полевых дневников целесообразно переносить в специальный журнал. После получения данных режимных наблюдений на соответствующих площадках глубина, полученная на момент измерения, пересчитывается на полную глубину. Эти данные также заносятся в журнал. Для стационарных режимных наблюдений составляется паспорт, в который вносятся все сведения о площадке и данные измерений. После окончания сезонного (годового) цикла наблюдений строится график хода оттаивания и промерзания разреза.

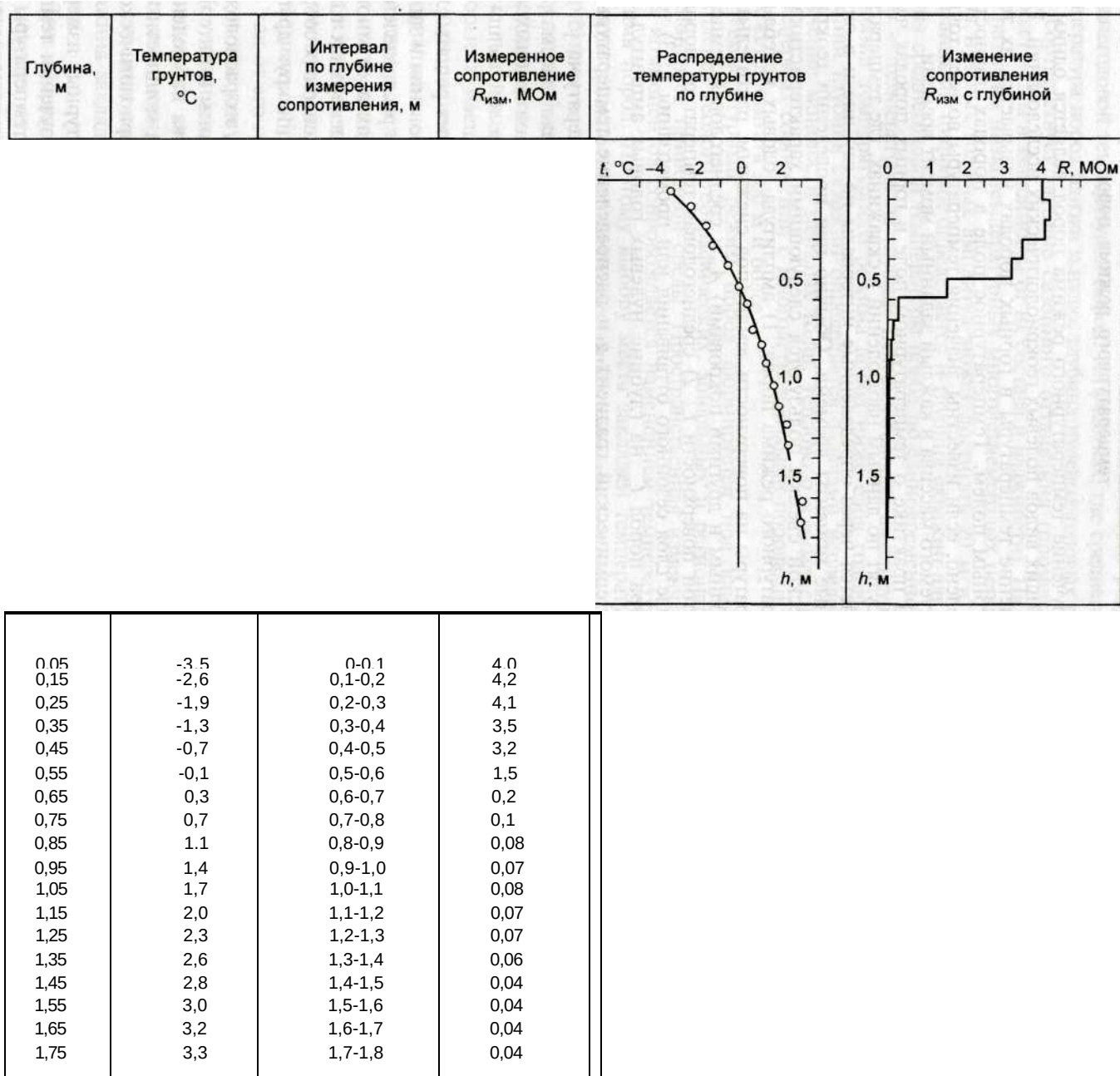


Рис. 9.3. Форма представления результатов единовременного измерения температуры и электрического сопротивления грунтов
в слое сезонного промерзания (данные В.Е. Романовского, 1986)

9.5. Полевые методы изучения температурного режима пород

Изучение температурного режима пород является одним из важнейших видов полевых геокриологических исследований. Распределение температуры в горных породах называется их температурным полем. Температурное поле в породах полностью определено, если известны значения температуры во всех точках исследуемого массива в каждый заданный момент времени.

На практике о температурном поле в горных породах чаще всего судят по данным наблюдений в скважинах, где температура измеряется через определенные интервалы по глубине и в определенные моменты времени. Обычно при проведении геокриологической съемки пользуются следующими характеристиками температурного режима пород: 1) амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности земли (под снежным, растительным или водным и другими покровами) A_n и среднегодовая температура этой поверхности t_n ; 2) среднегодовая температура пород в подошве слоя сезонного оттаивания или промерзания t_g ; 3) температура пород $t_{но}$ на глубине нулевых годовых амплитуд H_0 ; 4) геотермический градиент g и распределение температуры в толще пород ниже слоя годовых колебаний температуры [5, 6]. В области распространения многолетнемерзлых толщ рассматриваются распределения температуры от подошвы слоя годовых колебаний температуры до подошвы многолетнемерзлой толщи, а также ниже мерзлой толщи.

Наблюдение температуры в скважинах позволяет решать следующие задачи: изучение закономерностей формирования и динамики температурного режима пород, исследование распределения температуры в многолетнемерзлых и талых породах и ее многолетней динамики, определение мощности многолетнемерзлых толщ и таликов, изучение теплового взаимодействия инженерных сооружений с мерзлыми и талыми породами и широкий круг других вопросов.

Термометрические скважины. Глубина скважин, их расположение, выбор типа термометрических датчиков, глубины и интервалы их установки в скважинах, режим производства наблюдений зависят от целей геокриологических исследований, мощности исследуемой зоны, особенностей геологического, геокриологического и гидрогеологического строения разреза.

Глубина скважин, оборудованных для температурных измерений, определяется задачами исследований. При изучении температурного режима пород слоя годовых колебаний температуры их глубина зависит от мощности слоя, которая определяется, в свою

очередь, теплофизическими свойствами исследуемого разреза и среднегодовой температурой пород. На участках, где среднегодовая температура пород близка к нулю, глубина нулевых годовых амплитуд соответствует глубине сезонного оттаивания (промерзания) пород (1—5 м в зависимости от их состава и влажности). На участках развития низкотемпературных многолетнемерзлых пород глубина нулевых годовых амплитуд может достигать 20 м и более. Указанными цифрами определяется и глубина скважин для получения среднегодовой температуры пород по единовременному замеру — температуры на глубине нулевых годовых амплитуд. При изучении температурного режима пород ниже слоя годовых колебаний глубина скважин определяется задачами исследования (изучение мощности мерзлых толщ, теплового взаимодействия инженерных сооружений с многолетнемерзлыми породами и др.) и может достигать 300 м и более.

Температурный режим пород формируется под влиянием комплекса геолого-географических, зональных и региональных компонентов природной среды. Пространственная изменчивость этих компонентов сопровождается изменением температурного режима пород. Поэтому выбору места закладки температурных скважин должно предшествовать типологическое районирование территории исследования по условиям и факторам, определяющим теплообмен на поверхности грунта и теплопередачу внутри массива пород. Это районирование часто называют ландшафтным: выделение таких территориальных единиц (ландшафтов), которые в масштабе исследований характеризуются относительной однородностью геолого-географических условий внутри территориальных единиц и существенно различаются между собой. В каждом выделенном ландшафте скважина должна быть заложена в центральной его части — на удалении от границ ландшафта. При изучении влияния техногенных преобразований ландшафтов на температурный режим пород опорную скважину необходимо закладывать в пределах неизменной части ландшафта, в отдалении как от его границ, так и от контура техногенного ландшафта, другую скважину — в центральной части преобразованной площади (с указанием размеров пораженного ландшафта и расстояния скважины от его границ). При изучении теплового взаимодействия инженерных сооружений с грунтами основания расположение скважин определяется задачами исследования, но опорная скважина закладывается также и в пределах естественного ландшафта.

Тип оборудования скважины для термометрических измерений зависит от строения (геологического, геокриологического, гидрогеологического) изучаемого разреза, режима (единовремен-

ный, односезонный, многолетний) наблюдений, типа используемых датчиков. На скважинах, пробуренных в связных многолетнемерзлых породах или скальных породах с маломощным чехлом несвязных рыхлых отложений, достаточно сделать обсадку (установить кондуктор) на максимальную мощность сезонного оттаивания или мощность рыхлого чехла. Это позволит защитить скважину от проникновения надмерзлотных вод, оплывания и осыпания пород в приустьевой ее части. Кондуктор должен закрываться крышкой, так как попадание влаги в ствол скважины на мерзлых породах может привести к примерзанию косы. При работе со съемными термометрическими комплектами любого типа для производства многолетних режимных наблюдений или единовременных (односезонных) измерений температуры на участках сложного строения (наличие в разрезе мерзлой толщи таликов или высокотемпературных песчаных пород) необходимо проводить обсадку скважин наблюдательными трубами на всю глубину. Для обсадки используются тщательно гидроизолированные металлические или полиэтиленовые трубы диаметром не менее 40—60 мм (внутренний зазор трубы должен обеспечить свободный спуск и подъем термокомплектов).

Проходка скважин сопровождается отоплением пород вокруг ствола. Величина отопления зависит от типа проходки (ручная, механическая с промывкой, с продувкой и т.д.), типа разреза (состав пород, их теплофизические свойства, температурный режим) и др. Температурная скважина считается выстоявшейся, когда изменение температуры за трехсуточный период на одних и тех же глубинах составит $\pm 0,5^\circ\text{C}$. ГОСТ 25358—82 [2] рекомендует после окончания бурения и обустройства скважины проводить измерения температуры на глубине 5 м и более в течение первых трех суток через 12 часов, далее через сутки.

Термометрические датчики. Для измерения температуры пород в полевых условиях обычно используются жидкостные и электрические термометры [5, 6].

Инерционные (заленивленные) жидкостные термометры — применяются для измерения температуры пород в скважинах. Они представляют собой обычные срочные метеорологические термометры, теплоприемник которых помещается в чехол из теплоизолирующего материала. Такие термометры благодаря повышенной инерционности не меняют показаний в течение времени, достаточного для извлечения их из скважин и снятия отсчета. Принцип действия жидкостных термометров основан на свойстве жидкости изменять объем при изменении температуры. В качестве термометрической жидкости используют обычно ртуть, спирт или толуол. Чаще используются ртутные термометры как более точные.

Жидкостные термометры состоят из заполненного жидкостью стеклянного резервуара (теплоприемник) со значительно меньшим, чем у ртути, коэффициентом линейного расширения, переходящего в капилляр, шкалы деления и защитной стеклянной трубки. В термометрах обычно используется шкала Цельсия, где точка кипения воды — 100°C. В геокриологии широко используются ртутные психрометрические термометры типа ТМ-6 с цилиндрическим резервуаром и ценой деления шкалы 0,2°C (допускается производство отсчета с точностью до 0,1°C). С течением времени температурные поправки могут измениться (старение стекла, сбивка шкалы и др.), поэтому рекомендуется не реже одного раза в год проводить поверку нулевой точки термометра.

Заленивленные термометры, применяемые для измерения температуры в скважинах, характеризуются двумя показателями: инерционностью и временем экспозиции. Инерционность термометра (по ГОСТ 25358—82 — время задержки) — время, в течение которого показания термометра изменяются на величину не более 0,1°C при перемещении его в среду с температурой, отличающейся от исходной на $\pm 20^\circ\text{C}$. Время экспозиции (по ГОСТ 25358—82 — время выдержки) — время, в течение которого термометр принимает температуру вмещающей среды.

Для измерения температуры в скважинах различной глубины необходимы термометры с различной инерционностью. Чем глубже расположена точка измерения, чем больше разница между температурой в этой точке и температурой воздуха, тем больше должны быть инерционность термометра и время его экспозиции. Инерционность термометра определяется толщиной изоляционного чехла и теплоизоляционными свойствами материала. Обычно применяют пористый пенопласт. Изготовленный из этого материала чехол надевают на теплоприемник. В таком виде термометр плотно вставляют в запаянный с одной стороны стеклянный футляр (трубку), на верхний конец термометра надевают резиновое уплотнительное кольцо, после чего футляр запаивают. Стеклянный футляр предохраняет изоляционный материал от увлажнения, а ртутный резервуар — от внешнего гидростатического давления. Это позволяет производить измерения температуры в обводненных скважинах. Для предохранения от механических повреждений стеклянный футляр с термометром вставляют в пластмассовый или металлический корпус, по боковой поверхности которого на всю длину шкалы термометра сделана смотровая щель. Концы стеклянного футляра обертывают изоляционной лентой так, чтобы он плотно входил в корпус; торцевые концы корпуса плотно закрывают резиновыми трубками.

Инерционность термометра определяют в лабораторных условиях при реальных для работы в поле перепадах температур.

Для этого заленивленный термометр в течение 3—4 ч (время экспозиции) выдерживают при одной температуре (в холодильном шкафу или в термостате), после чего переносят в среду с другой температурой, одновременно засекая время, по истечении которого показание термометра начинает изменяться.

Электрические термометры сопротивления (ЭТС). Принцип действия электротермометров сопротивления основан на свойстве проводников и полупроводников изменять электрическое сопротивление в зависимости от температуры. Термометры сопротивления, изготовленные из металлов, называют термометрами сопротивления металлическими, а изготовленные на базе полупроводников — терморезисторами. Электротермометры выгодно отличаются от жидкостных возможностью дистанционных измерений: в момент замера датчик температур находится в исследуемой точке. К их достоинствам относятся также высокая точность и быстрота измерения, компактность, небольшое время экспозиции. Эти датчики можно устанавливать непосредственно в грунт. Они широко используются при режимных наблюдениях за температурой пород, ходом сезонного промерзания и оттаивания пород, для измерения температуры в глубоких скважинах.

Металлические термометры сопротивления (ТСМ) представляют собой чувствительный элемент в виде спирали из тонкой проволоки. К их достоинствам следует отнести линейность температурной зависимости сопротивления датчиков и стандартную заводскую градуировку. Термометры сопротивления изготавливают из химически стойких чистых и драгоценных металлов: технической платины, золота, серебра, чистой меди. Температурная зависимость электрического сопротивления этих материалов в диапазоне от -50°C до $+180^{\circ}\text{C}$ описывается выражением: $R_t = R_0(1 + \lambda t)$, где R_t — сопротивление при температуре t ; R_0 — сопротивление при 0°C ; λ — температурный коэффициент сопротивления. Электротермометр характеризуется двумя параметрами — R_0 и λ , значения которых у ТСМ заводского изготовления прилагаются в паспорте. В практике геокриологических исследований широко применяются термометры изготовленные из меди: λ меди равен $4,29 \cdot 10^{-3}, 1^{\circ}\text{C}$, т.е. с повышением температуры на 1°C электросопротивление увеличивается на 0,4%. При номинальном сопротивлении медных ТСМ в диапазоне 52—235 Ом изменение температуры на $0,1^{\circ}\text{C}$ (точность полевого измерения температуры пород) приводит к изменению сопротивления датчиков соответственно на 0,02—0,1 Ом. Это вызывает необходимость применения высокоточных измерительных приборов и учета сопротивления подводящих проводов.

Терморезисторы — это ЭТС, изготовленные из полупроводникового материала и имеющие сопротивление в тысячи и десятки

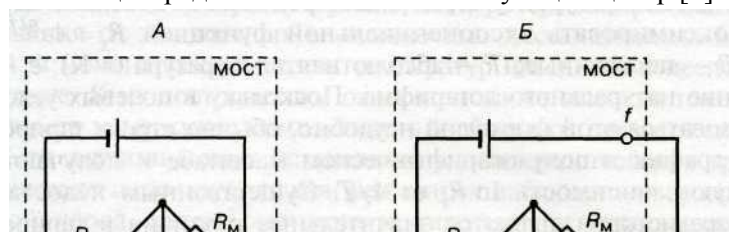
тысяч Ом. В практике их нередко называют термисторами. Они характеризуются высоким температурным коэффициентом сопротивления, который составляет 3—6% на 1°C. Это позволяет применять для измерения сопротивлений более простые измерительные схемы, так как сопротивление подводящих проводов пренебрежимо мало по сравнению с номинальным сопротивлением самих терморезисторов и значительно меньше ошибок, допустимых при измерениях сопротивлений.

В отличие от ТСМ при повышении температуры сопротивление терморезисторов уменьшается и не является линейной функцией температуры. Зависимость между электрическим сопротивлением и температурой у терморезисторов можно довольно хорошо аппроксимировать экспоненциальной функцией $R_x = Ae^{B/T}$, где A и B — постоянные; T — абсолютная температура (в К); e — основание натурального логарифма. Поскольку в полевых условиях пользоваться этой формулой неудобно, обычно строят тарировочный график в полулогарифмическом масштабе и получают линейную зависимость $\ln R_x$ от $1/T$. Существенным недостатком терморезисторов являются значительные различия в тарировочных характеристиках датчиков не только одной марки, но даже одной партии, отклонения от номинала достигают $\pm 20\%$. Поэтому приходится тарировать каждый терморезистор.

Тарировкой определяется зависимость сопротивления терморезисторов от температуры в пределах заданного диапазона температур. Терморезисторы, подлежащие градуированию, монтируют партиями по 80—100 шт. на проволочном каркасе. Один конец всех терморезисторов припаивают к каркасу, от которого идет провод к измерительному мосту. Второй вывод присоединяют к переключателю, при помощи которого поочередно их подключают к мосту сопротивлений. Каркас с терморезисторами помещают в ультратермостат с контрольным термометром. Последовательно задают значения температуры (обычно два — в области отрицательных, два — в области положительных температур и одно значение — около 0°C), определяют соответствующие им значения R_x терморезисторов и строят тарировочный график. Под влиянием перепадов температуры происходит изменение микроструктуры полупроводников и так называемое «старение» терморезисторов, что вызывает со временем изменение их номинального сопротивления. Целесообразно перед тарировкой проводить искусственное старение датчиков путем многократного нагревания и охлаждения.

Для измерения температуры с помощью ЭТС применяются различного класса мосты постоянного тока, выполненные в виде: аналоговых приборов (например, МО-62, Р4833 с классом точности 0,1); переносных цифровых универсальных приборов (типа

В-7-35, РВ7-32); стационарных цифровых модификаций (типа Щ-34); различного рода стационарных самописцев (типа КСП-4), осуществляющих запись развертки сигнала во времени. Последние используются при организации дистанционных измерений на специальных стационарах с передачей сигнала по проводам. В последние годы в практике геокриологических исследований начинают использоваться программируемые электронные накопители информации, размещаемые вблизи наблюдательного куста скважин, которые периодически ее передают либо непосредственно на персональный компьютер типа «Lap Top» или «Notebook», либо с помощью радиосигнала в соответствующий центр [6].



существует ток, если сопротивления R_x , R_1 , R_2 и R_m отвечают соотношению $(R_x + R_{ab} + R_{cd})/R_m = R_1/R_2$ или $R_x + R_{ab} + R_{cd} = R_m R_1/R_2$. Отношение R_1/R_2 постоянно, следовательно, при равновесии моста значение $R_x + R_{ab} + R_{cd}$ определяется через переменное сопротивление моста (R_m). Сопротивление подводящих проводов R_{ab} и R_{cd} — величина переменная, учесть ее при использовании

9.4. Подключение ЭТС к измерительному мосту по двухпроводной (А) и трехпроводной (Б) схемам:

G — гальванометр; ---|--- — батарея питания; R_1 и R_2 — постоянные и R_m — переменное сопротивление моста; R_x — сопротивление ЭТС; ab и cd — подводящие провода

ЭТС может быть включен в мост по двух- и трехпроводной схеме (рис. 9.4). Двухпроводная схема соединения термодатчиков с мостом является наиболее простой. В ней подводящие провода, идущие от ЭТС к измерительному прибору, являются частью измеряемого сопротивления, которое включается в мост как одно из его четырех плеч. При включении батареи в гальванометре от-

двухпроводной схемы невозможно. Поэтому схему такого рода применяют для температурных измерений в тех случаях, когда сопротивление проводов пренебрежимо мало по сравнению с сопротивлением датчика R_x , т.е. при работе с терморезисторами.

Трехпроводная схема подключения к мосту дает возможность исключить влияние подводящих проводов. Основное ее отличие от двухпроводной заключается в том, что батареи присоединяются непосредственно к электротермометру. В этом случае R_1 и R_2 остались без изменений, к магазину сопротивлений R_m прибавилось некоторое неизвестное нам и меняющееся с изменением температуры сопротивление R_{cd} (сопротивление одного из соединительных проводов), четвертое плечо моста состоит из сопротивления электротермометра и другого соединительного провода $R_x + R_{ab}$. При отсутствии тока в гальванометре можем написать: $(R_x + R_{ab}) / (R_m + R_{cd}) = R_1 / R_2$. Если $R_1 = R_2$, то $R_x = R_m$ при условии, что $R_{ab} = R_{cd}$. Следовательно, при работе по трехпроводной схеме необходимо равенство сопротивлений ветвей соединительных проводов. Третий провод, идущий от батареи к электротермометру, может быть любым как по сопротивлению, так и по изоляции.

Методика измерений. Измерения температуры пород в скважинах проводятся обычно термометрическими комплектами, в состав которых входят несколько датчиков. В практике термометрические комплекты чаще называют косами, связками или гирляндами. При изучении динамики сезонного промерзания и оттаивания пород датчики располагаются через 0,1—0,2 м; при изучении слоя годовых колебаний температур расстояние между датчиками изменяется от 0,5—1,0 м до 2,5 м; при измерении температур ниже этого слоя интервал между датчиками увеличивается до 5—25 м и более. В табл. 9.4 приведены наиболее широко используемые интервалы расположения датчиков.

Таблица 9.4

Рекомендуемые интервалы установки датчиков в скважинах

Область исследования	Интервалы глубин от устья скважины, м	Интервалы между датчиками, м
Сезонноталый (СТС), сезонномерзлый (СМС) слой	0,1 м — глубина подошвы СТС (СМС) слоя	0,1-0,2
Слой годовых колебаний температуры	0,5-5	0,5
	5-10	1,0
	10-25	2,5
Ниже слоя годовых колебаний температуры	25-50	5,0
	50-100	10,0
	более 100	20-25

При интервале между датчиками менее 0,5 м, а также при измерении температуры на глубинах более 100 м целесообразно использовать электротермометры сопротивления. Для уточнения положения границы мерзлых и талых пород в разрезе интервал между датчиками следует сокращать. При изучении температуры пород в слое сезонного промерзания (оттаивания) и на глубинах более 100 м используются электрические термометры сопротивления.

Инерционные термометры собирают в косы путем подвязывания их на шнур или провод. Термометры подвязываются за кольцо особым узлом, что позволяет легко снять или заменить любой из них, не отвязывая остальные. В силу ограниченной инерционности заливенных термометров (1—3 мин в зависимости от конструкции, толщины и свойств теплоизолирующего материала) не рекомендуется располагать в одной связке более 5—7 штук. При необходимости использовать для измерения температуры пород в скважинах более 5—7 датчиков следует собирать несколько связок. В скважину сначала опускают нижние связки (начиная с нижнего термометра), затем верхние, а вытаскивают наоборот — сначала верхние. Производство отсчетов проводится начиная с первого термометра верхней связки. Подъем нижних связок можно ускорить с помощью ворота или геофизических катушек. Измерение производится двумя наблюдателями. Время экспозиции связки инерционных термометров в скважине составляет 3—4 часа в зависимости от инерционности термометров и разницы температуры воздуха и грунта. Для того чтобы предохранить связку от примерзания к стенкам скважины, рекомендуется «поддерживать» ее с интервалом 5—10 мин или обмазывать термометры техническим маслом (солидол и др.).

Термометрический комплект ЭТС представляет собой многожильный кабель с подключенными к нему в определенном порядке термодатчиками. Связки ЭТС могут изготавливаться любой длины с любым количеством датчиков. В отличие от работы с заливенными термометрами коса ЭТС в момент производства отсчета находится в скважине, что обеспечивает более высокую точность измерения температуры и возможность контрольного замера.

Монтаж комплектов терморезисторов ведется по двухпроводной схеме. В монтажной схеме комплекта один из проводов может быть общим для всех датчиков. Однако для повышения надежности комплекта целесообразнее оба подводящие провода каждого датчика выводить на переключатель самостоятельно.

Важной частью монтажа кос является гидроизоляция терморезисторов. Датчики и места их пайки к соединительным проводам помещаются в алюминиевые или латунные гильзы и заливаются эпоксидной смолой. При монтаже термометрической косы следует избегать перегрева терморезисторов. После изготовления косы желательно произвести вторичную тарировку датчиков, поскольку при монтаже могло произойти изменение их параметров. Монтаж датчиков ТСМ в комплекты осуществляется по трехпроводной схеме. Отдельные линии подводящих проводов комплекта следует делать из целого провода, без спаев в промежутке между датчиками и переключателем. Это обеспечивает надежную гидроизоляцию провода. Соединение подводящих проводов с датчиком изолируют эпоксидной смолой.

Производство термометрических наблюдений проводится в следующем порядке. Коса ЭТС опускается в скважину, переключатель закрепляется на выступающей части обсадной трубы или устья скважины. Через 20—30 мин (время экспозиции) концы измерительных проводов косы подключаются к мосту сопротивлений (по двух- или трехпроводной схеме), с помощью переключателя подключается первый датчик, замеряется его электрическое сопротивление и по тарировочным таблицам определяется температура в точке измерения. Затем последовательно подключаются остальные датчики. Измерения могут быть выполнены одним наблюдателем.

Обработка результатов измерений. Данные температурных измерений из полевого дневника (журнала) переносятся сразу в специальный термометрический журнал (дублирование результатов измерений) с учетом инструментальных поправок. На каждую скважину составляется сводная таблица (ведомость), в которую заносятся данные всех температурных измерений в этой скважине, включая режим выстойки.

При обработке данных температурных измерений в скважинах можно строить графики, показывающие изменение температуры во времени на определенных глубинах. Результаты режимных наблюдений принято обрабатывать [2] в виде графиков распределения температур во времени и по глубине (рис. 9.5, *а*). Такие графики особенно показательны при изучении динамики температурного режима СТС (СМС) и при тепловом взаимодействии сооружений с многолетнемерзлыми породами. Также широко применяется построение графиков изменения температуры по глубине на момент измерения (см. рис. 9.5, *б*). Температурные графики следует сопровождать геологической колонкой разреза с указанием на ней границ талых и мерзлых пород на момент бурения.

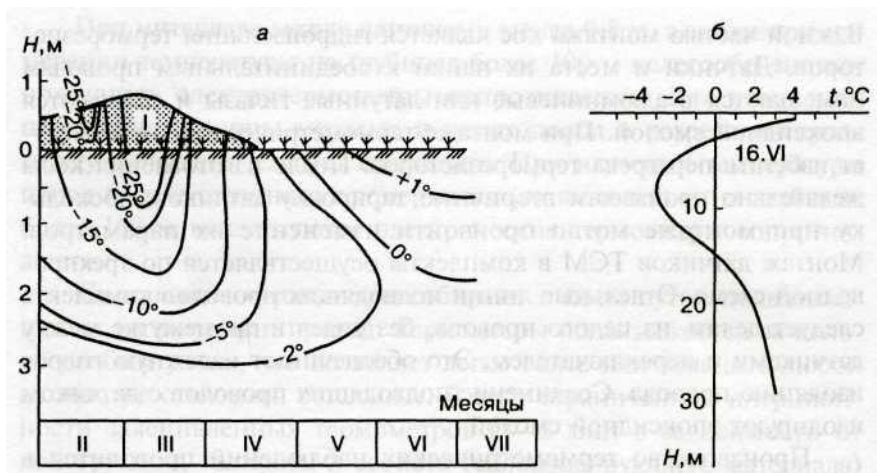


Рис. 9.5. Образцы графической записи распределения температуры в скважине: a — во времени и по глубине — термоизоплеты; b — по глубине на определенный момент времени; I — снежный покров

9.6. Определение среднегодовой температуры пород по единовременному замеру температур в скважине

Одним из основных параметров, характеризующих температурный режим пород, является температура на глубине нулевых годовых амплитуд. Ее можно получить расчетным методом или с помощью натуральных наблюдений. Круглогодичные наблюдения за температурой пород при проведении геокриологической съемки не всегда возможны, поэтому для определения среднегодовой температуры пород используется приближенный метод по единовременному замеру температуры в скважине [5, 6]. При периодических колебаниях температуры на поверхности в течение длительного времени в грунте устанавливаются колебания температуры с тем же периодом T , причем амплитуда колебаний экспоненциально убывает с глубиной (первый закон Фурье):

$$A_z = A_n e^{-z\sqrt{\pi/aT}}, \quad (9.8)$$

отсюда

$$z = \sqrt{aT/\pi} \ln(A_n/A_z), \quad (9.9)$$

где z — мощность слоя, на поверхности которого амплитуда колебаний равна A_n , а на его подошве A_z ; a — коэффициент температуропроводности грунтов; T — период колебаний температуры. В случае годовых колебаний температуры ($T = 8760$ ч) при $A_z = \varepsilon$,

где ε — точность измерения температуры в скважинах (обычно равная $0,1^\circ\text{C}$), можно принять, что на данной глубине z колебания практически затухают, и она является глубиной распространения годовых колебаний температуры (глубиной «нулевых» годовых амплитуд), $z = H_0$. Тогда уравнение (9.9) можно записать в виде:

$$H_0 = \sqrt{aT/\pi} \ln(A_n/0,1). \quad (9.10)$$

Согласно (9.10) глубина распространения годовых колебаний температуры определяется двумя факторами — коэффициентом температуропроводности грунтов и величиной амплитуды колебаний температуры на поверхности земли. Справедливость этого закона соблюдается для тех районов, где нет ни многолетнего, ни сезонного промерзания. При наличии сезонного промерзания (оттаивания) ξ фазовые переходы существенно искажают эту закономерность. В этом случае H_0 следует рассматривать как сумму $\xi + h$, где h — глубина распространения годовых колебаний температуры, считая от подошвы слоя ξ (рис. 9.6).

Глубина h может быть рассчитана по (9.10), так как фазовые переходы в этом случае отсутствуют. Она будет определяться амплитудой годовых колебаний температуры на подошве слоя ξ (A_ξ) и теплофизическими характеристиками пород в слое h . При отсутствии асимметрии огибающих температурных кривых (см. рис. 9.6, а) A_ξ должна равняться t_ξ , следовательно, $H_0 = \xi + h$. В свою очередь h равно:

$$h = \sqrt{aT/\pi} \ln(t_\xi/0,1). \quad (9.11)$$

Без учета геотермического градиента (см. рис. 9.6, а) t_{H_0} можно принять равной t_ξ . Имея температурную кривую на любой момент измерения в скважине, можно путем подбора значений h найти значение t_{H_0} , которое и будет приближенно характеризовать среднегодовую температуру разреза.

При наличии геотермического градиента t_ξ будет отличаться от t_{H_0} на некоторую величину (см. рис. 9.6, б). Геотермический градиент может быть определен из уравнения $g = (t_{h_1} - t_h)/(h_1 - h)$, где t_h — температура пород на некоторой глубине h_1 ниже слоя нулевых годовых амплитуд. В соответствии с этим $t_\xi = t_h - (t_{h_1} - t_h)h/(h_1 - h)$. Принимая $A_\xi = t_\xi$, можно записать:

$$h = \sqrt{aT/\pi} \ln \left\{ \left[t_h - (t_{h_1} - t_h)h/(h_1 - h) \right] / 0,1 \right\}. \quad (9.12)$$

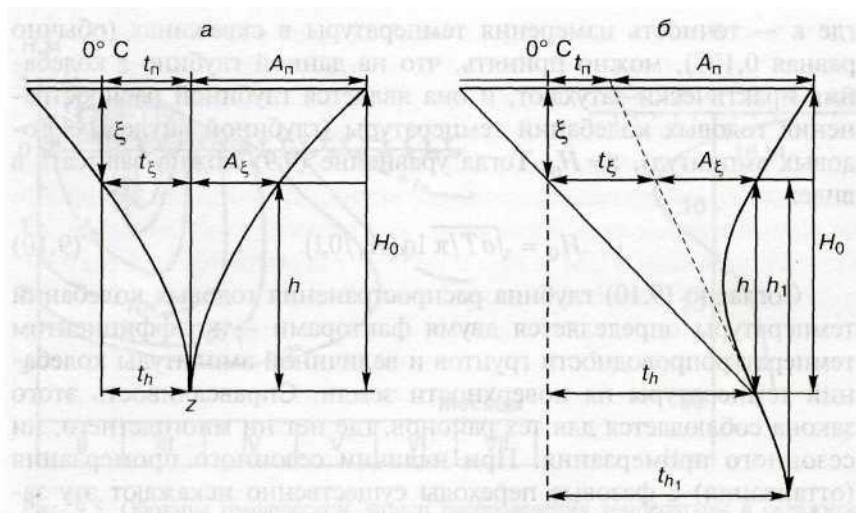


Рис. 9.6. Определение среднегодовой температуры пород по единовременному замеру температур в скважине: *a* — без учета геотермического градиента; *б* — с учетом геотермического градиента. Остальные пояснения в тексте

Имея график распределения температуры с глубиной на момент исследования, построенный по данным температурных наблюдений в скважине, задачу можно решить также методом подбора. При этом необходимо иметь в виду, что h_1 должна быть больше h не менее чем на 10 м. К графику прилагается геологическая колонка с характеристикой отложений по составу и теплофизическим свойствам с указанием глубины сезонного промерзания (оттаивания).

Для того чтобы найти среднегодовую температуру пород t_{H_0} , необходимо определить глубину H_0 . В случае безградиентной температурной кривой с предполагаемой глубины h , отсчитанной от подошвы слоя ξ (мощность слоя ξ дана на разрезах скважин), снимается значение температуры, которую принимают равной t_ξ , рассчитывается средневзвешенное значение a для выбранного слоя h . Значения t_h , h и a подставляются в уравнение (9.11). Расчет повторяется до тех пор, пока выбранные значения t_h и h не обеспечат тождества. В этом случае глубина $(h + \xi)$ является глубиной нулевых годовых амплитуд, а температура пород на этой глубине и есть искомая температура. Аналогично решается задача и с учетом геотермического градиента.

Изучение температурного режима пород должно сопровождаться изучением и характеристикой всех основных природных условий и факторов, определяющих теплообмен.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ 24847—81 Грунты. Методы полевого определения глубины сезонного промерзания. М.: Изд-во стандартов, 1981, 1988. 10 с.
2. ГОСТ 25358—82 Грунты. Метод полевого определения температуры. М.: Изд-во стандартов, 1982. 14 с.
3. ГОСТ 26262—84 Грунты. Методы полевого определения глубины сезонного оттаивания. М.: Изд-во стандартов, 1984. 9 с.
4. *Ершов Э.Д.* Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.
5. Полевые методы геокриологических исследований / Под ред. Э.Д. Ершова, Г.И. Гордеевой. М.: Изд-во МГУ, 1986. 142 с.
6. Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, инженерно-геофизических и эколого-геологических исследований / Под ред. В.А. Королева, Г.И. Гордеевой, С.О. Гриневского, В.А. Богословского. М.: Изд-во МГУ, 2000. 352 с.

РАЗДЕЛ III

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

ГЛАВА 10

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОБСТВЕННО КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

10.1. Морозобойное растрескивание пород и формирование полигонально-жильных структур

Морозобойное растрескивание является одним из самых распространенных экзогенных физико-геологических процессов в области многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания. Морозобойное растрескивание представляет процесс образования трещин в приповерхностных горизонтах многолетнемерзлых (или сезонномерзлых) дисперсных отложений, когда под влиянием сезонных и более короткопериодных («вторичных») изменений температуры пород возникающие температурные объемно-градиентные напряжения превышают предел прочности мерзлой породы на разрыв. Морозобойные трещины, как правило, возникают на поверхности и в зависимости от температурного режима, состава и льдистости пород проникают вглубь мерзлого массива на глубину от десятков сантиметров до нескольких метров.

В плане морозобойные трещины образуют полигоны различного размера и формы. В зависимости от литолого-влажностных и температурных условий, а также от степени засоленности пород размер полигонов в поперечнике может изменяться от 1—1,5 до 100—200 м, а их форма в зависимости главным образом от степени однородности пород по составу и льдистости изменяется от правильной тетрагональной до пяти-, шестиугольной часто неправильной формы (рис. 10.1).

Физическая основа и сущность образования морозобойных трещин впервые были изложены американским исследователем Е. Леффингвеллом, получив название контракционной гипотезы. В дальнейшем эта гипотеза легла в основу физических разработок, выполненных Б.Н. Достоваловым, А. Лахенбрухом и С.Е. Гречищевым. Наиболее яркое природное проявление развития этого процесса — морозобойное трещинообразование в массиве много-



Рис. 10.1. Морозобойные полигоны с системой повторно-жильных льдов на пойменной террасе р. Хатанга (фото Б.А. Тихомирова)

летнемерзлых дисперсных пород, сопровождающееся формированием полигональной сети повторно-жильных льдов.

Приближенная оценка размеров морозобойных полигонов, глубины растрескивания и ширины трещин на поверхности была разработана Б.Н. Достоваловым [8] на основе учета и анализа развивающихся в массиве мерзлых пород температурных напряжений. При этом расстояние между двумя соседними вертикальными трещинами (размер полигона) можно определить из соотношения

$$x = \frac{2R_0^p}{\alpha G \frac{\Delta t}{\Delta z}}, \quad (10.1)$$

где R_0^p — разрывающее напряжение, приравненное к мгновенному сопротивлению мерзлой породы сдвигу; α — коэффициент линейного температурного сокращения рассматриваемого мерзлого массива; $G = \frac{E}{2(1+\mu)}$ — модуль упругости при сдвиге, где E — модуль Юнга (модуль упругости) и μ — коэффициент Пуассона (модуль упругой линейно-поперечной деформации); $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ —

градиент температуры по глубине массива мерзлой породы, при расчете которого за нормальную температуру породы в ненапряженном состоянии необходимо принимать среднегодовую температуру массива на глубине нулевых годовых амплитуд.

Для определения глубины проникновения зияющей трещины Б.Н. Достоваловым предложена следующая формула:

$$\Delta z = \frac{G}{R_0^p} \frac{c}{2} = \frac{Ec}{4(1+\mu)R_0^p}, \quad (10.2)$$

где c — ширина трещины на поверхности, определяемая выражением $c = \alpha \Delta t$.

На основе анализа расчетной схемы Б.Н. Достовалова [8], результатов исследований А. Лахенбруха и собственных физических разработок СЕ. Гречищевым (1972, 1980) была предложена термореологическая модель и система прогнозных расчетов морозобойного растрескивания пород. Анализ температурных напряжений в массиве пород с учетом их реологических свойств позволил СЕ. Гречищеву сделать вывод о том, что сезонные колебания температуры на поверхности пород с периодом, равным году, вызывающие медленное, постепенное понижение температуры грунта, могут сопровождаться возникновением напряжений в породе, величина которых не превышает предела длительной прочности, т.е. они не приводят к образованию морозобойных трещин. А разрыв породы будет вызываться дополнительными напряжениями от короткопериодных температурных колебаний (5—7 суток), называемых «вторичными».

Образование криогенных трещин в массиве мерзлого грунта, согласно методике СЕ. Гречищева, с учетом изложенного выше возможно, если выполняется условие:

$$\text{где } \psi = 1 + \frac{A_{n_2} E_0}{t_{n_1} E_\infty} \sqrt{\frac{\omega_2^2 \tau_p^2 + \left(\frac{E_\infty}{E_0}\right)^2}{\omega_2^2 \tau_p^2 + 1}}; \quad t_{n_1} \text{ — средняя температура са-} \quad (10.3)$$

мого холодного месяца на поверхности грунта под снегом; A_{n_2} — амплитуда короткопериодных («вторичных») температурных колебаний на поверхности грунта под снегом за самый холодный месяц («вторичная амплитуда»); $\omega_2 = 22 \cdot 10^{-3} \text{ ч}^{-1}$ — частота короткопериодных («вторичных») температурных колебаний; E_0, E_∞ — модули мгновенной и предельно-длительной деформации растяжения мерзлого грунта при температуре t_{n_1} ; τ_p — время релаксации при растяжении мерзлого грунта, принимаемое равным 25 ч; μ — коэффициент Пуассона мерзлого грунта (при растяжении он может быть принят равным 0,35); R_∞^p — предел длительной проч-

ности мерзлого грунта при растяжении и температуре t_{n1} ; α_∞

— коэффициент линейного температурного расширения мерзлого грунта при перепаде температур от -2°C до t_{n1} .

Средняя температура поверхности грунта под снегом самого холодного месяца t_{n1} может быть определена расчетным путем по методике В.Г. Порхаева:

$$t_{n1} = t_B^{\min} / \sqrt{1 + 2\sqrt{\omega_1 \lambda_m C_m R_{\text{сн}}^2} + \omega_1 \lambda_m C_m R_{\text{сн}}^2}, \quad (10.4)$$

где $t_B^{\min}$ — средняя температура воздуха самого холодного месяца; $\omega_1 = 0,71 \cdot 10^{-3} \text{ ч}^{-1}$ — частота колебаний температуры воздуха с периодом, равным 1 году; λ_m — коэффициент теплопроводности мерзлого грунта; C_m — объемная теплоемкость мерзлого грунта; $R_{\text{сн}}$ — среднее за первую половину зимы термическое сопротивление снежного покрова, равное отношению мощности снега к коэффициенту теплопроводности.

Амплитуда «вторичных» колебаний температуры поверхности грунта под снегом A_{n2} для самого холодного месяца определяется или по данным непосредственных стационарных наблюдений как полуразность максимальной и минимальной температур поверхности грунта в течение самого холодного месяца, или по формуле:

$$A_{n2} = A_{B2}^{\min} / \sqrt{1 + 2\sqrt{\omega_2 \lambda_m C_m R_{\text{сн}}^2} + \omega_2 \lambda_m C_m R_{\text{сн}}^2}, \quad (10.5)$$

где A_{B2} — полуразность максимально и минимально температур воздуха самого холодного месяца.

Выражая из уравнения (10.3) значение t_{n1} , можно получить величину критической минимальной среднемесячной температуры поверхности грунта, ниже которой становится возможно криогенное растрескивание грунта:

$$|t_{\text{кр}}| = \frac{(1 - \mu) R_\infty^p}{\alpha_\infty E_\infty} - \frac{E_0 A_{n2}}{E_\infty} \sqrt{\frac{\omega_2^2 \tau_p^2 + \left(\frac{E_\infty}{E_0}\right)^2}{\omega_2^2 \tau_p^2 + 1}}. \quad (10.6)$$

Определив из уравнения (10.4) значение t_{n1} с учетом возможного изменения мощности и свойств снежного покрова и сопоставив полученную величину с $t_{\text{кр}}$, можно получить условие возникновения криогенных трещин. Криогенное растрескивание становится возможным, когда $|t_{\text{кр}}| < |t_{n1}|$.

Величина амплитуды «вторичных» колебаний температуры воздуха $A^{\wedge}$ определяется по результатам наблюдений на ближай-

шей метеостанции. При отсутствии этих данных $A_{в2}$ допускается рассчитывать по формуле:

$$A_{в2} = \left| t_{в}^{\min} \right| 3,26 \left| \frac{0,6(t_{хII} + t_{II})}{t_I} - 1 \right|, \quad (10.7)$$

где t_I , t_{II} , $t_{хII}$ — среднемесячные температуры воздуха за январь, февраль и декабрь.

Термомеханические свойства грунтов, необходимые для прогноза криогенного растрескивания, определяются в зависимости от прогнозируемой температуры $t_{п1}$ лабораторными методами. Для ориентировочных расчетов значения E_0 , E_{∞} , R_{∞}^p , α_{∞} могут назначаться по справочным материалам [3].

С учетом всех предыдущих исследований Н.Н. Романовским (1977) был выполнен подробный анализ развития морозобойных трещин и формирующихся на их основе различных типов полигонально-жильных структур в зависимости от среднегодовых температур пород, амплитуд колебания температур на поверхности почвы, состава и влажности (льдистости) дисперсных отложений. Морозобойное растрескивание является рельефообразующим процессом и главной причиной формирующихся на его основе четырех основных типов полигонально-жильных структур, таких, как изначально-грунтовые жилы, повторно-жильные льды, первично-песчаные жилы, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам.

Изначально-грунтовые жилы формируются в сезонноталом и сезонномерзлом слоях в результате периодически повторяющегося морозобойного растрескивания, заполнения трещин водой, которая при замерзании переходит в лед, последующего вытаивания элементарных ледяных жилок и заполнения образовавшейся полости породой.

Повторно-жильные льды формируются при наличии многолетнемерзлых пород в результате повторяющегося морозобойного растрескивания, когда трещины, проникая в мерзлый массив ниже подошвы сезонноталого слоя, периодически заполняются талой снеговой или паводковой водой, переходящей при замерзании в лед. Повторно-жильные льды двухъярусные. Верхний ярус, приуроченный к сезонноталому слою, является грунтовым и обладает рядом черт, присущих изначально-грунтовым жилам. Нижний ярус, представленный собственно ледяной жилой, располагается в многолетнемерзлой части разреза. При этом в условиях более низкотемпературных мерзлых толщ и при меньшей глубине сезонного оттаивания в большей степени развит нижний ярус (рис. 10.2) и редуцирован верхний.

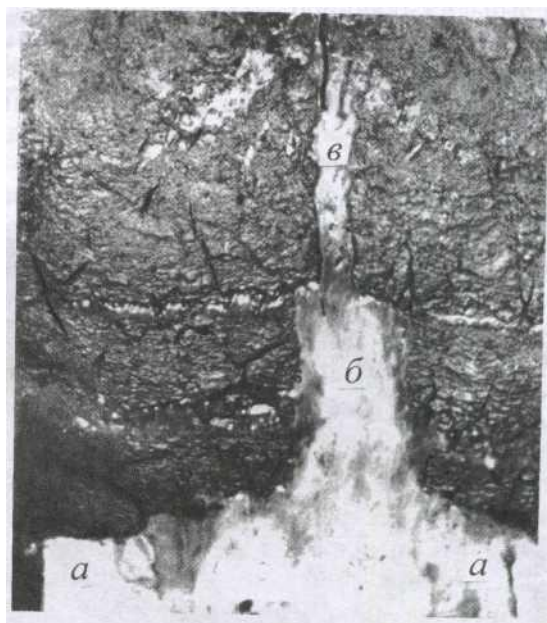


Рис. 10.2. Современная растущая сингенетическая ледяная жила (высокая пойма р. Колымы): *а* — «плечики» жилы; *б* — «голова» жилы; *в* — современный росток, состоящий из трех-четырех элементарных жилок

Первично-песчаные жилы образуются в условиях сурового и сухого климата с недостатком увлажнения поверхности и пород сезонноталого слоя, когда при активной ветровой деятельности в результате перевевания снега, дефляции и ветрового переноса песчаные и гравийные частицы попадают в открытые морозобойные трещины, заполняя их. Такие условия в настоящее время существуют, в частности, в «оазисах» Антарктиды, на отдельных участках Центральной Якутии, севера Западной Сибири, Забайкалья и др.. В случаях, когда в процессе заполнения морозобойных трещин ниже подошвы сезонноталого слоя в них наряду с песчаным материалом попадает снег или (в отдельные годы) талая снеговая вода, может образовываться так называемый переходный тип полигонально-жильных структур — песчано-ледяные жилы.

Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам формируются при вытаивании ледяных жил и заполнении образующегося пространства рыхлой породой (рис. 10.3). Они обладают чертами, возникшими как при развитии ледяных жил (форма, размеры и др.), так и связанными с вытаиванием льда и деформацией

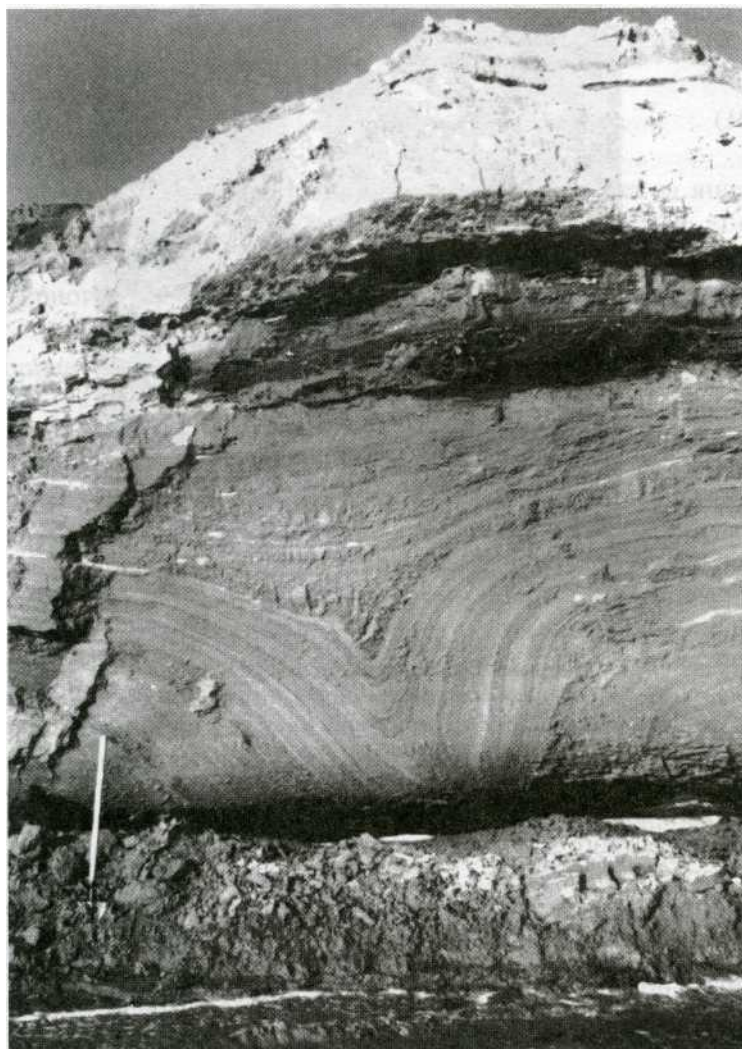


Рис. 10.3. Псевдоморфоза по повторно-жильному льду. Восточно-Сибирское море, южный берег о-ва Бол. Ляховский (фото В.Е. Тумского)

циями вмещающей породы (проседание, оплывание, сползание, осыпание и т.д.). Формирование псевдоморфоз может происходить как в субэральных условиях, например при протаивании верхних горизонтов мерзлых толщ в процессе естественноисторических потеплений климата, так и в субаквальной среде при морских трансгрессиях, озерном термокарсте и т.д.

Изначально-грунтовые жилы, повторно-жильные льды и первично-песчаные жилы являются первичными образованиями и могут развиваться как эпигенетическим путем в ранее сформированных рыхлых породах, так и сингенетически — одновременно с осадконакоплением. Псевдоморфозы — образования вторичные.

Следует отметить, что развитие первых трех типов полигонально-жильных структур, в особенности повторно-жильных льдов, отличается определенным «консерватизмом» — это касается расположения в плане и в разрезе. Однажды возникнув, морозобойные трещины в последующем представляют ослабленные (дефектные) вертикальные зоны, по которым при повторном морозобойном растрескивании сопротивление мерзлой породы на разрыв, как правило, существенно меньше, чем в массиве вмещающих пород. Таким образом, происходит как бы фиксация (закрепление) развивающихся полигонально-жильных структур на поверхности и вглубь массива пород.

Изучение полигонально-жильных структур имеет крайне важное практическое значение, так как эти структуры вносят существенную неоднородность в механические, тепловые и другие свойства массивов пород и часто становятся основой развития целого ряда негативных экзогенных геологических процессов (термокарст, термоэрозия и др.). А сам процесс морозобойного растрескивания часто вызывает деформации некоторых сооружений (фундаментов зданий, насыпей, земляных плотин, дорожных и аэродромных покрытий и т.д.), разрывы поверхностных и подземных коммуникаций (кабельных сетей, трубопроводов и др.).

Полевые методы изучения морозобойного растрескивания и полигонально-жильных структур

Изучение морозобойного растрескивания осуществляется на специально выбранных площадках (полигонах). Для выбора наблюдательных полигонов производится ландшафтно-геокриологическое районирование исследуемой территории, в том числе по интенсивности развития процессов морозобойного растрескивания. Районирование осуществляется в масштабе 1:10 000—1:25 000 на основе ландшафтно-индикационного метода с использованием аэрофото- и космоснимков, аэровизуальных наблюдений и маршрутных исследований. Маршрутные исследования по возможности необходимо проводить сразу после схода снежного покрова, когда с поверхности еще не произошло смыкания стенок морозобойных трещин и когда они имеют наиболее четкую выраженность в рельефе. Площадь районирования должна составлять не менее 15—30 км² и включать все типы ландшафтов,

в пределах которых развито морозобойное растрескивание и полигонально-жильные структуры.

На основании выполненного районирования выделяются участки для постановки режимных наблюдений за морозобойным растрескиванием и для изучения полигонально-жильных структур. Так, например, могут быть выделены: участки с явно выраженными свежими морозобойными трещинами; участки, где морозобойные трещины выражены нечетко и трещинообразование происходит не каждый год; участки, где на основе морозобойного растрескивания формируются современные повторно-жильные льды (или же только изначально-грунтовые жилы); участки, где полигональная сеть выражена в рельефе и имеет унаследованный характер, а повторно-жильные льды находятся в стадии разрушения или консервации, и современного морозобойного растрескивания по изучаемым полигонам может и не происходить и т.д.

Морозобойные трещины характеризуются следующими параметрами: глубиной, шириной раскрытия, временем образования и его частотой (ежегодно или нет), размерами и формой образуемых полигонов. При полевых исследованиях необходимо получить также еще ряд характеристик, которые потребуются в дальнейшем для расчетного анализа и прогноза морозобойного растрескивания: температуру воздуха и ход ее изменения в течение года, мощность и плотность снежного покрова, температуру поверхности пород под снегом и на глубине нулевых годовых амплитуд, глубину сезонного оттаивания (или промерзания), предзимнюю влажность пород до подошвы сезонноталого (сезонномерзлого) слоя, льдистость многолетнемерзлых пород и их криогенное строение до глубины 5—6 м, т.е. до максимальной глубины, на которую могут проникать современные морозобойные трещины. Помимо этого, при оборудовании стационарных площадок для наблюдений в шурфах и скважинах наряду с изучением криогенного строения, состава и влажности пород, отбираются образцы и монолиты для специальных лабораторных испытаний с целью определения ряда показателей физико-механических свойств мерзлых пород (сопротивление на разрыв, модуль упругости при сдвиге и др.) и их коэффициентов линейного температурного деформирования. Объем и размеры образцов, отбираемых при полевых исследованиях на те или иные виды испытаний, приведены в табл. 1.1.

На выбранных для режимных наблюдений участках оборудуются специальные стационарные площадки, на которых выполняется комплекс наблюдений за процессами морозобойного растрескивания и развития полигонально-жильных структур

(ПЖС), в том числе и повторно-жильных льдов (ПЖЛ). Оборудованию стационарных площадок должна предшествовать детальная площадная теодолитная (тахиометрическая) или мензульная съемка масштаба 1 : 1000—1 : 2000 с высотой сечения рельефа 0,1—0,2 м. В процессе теодолитной (или мензульной) съемки на топографическом плане кроме микрорельефа, часто создаваемого полигонально-валиковыми формами, необходимо отразить все системы морозобойных трещин, проявляющихся на поверхности. По этой причине детальную топографическую съемку необходимо выполнять в весенний период сразу после схода снежного покрова, когда морозобойные трещины имеют наиболее четкую выраженность в микрорельефе.

На основе полученного топографического плана для характеристики геокриологических условий выбранных участков намечаются места расположения: термометрических скважин; шурфов для опробования многолетнемерзлых пород и отложений сезонноталого слоя, а также для характеристики основных типов ПЖС, развитых на данном участке; линий профилей наблюдательных точек за динамикой сезонного оттаивания и промерзания пород; площадок и точек наблюдений за динамикой формирования снежного покрова и температурного режима поверхности под снегом и под растительно-моховым покровом. Профили скважин, шурфов, снегомерные профили и т.д. располагаются вкрест простираения морозобойных трещин различных генераций (или различных типов ПЖС). На каждом участке проходятся с опробованием и оборудуются для термометрических наблюдений не менее трех скважин. При этом одна скважина (в центральной части морозобойного полигона) проходится на глубину не менее 15—20 м, т.е. до подошвы слоя годовых колебаний температуры, а остальные скважины, расположенные на профиле по нормали от морозобойной трещины (или осевой части ПЖС) к центру полигона, бурятся до глубины 5—6 м, т.е. до глубины максимально возможного современного морозобойного растрескивания и повторно-жильного льдообразования. Средняя площадь наблюдательных стационарных площадок должна составлять порядка 1500—2500 м². Оборудуются они перед началом промерзания пород.

Режимные наблюдения на площадках начинают проводить непосредственно после установки измерительных устройств (осенью) и заканчивают в весенний период при переходе среднесуточной температуры поверхности почвы через 0°С в область положительных значений и после того, как при снеготаянии завершится льдообразование в морозобойных трещинах. Наблюдения за температурами воздуха, поверхности грунта, пород до подошвы слоя нулевых годовых амплитуд, мощностью и плотностью снеж-

ного покрова, влажностью пород слоя сезонного оттаивания (промерзания) и его динамикой выполняются по методике и технологиям, описанным в гл. 9 и подразделе 10.3. Кроме того, на площадках выполняются *специальные наблюдения*.

1. Устанавливают время образования морозобойных трещин, для чего в осенний период до начала промерзания вкrest полигонально-жильным структурам и соответственно предполагаемым морозобойным трещинам в слой сезонного оттаивания на не большую глубину (1—2 см) устанавливают тонкую (0,05—0,1 мм) медную проволоку, которую соединяют с двумя металлическими штырями, заглубленными в грунт (рис. 10.4, а). В момент образования морозобойной трещины проволока обрывается, разрывая цепь, что фиксируется простейшим электрическим прибором.

2. Фиксируют изменение ширины раскрытия морозобойных трещин во времени, используя трещиномеры различных конструкций. Одна из схем устройства и установки трещиномера показана на рис. 10.4, б. В каждой наблюдательной точке желательно ставить 3 прибора: один трещиномер должен быть закреплен на расстоянии (x) 3 см, второй — 5 см и третий — 7 см от края трещины.

3. Определяют ориентировочную глубину проникновения морозобойных трещин в массив пород, производя замеры с трехкратной повторностью тонкой стальной мерной лентой путем ввода ее в трещину до упора.

4. В случае, когда морозобойное растрескивание сопровождается повторно-жильным льдообразованием, измеряют величину прироста повторно-жильных льдов. Для этого в края ледяной жилы вмораживают металлические невыпучивающиеся репера, расстояние между которыми фиксируется индикатором часового типа (ИЧ-1) с точностью до 0,01 мм. На расстоянии 0,5 и 1,5 м от первых реперов в многолетнемерзлую породу вмораживают следующие репера, расстояние между которыми также фиксируется индикаторами (рис. 10.4, в). В момент образования морозобойной трещины расстояние между реперами увеличивается, что фиксируется индикаторами. Таким образом, данное устройство кроме измерения темпов повторно-жильного льдообразования (прироста ледяных жил) позволяет устанавливать и время зарождения трещины. Измерительную базу между реперами необходимо изготавливать из материала типа «Инвар», обладающего малыми коэффициентами линейного температурного расширения а, что необходимо для избежания введения поправок на температурные деформации самой измерительной базы.

5. На участках, где морозобойные трещины имеют не совсем четкую выраженность или растрескивание породы происходит не

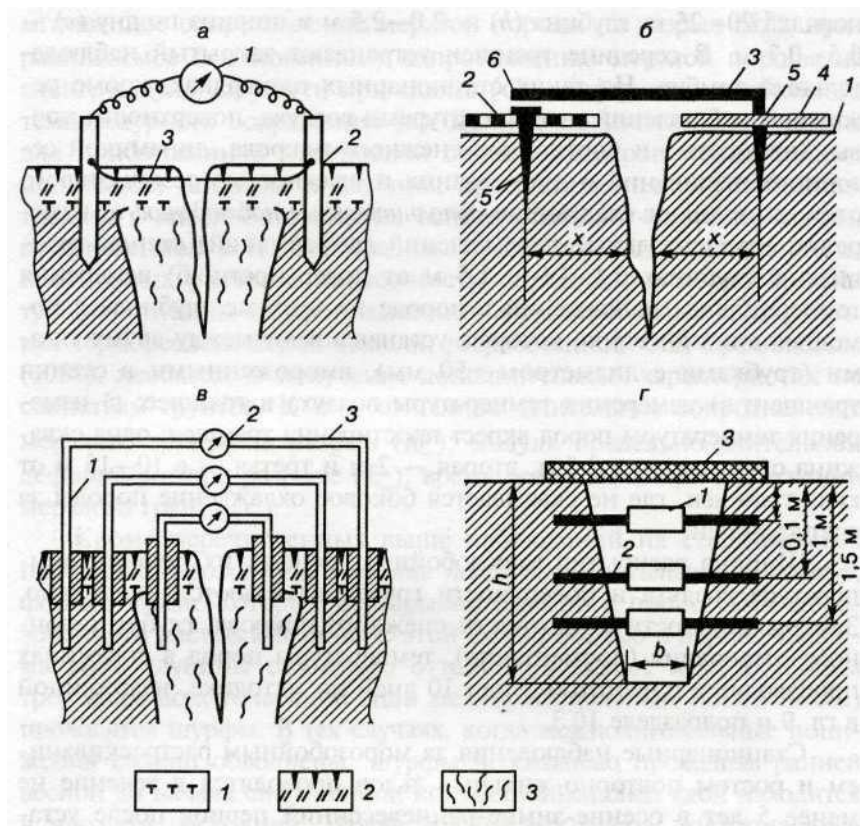


Рис. 10.4. Схемы приспособлений для изучения морозобойного растрескивания грунтов и роста повторно-жильных льдов [6]:

а — схема установки для определения времени возникновения морозобойных трещин (7 — регистратор обрыва проволоочки, 2 — металлические штыри, 3 — медная проволоочка); *б* — схема устройства трещиномера (7 — поверхность почвы, 2 — линейка с миллиметровыми делениями, 3 — металлический штифт, 4 — основание для крепления штифта, 5 — стержни для крепления штифта и линейки, 6 — конец штифта, по положению которого берется отсчет по линейке); *в* — схема установки для измерения величины прироста повторно-жильного льда (7 — репер, 2 — индикатор часового типа, 3 — измерительная база); *г* — схема установки измерителей деформаций и напряжений в траншее (7 — индикатор часового типа для измерения деформаций или динамометр для измерения напряжений, 2 — металлические стержни, вмороженные в стенки траншеи, 3 — теплоизоляционная крышка).

Условные обозначения: 1 — верхняя граница многолетнемерзлых пород, 2 — слой сезонного оттаивания, 3 — повторно-жильный лед

ежегодно, оборудуют искусственные модели морозобойных трещин в виде траншей (рис. 10.4, г). Длина траншеи должна быть порядка 20—25 м, глубина (h) — 2,0—2,5 м и ширина по дну (b) — 0,5—0,7 м. В середине траншеи устраивают закрытый наблюдательный тамбур. На таких стационарных площадках, кроме режимных наблюдений за температурами воздуха, поверхности почвы, мощностью и плотностью снежного покрова, динамикой сезонного оттаивания и промерзания и влажностью сезонноталого слоя, выполняют следующие *дополнительные наблюдения*: а) измерения горизонтальных перемещений (деформаций) стенок траншеи на глубинах 0,1, 1,0 и 1,5 м от поверхности; б) измерения температурных напряжений в породе на этих же глубинах с помощью динамометров, которые устанавливают между двумя тягами (трубками с диаметром -50 мм), вмороженными в стенки траншеи; в) измерения температуры воздуха в траншее; г) измерения температуры пород вкrest простираения траншеи: одна скважина оборудуется в 0,5 м, вторая — 2 м и третья — в 10—15 м от края траншеи, где не сказывается боковое охлаждение породы за счет траншеи.

Ширина раскрытия морозобойных трещин, их глубина, температура воздуха и поверхности грунта измеряются ежедневно. Замеры мощности и плотности снежного покрова, глубин сезонного оттаивания (промерзания), температуры пород в скважинах производятся с частотой 5 или 10 дней по методике, изложенной в гл. 9 и подразделе 10.3.

Стационарные наблюдения за морозобойным растрескиванием и ростом повторно-жильных льдов проводятся в течение не менее 5 лет в осенне-зимне-ранневесенний период после установления на поверхности почвы отрицательной температуры. Известен случай, когда стационарные наблюдения за морозобойным растрескиванием и ростом повторно-жильных льдов на экспериментальном полигоне в западной части арктического побережья Канады под руководством профессора Р. Маккея [14] проводятся непрерывно более 20 лет начиная с 1978 г.

Одновременно с оборудованием стационарных площадок при проходке скважин и шурфов *изучаются состав и криогенное строение* пород, определяется их *влажность (льдистость)*, а также *отбираются монолиты и образцы грунта для специальных лабораторных испытаний*. При однородном по литологическому составу и криогенному строению разрезе образцы грунта отбираются в следующих интервалах: 0—0,5 м; 0,5—1 м; 1—2 м; 2—3 м; 3—4 м; 4—5 м и 5—6 м. При неоднородном по глубине разрезе образцы отбираются из каждой литологической разновидности или горизонта (слоя) с различным криогенным строением и льдистостью. Взя-

тые образцы используются для определения таких показателей физико-механических и термореологических свойств грунтов, как: мгновенное сопротивление мерзлой породы на разрыв (R_0^p), приравненное к мгновенному сопротивлению мерзлой породы на сдвиг; модуль упругости при сдвиге (G); коэффициент линейного температурного сокращения (α). Данные показатели необходимы для приближенной прогнозной оценки размеров морозобойных полигонов, ширины и глубины проникновения морозобойных трещин в массиве породы на основе решения «упругой» задачи, предложенной Б.Н. Достоваловым. Для осуществления системы прогнозных расчетов возможности образования морозобойных трещин, глубины их проникновения и размеров полигонов в рамках термореологической модели, разработанной СЕ. Гречищевым (1980), необходимо получение дополнительных характеристик по свойствам грунтов. К ним относятся: длительное сопротивление мерзлого грунта на разрыв (R_∞^p); модуль предельно-длительной деформации при разрыве (E_∞); время релаксации при растяжении мерзлого грунта (τ_p).

Кроме перечисленных выше наблюдений на стационарных площадках проводится *изучение полигонально-жильных структур*, формирование которых неразрывно связано с процессами морозобойного растрескивания. С этой целью осенью в период максимальной глубины сезонного оттаивания вкост морозобойным трещинам всех генераций (или межполигональным понижениям) проходятся шурфы. В тех случаях, когда межполигональные понижения сильно обводнены, шурфы необходимо проходить ранней весной до начала снеготаяния, когда сезонноталый слой находится в мерзлом состоянии. Шурф должен вскрывать полигонально-жильную структуру по всей ее ширине, захватывая боковые контакты с вмещающими породами. Если ПЖС прослеживается ниже подошвы сезонноталого слоя, то шурфом захватывается верхняя часть разреза многолетнемерзлых пород на возможно большую глубину, чтобы проследить строение ПЖС в многолетнемерзлом состоянии и ее взаимоотношение с вмещающими породами.

При описании полигонально-жильной структуры необходимо зафиксировать ее следующие характеристики и особенности строения: микрорельеф над поверхностью ПЖС (наличие понижения, полигональных валиков, морозобойных трещин и др.); ширину ПЖС в верхней части; состав и строение породы внутри ПЖС (литология, цвет, слоистость, оторфованность, гумусированность, растительные остатки, наличие современных морозобойных трещин или вертикальной трещинной зоны и т.д.); характер взаимоотношения ПЖС с вмещающими породами (боковые контакты, изменение состава, цвета, слоистости, криогенных текстур

и льдистости и др.); характер поверхности подошвы сезонноталого слоя (выпуклая, вогнутая, волнистая и т.д.) внутри ПЖС и во вмещающих породах, а также по отношению к микрорельефу; основные черты строения повторно-жильных льдов (характер боковых контактов и верхней поверхности жилы, в том числе наличие современных ростков, «головы», «плечиков» и др.), которые позволяют делать выводы о типе повторно-жильного льда (син- или эпигенетический) и определить стадию развития (восходящей, консервации, разрушения) конкретной ледяной жилы.

При вскрытии шурфом повторно-жильного льда по центру жилы бурится зондировочная скважина с целью определения ее вертикальной мощности и взятия проб льда на различные виды анализа (химический, изотопный, газовый состав и др.). Таким же образом можно попытаться определить вертикальную мощность псевдоморфозы по повторно-жильному льду и мощность первично-песчаных и песчано-ледяных жил.

Идеальным вариантом изучения ПЖС являются естественные и искусственные обнажения на исследуемой территории. В них полигонально-жильные структуры нередко вскрываются на всю мощность, что делает возможным их полное описание, включая взаимоотношение с вмещающими породами, и опробование. Обязательными элементами изучения ПЖС является их зарисовка в определенном масштабе и фотосъемка.

Камеральная обработка материалов исследований

В первый год на основании использования аэрофото- и космоснимков, аэровизуальных наблюдений и маршрутных исследований составляется карта предварительного ландшафтно-геокриологического районирования масштаба 1: 10 000—1:25 000, которая в последующие годы, по мере получения фактического материала, детализируется и уточняется, трансформируясь к окончанию исследований в карту геокриологического районирования. Используя результаты районирования, на карте выделяются места расположения участков, где планируется проводить специальные режимные наблюдения за морозобойным растрескиванием и развитием полигонально-жильных структур. На составленные в результате теодолитной или мензульной съемки для каждого выбранного участка топографические планы масштаба 1: 1000—1: 2000 выносятся расположение наблюдательных стационарных площадок с обозначением наблюдательных створов, скважин, шурфов, траншей и т.д.

После окончания ежегодного цикла режимных наблюдений по каждой площадке проводится обработка фактического материала, включающая следующие работы.

1. Строят таблицы времени образования с поверхности морозобойных трещин всех генераций.

2. Результаты измерения ширины раскрытия морозобойных трещин представляют для каждого трещиномера в табличной форме: среднедекадные, максимальные и минимальные за декаду значения в миллиметрах, начиная с момента образования трещин до их смыкания или льдозаполнения. Точно так же для траншейных стендов заполняются таблицы с величинами горизонтального перемещения стенок траншей на каждой глубине (ОД, 1,0 и 1,5 м) по декадам: средние, максимальные и минимальные значения в миллиметрах. Далее по табличным данным строят графики изменения ширины раскрытия трещин (или величины горизонтального перемещения стенок траншеи) во времени за весь период наблюдений по декадам.

3. По данным замеров глубины проникновения морозобойных трещин в массив пород, выполненных с трехкратной повторностью по трещинам всех генераций, для каждой трещины строят таблицы среднедекадных значений глубины проникновения трещин и графики изменения глубины трещин (в сантиметрах) по декадам.

4. В случае, когда морозобойные трещины проникают ниже подошвы сезонноталого слоя и происходит повторно-жильное льдообразование, оценивают прирост повторно-жильных льдов по результатам замеров изменения ширины морозобойной трещины в верхней части ледяной жилы и глубины проникновения трещины в мерзлый массив. По данным измерений строят таблицы со среднедекадными значениями ширины трещин, а затем — графики изменения этой ширины (в миллиметрах) по декадам. В таблице и на графиках фиксируется момент заполнения трещины льдом при снеготаянии, который соответствует прекращению роста ее ширины. Принимая, что трещина имеет форму клина (равнобедренного треугольника), ориентировочный объем прироста повторно-жильного льда ($V_{\text{л}}$) за один сезон составит:

$$V_{\text{л}} = \left(\frac{a}{2}h - \frac{a+b}{2}\xi \right) l, \quad (10.8)$$

где a — ширина трещины на поверхности; b — ширина трещины на верхней поверхности жилы (на подошве сезонноталого слоя); h — глубина проникновения трещины в массив породы по данным последнего замера перед заполнением трещины льдом; ξ — глубина сезонного оттаивания; l — длина морозобойной трещины (ледяной жилы) по простиранию. Необходимо подчеркнуть, что при расчете все линейные величины (l , a , b , h , ξ) должны иметь одну размерность: [мм], [см] или [м].

5. Результаты измерения температурных напряжений представляют в виде таблиц с подекадными максимальными их значениями и в виде графиков подекадного изменения максимальных напряжений для каждой из трех глубин (ОД, 1,0 и 1,5 м от поверхности).

6. В табличной форме и в виде графиков представляют данные метеонаблюдений и измерения температуры пород — среднедекадные значения: а) среднесуточной, максимальной и минимальной температуры воздуха (по данным наблюдений на площадках или же по данным ближайшей метеостанции); б) температуры поверхности почвы и поверхности напочвенного покрова; в) высоты и плотности снежного покрова по снегомерным рейкам на термометрических профилях; г) температуры воздуха в траншее; д) температуры пород в термометрических скважинах по глубинам: 0,5; 1,0; 1,5; 2; 2,5; 3; 3,5; 4; 4,5; 5; 6; 7; 8; 9; 10; 12,5; 15; 17,5; 20; 25 м.

7. Наблюдения за ходом сезонного оттаивания и промерзания представляют в виде графиков, где по горизонтальной оси откладывается время от начала оттаивания (промерзания) до его завершения, а по вертикальной оси вниз — глубина оттаивания (промерзания) и ее доля в процентах от максимального значения.

8. На разрезах термометрических скважин кроме результатов режимных измерений температуры пород по глубине дается детальная характеристика состава и криогенного строения пород, а также их объемной влажности (льдистости) и плотности скелета грунта.

9. На мерзлотно-геологических разрезах полигонально-жилых структур, вскрытых шурфами, помимо состава и криогенного строения пород показывают точки отбора образцов на различные виды анализа грунтов и подземных льдов не только внутри самой ПЖС, но и из вмещающей породы.

10. Характеристики прочностных, деформационных и термогеологических свойств мерзлых пород для прогнозных расчетов морозобойного растрескивания, полученные при лабораторных испытаниях грунтов, представляют в табличной форме и в виде графиков.

По завершению стационарных наблюдений и камеральной обработки полевых материалов пишутся научные (научно-производственные) отчеты. В них должны быть представлены следующие разделы:

1. Краткая инженерно-геокриологическая характеристика исследуемой территории.

2. Районирование изучаемой территории по интенсивности проявления морозобойного растрескивания и формирования полигонально-жилых структур.

3. Обоснование размещения участков и площадок стационарных наблюдений.

4. Краткая характеристика физико-географических, ландшафтных и инженерно-геокриологических условий участка стационарных наблюдений.

5. Характеристика климатических условий.

6. Детальное физико-географическое и ландшафтное описание каждой площадки с составлением подробного топографического плана, на который вынесены установленные приборы и горные выработки.

7. Подробное описание инженерно-геокриологических условий в пределах каждой площадки.

8. Детальное описание термовлажностного режима горных пород на площадках (ход сезонного промерзания и оттаивания, температурный режим горных пород на их поверхности, на подошве сезонноталого слоя и в слое годовых теплооборотов, характер изменения влажности (льдистости) по глубине и во времени в сезонноталом слое и слое годовых теплооборотов и т.д.

9. Данные результатов полевых, стационарно-полевых и лабораторных исследований о физико-механических и теплофизических свойствах горных пород.

10. Перечень приборов и установок на каждой стационарной площадке.

11. Подробная характеристика процессов морозобоинного растрескивания и формирующихся на их основе различных типов полигонально-жилых структур.

При необходимости в отчете помещается дополнительный раздел, посвященный прогнозу развития морозобоинного растрескивания как при естественной динамике природной среды (климат, растительность, увлажненность поверхности и др.), так и в результате техногенных воздействий и нарушений (снятие растительных покровов, уплотнение или удаление снега, устройство искусственных подсыпок и поверхностных покрытий и т.д.).

В заключительной части отчета даются рекомендации о целесообразности продолжения наблюдений, а также по организации и проведению стационарных наблюдений по отдельным площадкам на последующие годы.

К отчету должны быть приложены: первичные материалы всех измерений на стационарных площадках в табличном и графическом исполнении; описания и разрезы скважин, шурфов, обнажений; карты фактического материала с нанесенными на них стационарными площадками, горными выработками, снегомерными профилями и т.д.; карты районирования по интенсивности развития морозобоинного растрескивания, инженерно-геокриологические карты и др.

10.2. Морозное пучение и усадка дисперсных пород

Промерзание дисперсных пород сопровождается миграцией влаги, обезвоживанием, усадкой, льдонакоплением и распучиванием, что приводит в итоге к развитию напряжений и деформаций. Деформации талой и мерзлой зон обычно разнонаправлены: мерзлая зона увеличивается в объеме и линейных размерах, а талая — сокращается за счет обезвоживания и усадки. В целом поднятие или опускание поверхности промерзающих пород определяется алгебраической суммой всех разнонаправленных деформаций в отдельных ее частях. Таким образом, под деформацией пучения следует понимать увеличение линейных (или объемных) размеров слоя промерзающей породы, обусловленное протеканием тепло-массообменных, физико-химических и физико-механических процессов, приводящих к поднятию ее поверхности. Часто при рассмотрении деформаций пучения употребляют термин «пучение пород», подразумевая под этим деформации пучения. При идентичных (или оптимальных для пучения) условиях промерзания величины деформаций пород разного состава и строения различны, что обусловлено разнообразием их пучинистых свойств. Пучение пород характеризуется определенными параметрами, к которым относятся: общая деформация поверхности пород, интенсивность, скорость и модуль пучения, неравномерность и модуль относительной неравномерности пучения и др.

Под общей деформацией пучения $h_{\text{пуч}}$ понимается величина вертикального перемещения поверхности промерзающего грунта относительно своего первоначального положения. Общая деформация пучения пород является интегрирующим показателем разнонаправленных деформаций, связанных с сегрегационным льдовыделением, усадкой, набуханием и распучиванием. Поэтому она определяется соотношением деформирования за счет массивного распучивания, сегрегационного льдовыделения в мерзлой зоне и усадки в талой и может быть выражена следующим образом:

$$h_{\text{пуч}} = h_{\text{расп}} + h_{\text{lw}} - h_{\text{yc}}, \quad (10.9)$$

где $h_{\text{расп}}$ — величина пучения грунта за счет увеличения в объеме на 9% замерзающей поровой влаги (массивное распучивание); h_{lw} — величина пучения за счет миграционно-сегрегационного льдонакопления; h_{yc} — величина деформаций усадки талой зоны грунта за счет обезвоживания.

Величина пучения за счет увеличения в объеме на 9% поровой влаги при замерзании может быть выражена:

$$h_{\text{расп}} = 0,09 (W_{\xi} - W_{\text{нз}}) \xi, \quad (10.10)$$

где W_{ξ} — влажность на фронте промерзания, численно равная влажности минеральных прослоев, доли единицы; $W_{нз}$ — количество незамерзшей воды в минеральных прослоях, доли единицы; ξ — глубина промерзания, см.

Расчетная величина пучения за счет миграции влаги равна:

$$h_{Iw} = 1,09 \tau \lambda_w K \text{grad } P_w, \quad (10.11)$$

где K — коэффициент анизотропии, учитывающий угол наклона шлиров; λ_w — коэффициент влагопроводности, см/с; $\text{grad } P_w$ — градиент эквивалентного давления поровой влаги; τ — время промерзания, с:

$$\text{grad } P_w = K_{p_w} \text{grad } t,$$

где K_{p_w} — переводной коэффициент, равный $12 \cdot 10^3$ см вод.ст./°С.

Величина усадки грунта может быть рассчитана из выражения

$$h_{yc} = K_{yc}^a \beta \Delta W \Delta \xi, \quad (10.12)$$

где K_{yc}^a — коэффициент анизотропии усадки, показывающий долю вертикальной усадки грунта; β — коэффициент объемной относительной усадки грунта; $\Delta W = W_c - W_{пуч}$ — разность между начальной влажностью и влажностью на фронте промерзания; $\Delta \xi$ — слой, который подвергается обезвоживанию. Зная характер распределения влажности и плотности скелета грунта по всему слою промерзания, величину усадки можно рассчитать следующим образом:

$$h_{yc} = K_{yc}^a (1 - \rho_d^H / \rho_d^K) \Delta \xi, \quad (10.13)$$

где ρ_d^H и ρ_d^K — соответственно начальное и конечное значения плотности скелета грунта до и после промерзания.

Таким образом, величина пучения грунтов может быть рассчитана по уравнению

$$h_{пуч} = 0,09 (W_{\xi} - W_{нз}) \Delta \xi + 1,09 \tau \lambda_w K K_{p_w} \text{grad } t - K_{yc}^a \beta \Delta W \Delta \xi. \quad (10.14)$$

Роль частных составляющих в развитии общей деформации пучения различна и обусловлена составом, строением и условиями промерзания пород.

Кроме пучения поверхности изучается также пучение по глубине промерзающего слоя. При этом используется понятие «общая деформация пучения на глубине H » ($h_{пуч}^H$), которое имеет тот же смысл, что и общая деформация пучения поверхности, т.е. поднятие некоторой точки породы на глубине относительно своего первоначального положения.

Интенсивность пучения $j_{пуч}^H$ определяют как отношение общей деформации пучения $dh_{пуч}^H$ элементарного слоя, находящегося на глубине H , к его мощности dx :

$$j_{\text{пуч}}^H = (dh_{\text{пуч}}^x / dx)|_{x=H}. \quad (10.15)$$

Под модулем пучения (или коэффициентом морозного пучения) $m_{\text{пуч}}$ понимается общая деформация пучения слоя грунта мощностью 1 м (в см/м):

$$m_{\text{пуч}} = h_{\text{пуч}} / \xi. \quad (10.16)$$

В связи с тем что величина общей деформации пучения изменяется в процессе промерзания, измеряется также скорость пучения грунта, т.е. величина общей деформации в единицу времени (в см/сут):

$$\alpha = h_{\text{пуч}} / \tau. \quad (10.17)$$

Поскольку деформации пучения неодинаковы по площади, большое значение имеет определение так называемого коэффициента неравномерности и модуля относительной неравномерности пучения. Коэффициент неравномерности равен отношению разности величин общей деформации пучения в двух близлежащих точках к расстоянию между ними:

$$K_{\text{пуч}}^H = (h_{\text{пуч}}^1 - h_{\text{пуч}}^2) / l, \quad (10.18)$$

где $h_{\text{пуч}}^1$ и $h_{\text{пуч}}^2$ — общие деформации пучения соответственно в точках 1 и 2; l — расстояние между этими точками.

Модуль относительной неравномерности пучения определяется как отношение разности максимального и среднего значения общей деформации пучения к его среднему значению на исследуемой площадке или профиле:

$$f = (h_{\text{макс}} - h_{\text{ср}}) / h_{\text{ср}}, \quad (10.19)$$

где $h_{\text{макс}}$ и $h_{\text{ср}}$ — соответственно максимальная и средняя величины общей деформации пучения для заданной площадки или профиля. При исследовании процесса пучения рассматривают как деформации, так и напряжения, возникающие в породах. Силы, связанные с процессом пучения, называют силами морозного пучения. В зависимости от направленности в пространстве промерзающей породы различают нормальные и касательные силы пучения. Под нормальными понимаются силы, действующие по нормальям к поверхности сооружения. Касательные развиваются по касательной к поверхности смерзания грунта с фундаментом сооружения. В ходе промерзания касательные силы пучения, возрастаая до значений длительной прочности смерзания грунта с фундаментом, приводят к сдвигу промерзающего слоя по боковой поверхности фундамента. Природа формирования сил пучения в промерзающих грунтах обусловлена развитием тепломассообменных, физико-химических и физико-механических процессов.

Поскольку в процессе пучения промерзающих пород важную роль играет усадка талой части в результате обезвоживания, ее изучение имеет самостоятельное значение и осуществляется специальными методами. Деформация усадки, наблюдаемая при промерзании, обусловлена, с одной стороны, дегидратацией частиц грунта вследствие его иссушения (усадка, вызванная физико-химическими процессами), с другой стороны, компрессионным уплотнением при наличии давлений на талую зону со стороны мерзлой (компрессионная усадка). При сезонном промерзании усадка пород связана главным образом с обезвоживанием за счет миграции влаги из талой в мерзлую зону. При многолетнем эпигенетическом промерзании роль компрессионной усадки в деформировании пород с глубиной возрастает. Деформация усадки направлена противоположно деформациям, которые вызваны распучиванием и сегрегационным льдовыделением, поэтому она может существенно уменьшить величину пучения пород.

К основным параметрам, определяющим деформацию усадки промерзающих пород, следует отнести абсолютную и относительную линейные (объемные) деформации усадки и коэффициент анизотропии усадки. Абсолютная линейная (объемная) деформация усадки обезвоживающейся зоны грунта — это уменьшение ее линейных (объемных) размеров:

$$h_{yc} = H_1 - H_t; \quad V_{yc} = V_1 - V_t \quad (10.20)$$

где H_1 (V_1) — начальный линейный (объемный) размер обезвоживающейся зоны; H_t (V_t) — линейный (объемный) размер обезвоживающейся зоны на момент измерения.

Относительная линейная (объемная) деформация усадки представляет собой отношение изменения линейных (объемных) размеров обезвоживающейся зоны к ее первоначальным размерам:

$$b_h = (H_1 - H_t)/H_1; \quad b_v = (V_1 - V_t)/V_1. \quad (10.21)$$

Коэффициент анизотропии A — это отношение величины абсолютной поперечной усадки h_{yc}^s к продольной h_{yc}^p :

$$A = h_{yc}^s / h_{yc}^p. \quad (10.22)$$

При изучении процесса усадки рассматривают не только деформации, но и напряжения усадки. Причиной формирования напряжений усадки является неравномерное деформирование породы. В результате миграции влаги из талой в мерзлую зону наиболее интенсивное обезвоживание происходит под фронтом промерзания. Однако сжатию обезвоживаемого грунта препятствует слабо иссушенный нижележащий слой талой зоны и вышележащий слой мерзлой зоны, поэтому под фронтом промерзания формиру-

ются наибольшие по величине напряжения усадки, 0,2—3 МПа. Напряжения усадки в совокупности с напряжениями, развивающимися в мерзлой зоне, обуславливают формирование сегрегационных прослоев льда и в итоге способствуют развитию процесса пучения.

Исследование деформаций пучения и усадки

Общая деформация пучения промерзающих пород, определяемая алгебраической суммой разнонаправленных деформаций мерзлой, промерзающей и талой зон, обусловлена развитием процесса усадки, набухания, сегрегационного льдовыделения и распучивания. Причем деформации, вызванные процессами усадки и набухания, протекают как в талой, так и в мерзлой зонах, а деформации, вызванные сегрегационным льдовыделением и распучиванием, — лишь в мерзлой зоне промерзающих пород (рис. 10.5).

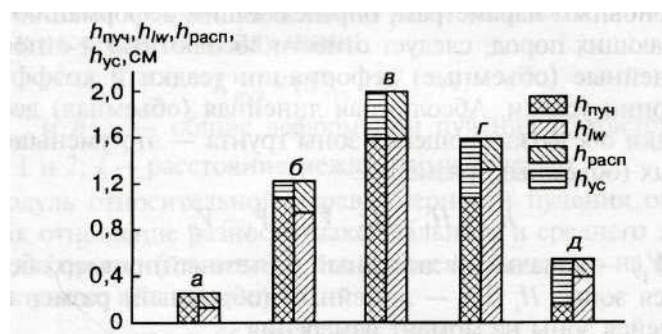


Рис. 10.5. Диаграммы соотношения величин миграционного льдонакопления (h_l), массивного распучивания ($h_{расп}$), деформаций усадки ($h_{ус}$) и пучения ($h_{пуч}$) в грунтах различного состава, промерзающих в условиях «открытой» системы (а — супесь, б — суглинок, в — каолинит, г — полиминеральная глина, д — бентонит)

Деформации пучения, связанные только с массивным распучиванием, возникают в условиях отсутствия миграции влаги. Чаще всего это происходит во влагонасыщенных грубообломочных, песчаных и супесчаных грунтах при различных температурных режимах промерзания, реже — в суглинках и глинах при высоких скоростях промерзания, когда скорость зарождения сегрегационных прослоев льда мала по сравнению со скоростью промерзания. В невлагонасыщенных грунтах деформации пучения за счет массивного распучивания могут развиваться одновременно с миграцией влаги в мерзлую породу. Величина массивного пуче-

ния в этом случае определяется суммой деформаций за счет увеличения в объеме замерзающей собственно поровой и миграционной влаги. Массивное распучивание будет проявляться только в том случае, когда объем замерзшей поровой влаги превысит объем самих пор и приведет к увеличению пористости. В целом доля массивного распучивания в пучении грунта незначительна.

В случае миграции влаги в мерзлую зону грунта при выполнении необходимого и достаточного условий образования сегрегационных прослоев пучение промерзших грунтов происходит не только за счет массивного распучивания, но и за счет сегрегационного льдовыделения (Ершов, 1979). С ростом дисперсности пород возрастает миграционный поток влаги из талой зоны в мерзлую. В результате в ряду от грубообломочных пород к глинам доля массивного распучивания в общей деформации пучения закономерно уменьшается, а сегрегационного льдовыделения — возрастает, достигая в глинах 95% (см. рис. 10.5), т.е. до 20—30 см и более на метр промерзающего грунта. Вместе с тем при увеличении дисперсности пород возрастают деформации, вызванные не только сегрегационным льдовыделением, но и усадкой, что в итоге приводит к уменьшению величины пучения. Большое влияние на развитие деформаций усадки оказывает химико-минеральный состав. Увеличение в грунтах содержания минералов группы монтмориллонита приводит к росту величины усадки и в итоге к существенному уменьшению общей деформации пучения (см. рис. 10.5). Напротив, при переходе от монтмориллонитовых к каолинистым породам величина усадки уменьшается, а сегрегационное льдонакопление и общая деформация пучения возрастают. Деформация пучения также увеличивается: с ростом валентности обменных катионов и начальной влажности пород, градиента температуры в мерзлой зоне, глубины промерзшего слоя и времени промерзания, с уменьшением глубины залегания водоносного горизонта (при промерзании в условиях «открытой» системы).

Для исследования деформаций, возникающих в результате развития процессов усадки, набухания, распучивания и пучения, используются различные датчики и приборы, основным назначением которых является определение линейных размеров деформирующейся породы. Все приборы можно разделить на две группы. В первую входят те измерители, позволяющие оценивать деформации непосредственно, т.е. прямым методом (линейка, штангенциркуль, мессура и др.). Во вторую группу объединяются все измерительные устройства и приборы, регистрирующие деформации косвенными методами. К наиболее распространенным из них относятся тензометрические датчики деформации, представляющие собой проводники тока, уложенные спиралью и приклеенные на гибкую основу. При растяжении или сжатии этой основы

деформируется и спираль, что вызывает изменение ее электрического сопротивления. Тензометрический датчик крепится на деформирующуюся породу. По такому же принципу определяют деформации с помощью пьезокристаллов, в которых при деформировании возникает ЭДС. Однако тензометрические датчики и пьезокристаллы, имея высокую точность измерения, применимы лишь при небольших по абсолютной величине деформациях и в промерзающих грунтах используются только в специальных терморезисторных динамометрах для измерения механических напряжений.

Существуют методы измерения деформаций без нарушения сплошности пород (т.е. без введения в грунт или контакта с ним датчиков деформаций). К ним относятся: ультразвуковое просвечивание пород, лазерный метод, гаммаскопия и др. Эти методы могут фиксировать малейшие изменения структуры породы при деформировании. Однако полученные с их помощью данные очень сложны в интерпретации.

Для изучения пучинистых свойств грунтов применяется специальный лабораторный прибор ИПГ-4 (измеритель пучинистости грунтов четвертой модели) (Лапшин и др., 1979), который представляет собой компактное устройство из термокамеры и электронного терморегулятора ЭТР-2 (рис. 10.6). Прибор позволяет создавать условия для одномерного промораживания грунтов в широком спектре температур с возможностью визуального наблюдения за процессом деформирования через прозрачную боковую стенку прибора. Деформации поверхности грунта измеряются индикатором деформаций. Термостатирование верхнего и нижнего торцов грунта производится с помощью нагревательных элементов. Температурный режим в промораживаемых образцах задается и поддерживается электронным терморегулятором. Датчиком для измерения температуры служит терморезистор. При наличии прозрачной боковой стенки наиболее простым методом определения деформации промерзающих пород является измерение линейных размеров образцов и интервалов между установленными в них метками. В качестве таких меток могут быть использованы тонкие иглы, располагающиеся по высоте образцов в два ряда. Двухрядная система их установки позволяет измерять деформации как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Для измерения деформаций в ходе промерзания на одну из стенок кассеты из прозрачного материала (оргстекла, стекла и др.) наносят шкалу измерений. Относительно этой неподвижной шкалы в ходе опыта измеряются перемещения датчиков деформаций. Эти перемещения фиксируются на фото- и кинопленку и с их помощью исследуется динамика деформирования породы в целом.

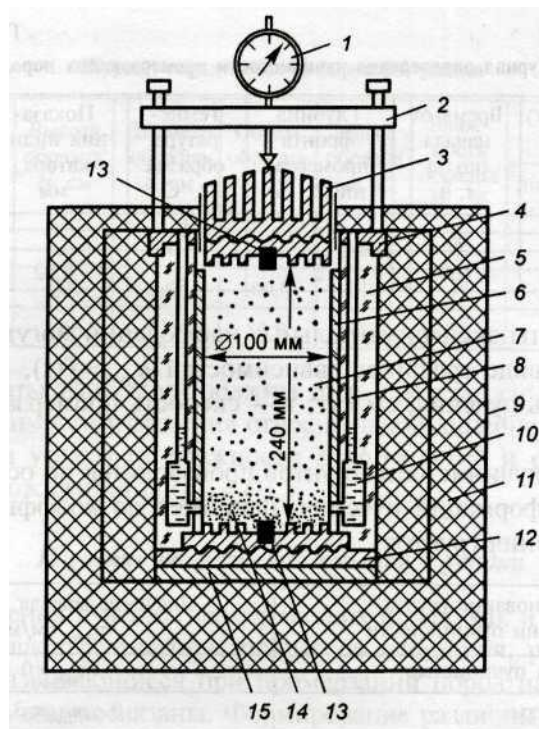


Рис. 10.6. Измеритель пучинистости грунтов (ИПГ-4):

1 — индикатор деформаций грунта; 2 — штатив; 3 — верхний радиатор игольчатого типа; 4 — съемное кольцо; 5 — разборная обойма для образца грунта; 6 — слой технического вазелина; 7 — образец грунта; 8 — капиллярные трубки для подачи воды в образец; 9 — кожух термокамеры; 10 — внешний источник воды; 11 — термоизоляция; 12 — нижний радиатор игольчатого типа; 13 — термоэлемент; 14 — влагонасыщенный песок; 15 — днище обоймы

Исследования пучинистости грунтов проводятся при влажности, оптимальной для развития пучения, соответствующей капиллярному водонасыщению для глинистых грунтов при влажности верхнего предела пластичности. В течение опыта определяется глубина промерзания визуально через прозрачную стенку обоймы и по показаниям температурных датчиков. Одновременно фиксируется величина пучения поверхности образца по показаниям индикаторов. Все экспериментальные наблюдения заносятся в лабораторный журнал (табл. 10.1).

Таблица 10.1

Журнал определения пучинистости промерзающих пород

№ п/п	Дата испытаний	Время от начала опыта τ , ч	Глубина фронта промерзания ξ , см	Температура образца t , °C	Показания индикатора, мм	Деформация пучения $h_{\text{пуч}}$, см
1	2	3	4	5	6	7
1	5/V-80	160	5	-3	8,62	0,86

Результаты экспериментальных наблюдений могут быть представлены в виде графиков зависимостей $h_{\text{пуч}} = f(\tau)$, $\alpha = f(v)$, где α — скорость пучения, см/сут; v — скорость промерзания, см/сут и др.

Оценка пучинистости грунтов производится по основным параметрам деформаций пучения, например по коэффициенту морозного пучения грунтов:

Значение модуля пучения $m_{\text{пуч}}$, см/м
$m_{\text{пуч}} = 0$
$0 < m_{\text{пуч}} \leq 3,5$
$3,5 < m_{\text{пуч}} \leq 7$
$7 < m_{\text{пуч}} \leq 12$
$m_{\text{пуч}} > 12$

Наименование грунта по степени пучинистости
Потенциально пучинистые
Слабопучинистые
Среднепучинистые
Сильнопучинистые
Чрезмернопучинистые

Величины деформации усадки в промерзающих грунтах можно также оценить без промораживания грунта. Для этого обезвоживание породы при промерзании заменяют обезвоживанием в процессе сушки при положительной температуре, но при соответствующих промерзанию значениях интенсивности обезвоживания (плотности миграционного потока влаги). Подготовленный (уплотненный или вырезанный из монолита) образец грунта предварительно взвешивается на технических весах с точностью до 0,01 г и помещается в эксикатор, где поддерживается влажность воздуха, равная 90%, с помощью водного раствора H_2SO_4 . Таким образом, создаются условия, близкие к обезвоживанию грунтов при промерзании. Во время высушивания образцы периодически взвешиваются и обмеряются с точностью до 0,01 см. Сушка проводится до прекращения изменения объема образцов. После этого определяется их влажность. Все измерения в процессе опыта заносятся в лабораторный журнал (табл. 10.2).

Таблица 10.2

Журнал определения деформаций усадки

№ п/п	Дата изме- рений	Высота образца H , см	Диаметр образца d , см	Объем образца V , см ³	Масса образца m , г	Влаж- ность образца W_c , %	Относительная усадка, %	
							линей- ная b_h	объем- ная b_v

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	5/V-80	4,00	5,64	100,0	210	45	3,1	18,1
	6/V-80	3,66	5,34	81,9	182	37		

Результаты измерений должны быть представлены в виде графиков зависимости изменения относительной линейной (объемной) деформации усадки от влажности $b_h (b_v) = f(W_c)$ и от интенсивности обезвоживания $b_h (b_v) = f(j_o)$.

Изучение напряжений пучения и усадки

Напряжения пучения промерзающих пород, как и их деформации, обусловлены развитием процессов набухания, распучивания и усадки. Развивающиеся при промерзании пород напряжения и деформации взаимосвязаны. Формирование различных по величине и направлению напряжений пучения и усадки происходит при недопущении деформаций расширения или сжатия элементарных объемов промерзающего грунта. В итоге, чем больше недопущенная величина деформаций грунта, тем выше в нем напряжения. Следует отметить, что в отличие от деформаций напряжения в промерзающих грунтах исследованы еще недостаточно. В настоящее время еще не вскрыта взаимосвязь между различными напряжениями и деформациями, и пока получены лишь первые данные о напряжениях в талой и мерзлой зонах промерзающих пород. Установлено, что величины нормальных удельных сил пучения изменяются от 1 до 60 кгс/см² и более, а касательных — до 30-35 кгс/см².

Удельные силы пучения, развивающиеся в промерзающих породах, изменяются как по глубине промерзающего слоя, так и во времени. Их максимальные значения регистрируются вблизи поверхности грунта, с увеличением глубины промерзания максимум сил смещается вниз по направлению к границе промерзания. С понижением температуры на поверхности грунта удельные касательные силы пучения возрастают. Напряжения усадки, развивающиеся в талой зоне, зависят от гранулометрического и минерального состава породы, режима промерзания. При одинаковых

граничных условиях промерзания большие напряжения усадки формируются в глинах ($0,8—2$ кгс/см²), меньшие в суглинках ($0,4—0,8$ кгс/см²) и наименьшие в супесях (менее $0,4$ кгс/см²). Их величины возрастают при переходе от глин монтмориллонитового состава к каолиновым глинам. Уменьшение скорости промерзания приводит к росту напряжений усадки и уменьшению их градиентов.

Измерения нормальных и касательных сил пучения промерзающих пород основаны на принципе противодействия этим силам внешних измерительных устройств. На этом же принципе основано устройство, схема которого представлена на рис. 10.7. В нем используются жесткие конструкции, сопротивляющиеся действию сил пучения, и жесткие датчики — измерители давлений (месдозы). Для обеспечения жесткости конструкции устанавливаются два анкера с поперечной балкой. Передача сил пучения осуществляется через стойку. Датчик-месдозу помещают между стойкой и поперечной балкой. Прогиб балки измеряется с помощью мессуры. С целью ликвидации смерзания боковых стенок стойки с грунтом на их поверхность наносится смазка. Стойки могут устанавливаться на различные глубины. Таким образом изучаются силы пучения по глубине промерзающего слоя.

Определение касательных сил пучения основано на измерении сил выпучивания свай пригрузкой (недопущения деформации) либо динамометрическим методом (динамометрами). В формировании касательных сил определяющую роль играют силы смерзания, поэтому существует метод измерения касательных сил путем продавливания свай в мерзлый грунт. Скорость продавливания соответствует скорости общей деформации пучения, при которой определяют необходимую для продавливания свай нагрузку. Отношение величины нагрузки к боковой поверхности смерзания сваи с мерзлым грунтом показывает удельную касательную силу пучения.

Методика определения напряжений усадки в промерзающих грунтах основана на том же принципе, что и методика определения напряжений пучения. Отличие заключается лишь в том, что силы усадки оказывают давление на датчик, находящийся внутри грунта, в направлении, противоположном силам пучения. Поэтому давление от датчика на динамометр передается через коромысло, соединяющее их жестко. По динамометру, находящемуся вне промерзающего грунта, определяется сила усадки. По отношению силы усадки к площади датчика, взаимодействующего с грунтом, находят удельную силу усадки.

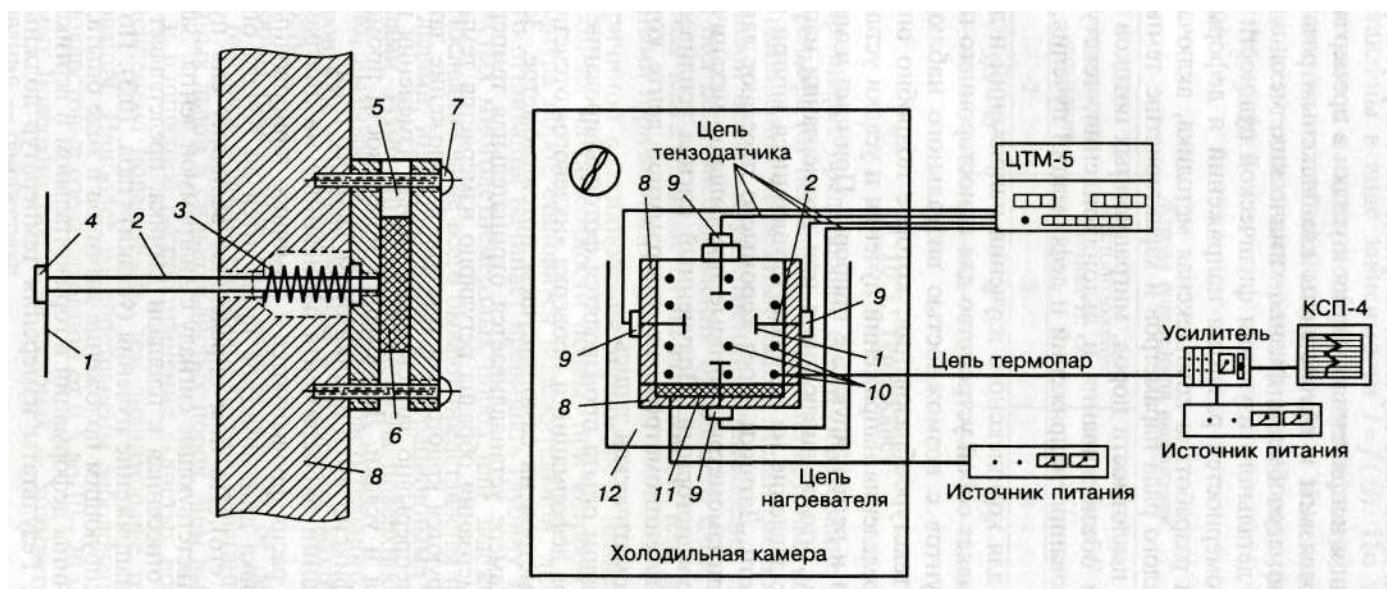


Рис. 10.7. Схема устройства для измерения напряжений:

1 — пластина; 2 — шток; 3 — пружина; 4 — гайка; 5 — пластина из оргстекла; 6 — месдоза, МЦМ-2; 7 — болт; 8 — стенка формы; 9 — датчик напряжений; 10 — термопары; 11 — нагреватель; 12 — теплоизоляция

Комплексная методика изучения напряжений и деформаций

Деформации и напряжения пучения и усадки в промерзающих грунтах взаимосвязаны и обусловлены комплексным развитием процессов теплообмена, физико-химических, механических и др. С целью детального изучения физической сущности механизма и закономерностей развития напряжений и деформаций, их взаимосвязи разработана комплексная методика, включающая определение целого ряда параметров и характеристик: температуры, влажности и плотности пород, миграционных потоков влаги, интенсивности обезвоживания и льдонакопления, текстуро- и структурообразования, напряжений и деформаций пучения, усадки и др.

Установка для комплексного изучения напряжений и деформаций представляет собой устройство для одностороннего промораживания грунтов с возможностью визуального наблюдения за процессом текстурообразования, которое подробно описано в гл. 3. Для определения напряжений пучения и усадки устанавливаются датчики и регистрирующие приборы. Принцип измерения основан на том, что развивающиеся при промерзании напряжения оказывают давление на датчики, находящиеся внутри грунта и на поверхности. Датчики через коромысло передают давление на грунтовые динамометры, которые превращают механический сигнал в тензорезисторный. Полученный сигнал усиливается и принимается потенциометром, на диаграммной ленте которого ведется его автоматическая запись.

Перед началом опыта производятся фотографирование положений датчиков деформаций и проверка «нулевого» отсчета грунтовых динамометров на самопишущем потенциометре. Затем в холодильной камере устанавливается отрицательная температура. Во время промерзания образца регулярно измеряется температура, фотографируются криогенная текстура и положение датчиков деформаций, непрерывно записывается сигнал изменения напряжений пучения и усадки. Деформации поверхности промерзающего образца фиксируются индикатором часового типа.

По окончании эксперимента записанные на диаграммной ленте сигналы расшифровываются с помощью тарировочных графиков (тарировка динамометров проводится до начала опыта и по окончании его). По ним определяют величину сил пучения или усадки, соответствующие сигналу с диаграммой ленты. Замеренная величина, отнесенная к площади датчика, представляет собой давление или напряжение пучения (усадки) (табл. 10.3). По фотографиям, фиксирующим положение датчиков в ходе опыта, определяются величины деформаций в горизонтальном и вертикальном направлениях. Результаты измерения температур должны быть

представлены в виде зависимости $t=f(H)$. По этим графикам определяются положение фронта промерзания и скорость его продвижения на любой момент времени. Изменение влажности в образце до и после опыта представляется в виде графиков зависимости $W_c=f(H)$.

Таблица 10.3

Журнал определения напряжений

№ п/п	Дата проведения испытаний	Местоположение датчика H , см	Температура на глубине H t , °С	Напряжение, кгс/см ²
1	2	3	4	5
1	5/V-80	4	-0,8	2

10.3. Термокарст

Термокарст представляет собой образование отрицательных форм рельефа (от небольших блюдеч до крупных котловин) вследствие вытаивания подземных льдов. Механизм процесса состоит в тепловой осадке и уплотнении оттаивающих сильнольдистых пород под действием давления оттаявшего слоя, когда внутри-грунтовая влага отжимается на поверхность или дренируется водоносными горизонтами.

Причиной возникновения термокарста является изменение теплообмена на поверхности почвы, при котором среднегодовая температура пород становится положительной, либо глубина сезонного оттаивания начинает превышать глубину залегания сильнольдистых многолетнемерзлых пород или залежей подземного льда. Последние чаще всего бывают представлены повторно-жильными льдами, инъекционными и миграционными или пластовыми льдами. Изменение теплообмена на поверхности почвы, как правило, вызывается нарушениями растительного и почвенного покровов или ее подтоплением в результате хозяйственной деятельности.

Формы проявления термокарста зависят от рельефа поверхности, генезиса, условий распространения, залегания и мощности подземных льдов и сильнольдистых пород. Чем выше льдосодержание и площадное распространение льдистых пород и чем менее расчленена поверхность, тем значительнее термокарстовые образования. Наиболее распространены заболоченные западины и термокарстовые озера глубиной от 0,5 до 10—20 м на слабо дренируемых поверхностях, а на склонах — холмистые остаточные образования — байджерахи.

При благоприятных условиях в случае широкого площадного распространения высокольдистых пород термокарстовые озера постоянно смещаются, меняя свои очертания. Во фронтальных частях наступающих озер льдосодержащие поверхности подвергаются термокарстовой переработке, а в тыловых частях происходит переотложение пород и осадконакопление, приводящее к образованию озерно-термокарстовых котловин — аласов.

Термокарстовые формы рельефа широко распространены в субарктическом поясе на территории северных приморских низменностей. Южнее интенсивность термокарста снижается вследствие общего сокращения толщ льдонасыщенных пород.

Следует отметить, что для развития термокарста большое значение имеет размер площади, на которой складываются условия для оттаивания многолетнемерзлых толщ (изменение температуры пород вплоть до смены знака). При незначительной площади оттаивание проникает на небольшую глубину и может не приводить к развитию прогрессирующего термокарста, сопровождающегося формированием ярко выраженных термокарстовых образований в виде озер, котловин и др. В этом случае термокарст имеет затухающий характер. Он может быть обусловлен также локальным распространением льдонасыщенных пород.

При хозяйственном освоении территории развитие термокарста обычно связано со снятием растительного покрова, изменением условий обводнения, использованием техногенных подсыпок и тепловым влиянием сооружений. Снятие растительного покрова, является ли он охлаждающим или отепляющим фактором, приводит к значительному (в 2 раза и более) увеличению глубины сезонного оттаивания и при близком к поверхности залегании сильнольдистых отложений может стать причиной развития термокарста. Подтопление поверхности вследствие подпруживания поверхностного и внутригрунтового стока, если оно сопровождается образованием озер, также создает условия для начала развития тепловых осадок льдистых пород, особенно в южных районах криолитозоны с преимущественно малой величиной критической глубины водоемов, при которой температура на дне становится положительной.

Целью изучения термокарста может быть: а) уточнение механизма развития процесса в различных природных условиях; б) проведение палеогеографических и в первую очередь палеомерзлотных реконструкций, основанных на анализе развития термокарста и древних, сохранившихся к настоящему времени, термокарстовых форм; в) выявление особенностей развития термокарста при хозяйственном освоении территории; г) разработка природоохранных мероприятий на опасных с точки зрения возникновения термокарста территориях.

Методы изучения термокарста подразделяются на *полевые, камеральные и расчетно-аналитические прогнозные*.

Полевые методы изучения термокарста. В основе полевого изучения термокарста лежит проведение режимных наблюдений за его развитием — определение скорости развития, величины и характера деформаций земной поверхности, оценка обуславливающих его факторов, характеристика изменений геокриологических условий, сопровождающих термокарстообразование.

Выбор и оборудование участков наблюдений. Полевое изучение термокарста начинается с выбора участков для проведения исследований. Выбор производится на основе анализа карты ландшафтно-геокриологического районирования территории масштаба 1 : 10 000—1 : 25 000, где показано районирование и дана качественная оценка территории по возможности возникновения и развития данного процесса. При этом в основе оценки лежит характеристика суммарной льдистости отложений и наличия в них залегающих льдистых пород. На этой карте фиксируются также термокарстовые образования, как древние, так и современные: заболоченные западины и впадины, воронки, провалы, озера, байджерахи и др.

Полевые работы по выбору площадок производятся летом с применением аэрофотоснимков различного масштаба, аэровизуальных работ, рекогносцировочных маршрутов и буровых работ. Для оборудования площадок необходимо выбирать участки с различным льдосодержанием и типами подземных льдов и особенностями их залегания. Участки режимных наблюдений должны включать в себя территории с различной интенсивностью проявления термокарста (потенциально опасные, с неясно выраженным или «затухающим» термокарстом, с активно развивающимся).

Целью исследований техногенного термокарста является изучение его развития главным образом для проектирования противодеформационных мероприятий. Выбор участков для изучения термокарста в этом случае производится на основе инженерно-геокриологического обследования объектов и анализа инженерно-геокриологической карты масштаба 1:10 000. Первоочередному изучению подлежат участки с сильными просадками поверхности и деформациями инженерных объектов, а также потенциально опасные участки с высоким содержанием различного типа внутригрунтовых залегающих льдов.

Оборудованию пунктов режимных наблюдений должна предшествовать детальная (масштаба 1 : 1000—1 : 2000) инженерно-геокриологическая съемка участка режимных наблюдений, при которой особое внимание должно уделяться картированию подземных льдов и микрорайонов с различными видами техногенного

воздействия на ландшафты: вырубок леса, зимников, удаления напочвенного покрова и почвенного горизонта, выемок грунта и различных по площади и вертикальной мощности техногенных отсыпок.

Участки для проведения режимных наблюдений должны включать площади развития термокарстовых явлений и соседние ненарушенные поверхности на расстоянии не менее 100 м от зоны проявления термокарста. На потенциально опасных в отношении развития термокарста участках площадь исследования должна составлять 500—2500 м² в зависимости от типа развитых здесь подземных льдов и характера их распространения — локального (инъекционные, пещерные льды) или преимущественно площадного (повторно-жилые, пластовые, миграционные льды).

Участок для проведения режимных наблюдений оборудуется весной, до начала сезонного оттаивания пород. В процессе оборудования выполняется детальная площадная тахиометрическая или мензульная съемка масштаба 1: 500—1: 1000 с высотой сечения рельефа от 0,2 до 0,5 м в зависимости от сложности и степени расчленения рельефа. На полученных в результате съемки топографических планах отображаются: границы ландшафтов, как первичных, естественных, так и вторичных, вызванных термокарстовой переработкой поверхности; границы зоны термокарстовых просадок и береговая линия термокарстовых озер (в случае их возникновения); границы распространения высокольдистых отложений и особенно залежеобразующих льдов; элементы конструкций инженерных сооружений (зданий, земляного полотна дорог и др.) с характеристикой проявляющихся в них деформаций (температурные скважины, снегомерные рейки, поперечники наблюдений за сезонным промерзанием и оттаиванием пород, невыпучивающиеся реперы, марки для наблюдений за деформациями поверхности и др.).

Режимные наблюдения. На выбранном участке производятся наблюдения за: среднегодовой температурой пород; динамикой сезонного промерзания и оттаивания; микроклиматом; деформацией поверхности; термокарстовыми озерами [6].

Микроклиматические наблюдения организуются для получения данных о приземном слое атмосферы, определяющем температурный режим многолетнемерзлых пород и особенности их оттаивания.

Метеоданные с длинными рядами наблюдений берутся по материалам ближайших метеостанций. Для наблюдений на участках необходимо организовать микроклиматические площадки. На них по стандартным методикам определяются температура и влажность воздуха, направление и скорость ветра. Наиболее целесооб-

разно для этих целей использование дистанционных автоматических приборов (ДСМ-49, армейский десантный метеокомплект и др.), но возможна и установка метеобудок с комплектами приборов (сухой и смоченный термометр и термометр для определения температуры и влажности воздуха, осадкомер или пювниограф). Для измерения температуры на поверхности растительного покрова и почвы используются срочные, максимальные и минимальные термометры, а также комплект вытяжных термометров. Минимальные и максимальные термометры на поверхности почвы и растительного покрова размещаются для определения его термического сопротивления и влияния на температурный режим пород. Температура поверхности под снегом и температура снежного покрова по разрезу измеряется термометрами сопротивления (АМ-29-М) или термисторными косами, закрепленными на снегомерной рейке через 0,1 м по вертикали, начиная от поверхности растительного напочвенного покрова.

Для изучения температурного режима пород в пределах участка режимных наблюдений сооружается поперечник из 3—5 термометрических скважин. Минимально одна из них должна иметь глубину, превышающую мощность слоя годовых теплооборотов (10—25 м), а остальные — 3—5 м.

Скважины оборудуются наблюдательными (термометрическими) трубами из пластмассы диаметром не менее 40 мм, которые снизу герметизируются. Затрубное пространство скважин заполняется грунтом, извлеченным при бурении. Термометрические трубы должны возвышаться над поверхностью земли на 1—1,5 м (т.е. выше максимально возможной мощности снежного покрова) и защищаться от повреждений стальной трубой большего диаметра. Верхняя выступающая часть термометрической трубы и кондуктора помещаются в деревянный короб сечением не менее 0,5х0,5 м, заполненный пенопластовой крошкой с плотностью не более 50 кг/м³, или слабо разложившимся торфом плотностью до 150 кг/м³ — в качестве теплоизоляции. Для измерения температуры пород рекомендуется использовать автоматизированные системы наблюдений типа «Logger», позволяющие проводить измерения в течение длительного периода с любой заранее заданной периодичностью. Возможно также использование комплектов термисторных кос, более дешевых, но требующих присутствия оператора во время проведения работ.

На термометрическом поперечнике устанавливаются также снегомерные рейки и мерзлотомер Данилина (АМ-21). Измерение температуры пород в скважинах должно проводиться ежедекадно с точностью не менее 0,1—0,2°С. Замеры температур должны проводиться на следующих глубинах: 0,5; 1; 1,5; 2; 2,5; 3; 3,5; 4;

4,5; 5; 6; 7; 8; 9; 10; 12,5; 15; 17,5; 20; 25 м. Термисторные датчики, используемые для изготовления термокос, должны быть искусственно «состарены» в термошкафу нагреванием до температуры +100°C и оттарированы в термостате при температурах +20, +10, 0, -10, -20°C.

Глубина сезонного оттаивания {промерзания} определяется один раз в 10 дней одним из методов: по мерзлотомеру Данилина, щупом (металлическим стержнем длиной 2—2,5 м) или по термометрии в скважинах.

Влажность и плотность пород при организации режимных наблюдений определяются по керну скважин методом взвешивания, а в дальнейшем, при проведении режимных наблюдений, путем зондирования скважин радиационным влагомером ВПГР-1 и глубинным гамма-плотномером ППГР-1 [9]. Влажность и плотность грунтов сезонноталого — сезонномерзлого слоев (СТС-СМС) необходимо определять ежедекадно.

Изучение деформации поверхности производится методами повторной площадной мензульной съемки и нивелирования поверхности. Повторная мензульная съемка, осуществляемая в масштабе 1 : 500—1 : 1000, проводится 1 раз в 2—3 года для фиксирования всех изменений рельефа, произошедших за данный период.

Нивелирование поверхности проводится по заранее разбитым на местности профилям, крайние точки которых закреплены рейками, или по специальным маркам, размещенным в пределах развивающихся термокарстовых просадок и примыкающих к ним территорий. Нивелирование по профилям говорит о характере динамики просадок на наиболее характерных участках микро-рельефа и за более короткие, чем при мензульной съемке, периоды — повторное нивелирование проводится, как правило, 2—3 раза за летний сезон. Нивелирование марок позволяет получать информацию о динамике просадок в жестко привязанных на местности точках и дополняет картину, полученную при нивелировании профилей. Оперативный контроль за высотно-плановыми перемещениями марок возможен с использованием спутниковой навигационной системы GPS. Применение этого метода существенно упрощает и удешевляет проведение режимных инструментальных исследований, однако вследствие пока невысокой точности измерений он может использоваться как дополнительный и вспомогательный и главным образом — в случае активного протекания термокарста.

Наблюдения за термокарстовыми озерами включают в себя изучение изменения морфометрии озер, термического режима воды в озере, теплового режима и глубины оттаивания горных

пород под дном озера и на его берегах, динамики снегонакопления и свойств снежного покрова, мощности льда.

Наблюдение за изменением морфометрии озер может проводиться различными методами. Изменение планового очертания озер фиксируется посредством анализа аэрофотоматериалов разновременных залетов, повторной мензульной съемки и использования спутниковых навигационных систем. Первый метод наиболее удобен при изучении крупных озер с поперечниками более 500—600 м. Два других предпочтительнее применять для более мелких по площади водоемов. Для наблюдений за изменением глубины озер могут применяться методы промеров глубин (для сравнительно небольших озер) и ультразвуковой эхолотации (для крупных озер). Профили замеров закрепляются на берегах вешками. Их расположение и количество определяется в основном от титановых очертаний водоема, однако предпочтительнее взаимоперпендикулярное расположение, совпадающее с осевыми частями водоема.

Температурный режим водоема — распределение температуры воды по глубине — измеряется термисторными косами, смонтированными на штангах, закрепляемых в донных отложениях. В небольших водоемах концы датчиков при помощи удлинительного кабеля целесообразно выводить на берег, в противном случае они закрепляются на штанге и замеры в последующем выполняются с плавсредств. Интервалы расположения датчиков по глубине зависят от глубины озера и особенностей температурной стратификации водной толщи. В среднем устанавливается 5—10 датчиков по глубине.

Изучение влияния термокарстовых водоемов на подстилающие многолетнемерзлые породы проводится с помощью термометрии по скважинам, оборудованным на поперечнике, проходящем через озеро. Такой поперечник должен начинаться на термоабразионном берегу озера на расстоянии 20—50 м от него и заканчиваться на аккумулятивном берегу. Количество скважин на акватории озера должно определяться профилем дна озера, с тем чтобы охарактеризовать его основные батиметрические элементы. Бурение термометрических скважин осуществляется со льда. Скважины оборудуются термотрубами. Замеры температуры по скважинам необходимо проводить в летнее время еженедельно, в зимнее — ежемесячно. Зимой на поперечнике скважин выполняются снегомерные исследования с определением высоты и плотности снега. При невозможности проведения снегомерных работ с указанной частотой необходимо получение профиля снегораспределения на момент максимальной мощности снега: эта величина, как правило, заложена в расчетные формулы.

На термокарстовых озерах должно проводиться также *изучение состава и свойств* донных отложений. С этой целью посредством зимнего бурения со льда отбираются пробы донных отложений. Для донных образцов грунта определяют, помимо основных водно-физических свойств, коэффициент фильтрации, видовой состав и степень разложения — для органогенных отложений (торфа).

Камеральная обработка материалов исследований заключается в основном в обработке данных режимных наблюдений за сезонным оттаиванием и промерзанием пород, динамикой температурного поля и многолетнего оттаивания пород, развитием термокарстовых просадок. Она проводится ежегодно. Сведения о погодных условиях года берут по результатам метеонаблюдений на ближайшей метеостанции. Основные климатические параметры (температура воздуха, составляющие радиационного баланса, количество осадков и др.) сводятся в таблицы, включающие следующие рубрики: а) средние суточные величины; б) средние за пятидневку срочные и суточные величины; в) средние за месяц срочные и суточные величины [7].

Результаты снегомерных работ представляют в виде таблицы, в которой указывают наименование участка с его привязкой, номер снегомерной рейки, элемент рельефа и соответствующие им мощности и плотности снежного покрова по срокам наблюдений. По каждому пункту наблюдений представляют график изменения высоты снежного покрова в холодный период года, а также в период его таяния весной. Результаты снегомерных съемок и наблюдений по рейкам выносятся на топографический поперечник в масштабе горизонтальном 1 : 1000 и вертикальном 1 : 100.

Результаты наблюдений за температуропроводностью растительного покрова, необходимые для расчета его влияния на среднегодовую температуру пород на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания), оформляются в виде таблицы, пример заполнения которой приводится (табл. 10.4).

Материалы наблюдения за характером изменения влажности и плотности грунтов также оформляют в виде таблицы.

Результаты измерения температур в скважинах записываются в журнал термометрических наблюдений, где фиксируются элемент рельефа, на котором расположена скважина, характер растительного покрова, дата наблюдений и полученные отсчеты (см. пример — табл. 10.5).

Расчет температуры грунта производится непосредственно на точке наблюдения (при помощи инженерного микрокалькулятора), чтобы исключить возможность случайной грубой ошибки при считывании и записи отсчетов.

Таблица 10.4

**Исходные данные для расчета температуропроводности напочвенного покрова.
Участок «Гутаул». Мох сфагновый мощностью 0,15 м**

Место замеров температуры	Термометр	Показания термометров и суточная амплитуда, °С						Среднее значение амплитуды, °С
		26-27 августа	ампли-туда	27-28 августа	ампли-туда	28-29 августа	ампли-туда	
На поверхности растительного покрова	мин	-4,0	22	2,5	14,5	-5,0	21,4	20,0
	макс	18,0		17		16,4		
На поверхности почвы	мин	5,0	7	4,5	1,5	4,0	7,2	4,9
	макс	12,0		6,0		11,2		

Таблица 10.5

Температурные наблюдения в скважине.
Участок «Мульмуга». Скважина 2/284. Водораздельная поверхность.
Лиственничник сфагново-зеленомошный, заболоченный

Дата замера 11.04.2001

Глубина, м	Номер термистора	Формула расчета температуры	счет R, Ом/м	Температура грунта, °С
0,5	15	$t = \frac{10000}{9,68 \lg R + 1,829} - 273,16$	4075	-1,2
1	21	$t = \frac{10000}{9,795 \lg R + 1,577} - 273,16$	3971	-1,6
и т.д. 1,5-9				
10	18	$t = \frac{10000}{9,8796 \lg R + 1,312} - 273,16$	3753	-0,1

В дальнейшем результаты измерения температур в скважинах сводятся в таблицы для каждой скважины. В заголовках столбцов указывают даты измерений, а в заголовках строк — глубины. Измеренные величины записывают в столбцах. В двух последних строках указывают мощность и плотность снега. Рассчитывают средние за годовой период температуры и амплитуды колебаний температуры грунта для каждой глубины.

Результаты измерений глубин оттаивания за летний период и промерзания — за зимний представляют в виде графиков (рис. 10.8). По горизонтальной оси откладывается время от начала промерзания (оттаивания) до его завершения, по вертикальной оси вниз откладываются глубина промерзания (оттаивания) и ее доля в процентах от максимального значения.

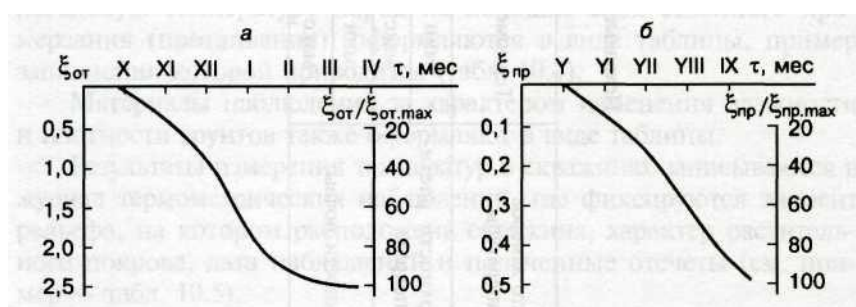


Рис. 10.8. Графики промерзания фута по скважине 3/284 за 1997—1998 гг. (а) и оттаивания грунта по скважине 2/185 за 1999 г. (б). Слева по оси ординат — глубина оттаивания (промерзания) в м, справа — глубина оттаивания (промерзания) в процентах от максимальной

При обработке материалов по температурному режиму грунтов дополнительно представляют разрезы скважин с детальной характеристикой криогенного строения грунтов, их объемной влажности (льдистости) и плотности скелета грунта (рис. 10.9).

Результаты определения термокарстовых осадок поверхности, проводимые посредством повторного нивелирования, представляют в виде журналов нивелирования и совмещенных поперечных и продольных профилей, на которых показывают линии поверхности по данным разновременного нивелирования, а также величину осадка поверхности как разность соответствующих отметок на поперечнике.

По данным повторных мензульных съемок составляются плановые схемы развития термокарстовых просадок как за ближайшие 2—3 года, так и за весь период наблюдений.

Прогноз развития термокарста. На основе полевого изучения термокарста и материалов камеральной обработки результатов наблюдений проводится прогнозная оценка термокарста по следующей схеме [1].

1. По данным проведенного инженерно-геокриологического картирования выделяются участки с различным строением многолетнемерзлых пород (ММП) в разрезе и с различной глубиной залегания сильнольдистых ММП ($i > 0,6$) и мономинеральных залежеобразующих льдов. По данным аэрофотосъемки (АФС) и полевым наблюдениям устанавливаются причины и время возникновения термокарста, выявляются стадии развития различных, обусловленных этим процессом форм микрорельефа.

2. Прогнозируются изменения температурного режима ММП и глубин их сезонного или многолетнего оттаивания, исходя из динамики климата и нарушений природных условий при строительстве.

3. При сопоставлении глубины залегания сильнольдистых пород и льда с прогнозируемой глубиной их сезонного оттаивания определяются участки, потенциально опасные с учетом возможности развития термокарста. Для тех участков, где прогнозируется смена знака среднегодовой температуры поверхности почвы, возможность развития термокарста определяется также соотношением глубины многолетнего оттаивания и глубины залегания сильнольдистых толщ. Качественная оценка динамики термокарста, формы его проявления возможны на основе изучения тенденции изменения среднегодовой температуры пород, которая определяется характером изменения условий теплообмена при освоении территории, по аналогии с наблюдаемыми формами термокарста в конкретных геокриологических и геоморфологических условиях.

Возможность развития многолетнего оттаивания грунтов и термокарста на участках локальных нарушений поверхностных условий может быть оценена по методике Ю.Л. Шура (1988). По этой методике влияние простейших техногенных нарушений на возможность развития термокарста оценивают на основе анализа критических (т.е. таких, при которых среднегодовая температура грунтов становится равной 0°C) мощностей снега и глубин водоемов.

Критическая мощность снега может быть определена различными способами. Наиболее просто ее можно отыскать исходя из того, что при среднегодовой температуре грунта 0°C глубина сезонного оттаивания $\xi_{\text{от}}$ равна глубине сезонного промерзания $\xi_{\text{пр}}$. При $t_{\xi} = 0$

$$\xi_{\text{от}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{T}}\Omega_{\text{T}}}{Q_{\text{ф}}} + (R_{\text{T}}\lambda_{\text{T}})^2} - R_{\text{T}}\lambda_{\text{T}}, \quad (10.23)$$

аналогично

$$\xi_{\text{пр}} = 1,2 \left(\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{M}}|\Omega_{\text{X}}|}{Q_{\text{ф}}} + (R_{\text{X}}\lambda_{\text{M}})^2} - R_{\text{X}}\lambda_{\text{M}} \right), \quad (10.24)$$

где λ_{T} , λ_{M} — коэффициенты теплопроводности соответственно талого и мерзлого грунтов, $\text{ккал}/(\text{м} \cdot \text{ч} \cdot ^{\circ}\text{C})$; $Q_{\text{ф}}$ — теплота фазовых переходов воды, $\text{ккал}/\text{м}^3$; Ω_{T} , Ω_{X} — сумма градусочасов соответственно теплого и холодного периодов; R_{T} — термическое сопротивление изоляции на поверхности почвы в теплый период, $\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot ^{\circ}\text{C}/\text{ккал}$, складывающееся из термического сопротивления искусственной изоляции, если она имеется, $R_{\text{из}}$, и термического сопротивления напочвенной растительности в летний период $R_{\text{л}}$; R_{X} — термическое сопротивление изоляции на поверхности почвы в холодный период, $\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot ^{\circ}\text{C}/\text{ккал}$, складывающееся из термического сопротивления искусственной изоляции, если она имеется, $R_{\text{из}}$, термического сопротивления напочвенной растительности в зимний период $R_{\text{з}}$ и термического сопротивления снежного покрова $R_{\text{сн}}$.

Коэффициент 1,2 в формуле (10.24), введенный А.В. Павловым, осредненно учитывает влияние накопления снежного покрова и изменения его свойств во времени.

Решая уравнения (10.23) и (10.24) относительно R_{X} , получим значение критического термического сопротивления изоляции в холодный период:

$$R_{\text{X}}^{\text{кр}} = R_{\text{из}} + R_{\text{з}} + R_{\text{сн}}^{\text{кр}} = \frac{0,6}{\lambda_{\text{M}}\xi_{\text{от}}} \left(\frac{2\lambda_{\text{M}}|\Omega_{\text{X}}|}{Q_{\text{ф}}} - \frac{1}{1,44}\xi_{\text{от}}^2 \right). \quad (10.25)$$

При отсутствии искусственной теплоизоляции и удалении напочвенной растительности, когда $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}}$, формула для определения критической мощности снега приобретает вид:

$$h_{\text{сн}}^{\text{кр}} = \frac{0,6 \lambda_{\text{сн}}}{\lambda_{\text{м}} \xi_{\text{от}}} \left(\frac{2 \lambda_{\text{м}} |\Omega_{\text{х}}|}{Q_{\text{ф}}} - \frac{1}{1,44} \xi_{\text{от}}^2 \right). \quad (10.26)$$

Критическая глубина водоема определяется по методике В.А. Кудрявцева по формуле (10.27). Для того чтобы добиться единообразия в исходных данных, необходимых для расчетов, параметры t_{max} и t_{min} в формуле (10.27) выражают через сумму градусочасов, среднегодовую температуру поверхности водоема $t_{\text{п.вод}}$ и продолжительность летнего периода $\tau_{\text{л}}$:

$$H_{\text{кр}} = H_{\text{max}} \frac{4 \tau_{\text{л}} |t_{\text{п.вод}}|}{4 \tau_{\text{л}} |t_{\text{п.вод}}| + \pi \Omega_{\text{т}}}. \quad (10.27)$$

При приближенных расчетах среднегодовую температуру поверхности водоема $t_{\text{п.вод}}$ допускается определять без учета испарения, турбулентного теплообмена и радиационного баланса, аналогично определению среднегодовой температуры поверхности грунта, лишенного растительного покрова. В том случае, когда коэффициенты теплопроводности грунта сезонного слоя в талом и мерзлом состояниях существенно различаются, при расчетах $H_{\text{кр}}$ необходимо учитывать величину температурной подвижки Δt_{λ} . При этом значение $H_{\text{кр}}$, определенное по формуле (10.27), умножается на коэффициент $1 + \frac{\Delta t_{\lambda}}{t_{\text{в}}}$ ($t_{\text{в}}$ — среднегодовая температура воздуха).

При увеличении глубины оттаивания грунта от первоначального естественного значения $\xi_{\text{от}}^{\text{ест}}$ — до некоторого нового $\xi_{\text{от}}^{\text{н}}$ происходит оттаивание верхнего слоя ММП на величину $\Delta \xi = \xi_{\text{от}}^{\text{н}} - \xi_{\text{от}}^{\text{ест}}$. Величина осадки поверхности в первый год составит:

$$s_1 = \Delta \xi \varepsilon, \quad (10.28)$$

где ε — относительная осадка грунта при оттаивании.

Во второй и последующие годы сезонное оттаивание грунта происходит от новой поверхности осевшего и уплотнившегося грунта. Суммарная осадка поверхности грунта через n лет после увеличения глубины сезонного оттаивания составит:

$$s_n = \frac{\Delta \xi \varepsilon (1 - \varepsilon^n)}{1 - \varepsilon}. \quad (10.29)$$

Член ε^n быстро убывает и фактически равен нулю при $n = 5$. Таким образом, максимальная осадка поверхности грунта будет равна:

$$s = \frac{\Delta \xi \varepsilon}{1 - \varepsilon}. \quad (10.30)$$

Как следует из формулы (10.30), глубина просадочного понижения существенно зависит от величины относительной осадки грунта при оттаивании. Наиболее точно ε может быть определена по результатам полевых испытаний оттаивания грунтов горячим штампом. Для ориентировочных оценок величины относительной осадки грунтов слоисто-сетчатой текстуры допускается использовать расчетную формулу [12]:

$$\varepsilon = \frac{1,1W_c - W_c^k - 0,1W_{нз}}{\rho_w/\rho_s + W_c}, \quad (10.31)$$

где W_c — суммарная влажность мерзлого грунта, доли единицы; $W_{нз}$ — влажность мерзлого грунта за счет незамерзшей воды, доли единицы; W_c^k — конечная влажность оттаявшего и уплотненного грунта, доли единицы; при отсутствии данных можно принять $W_c^k = W_m$ (W_m — влажность грунта, расположенного между ледяными прослоями; $W_m \approx W_p + 0,03$, где W_p — влажность на границе раскатывания); ρ_w — плотность воды, кг/см³; ρ_s — плотность минеральных частиц, кг/см³.

При прогнозе термокарста принимается, что сформировавшееся понижение независимо от его размеров в плане полностью заполняется снегом или водой. В первом случае в пределах понижения толщина снежного покрова равна сумме глубины западины s и мощности снега в естественных условиях $h_{сн}$. Таким образом, возможность перехода среднегодовой температуры грунта через 0°C и начала прогрессирующего оттаивания грунта определяется из соотношений:

$$s + h_{сн} \geq h_{сн}^{кр} \text{ — если сформировавшаяся западина} \\ \text{заполнена снегом;} \quad (10.32)$$

$$s \geq H_{кр} \text{ — если сформировавшаяся западина} \\ \text{заполнена водой.} \quad (10.33)$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Геокриологические опасности / Под ред. Л.С. Гарагули, Э.Д. Ершова. М.: Издательская фирма «Крук», 2000. С. 54—61; 66—73.
2. Гречищев С.Е. Методические рекомендации по прогнозу морозобоины растрескивания грунтов. М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1972. 37 с.
3. Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980. 389 с.
4. Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 213 с.
5. Лапшин В.Я. и др. Рекомендации по определению морозной пучинистости грунтов оснований зданий и сооружений. Свердловск, 1979.

6. Методические рекомендации по стационарному изучению криогенных физико-геологических процессов / Под ред. СЕ. Гречищева, В.Л. Невечери. М.: ВСЕГИНГЕО, 1979. 32 с.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч. I, 224 с; вып. 3, ч. II, 362 с; вып. 3, ч. III, 174 с. Л.: Гидрометеиздат, 1969.
8. Общее мерзлотоведение (геокриология) / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1978. 464 с.
9. Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, инженерно-геофизических и эколого-геологических исследований / Под ред. В.А. Королева, Г.И. Гордеевой, С.О. Гриневского, В.А. Богословского. М.: Изд-во МГУ, 2000. 352 с.
10. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. 215 с.
11. Руководство по определению физических, теплофизических и механических характеристик мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 1979. 191 с.
12. Руководство по проектированию оснований и фундаментов на вечномерзлых грунтах. М.: Стройиздат, 1980. 303 с.
13. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, 1988. 210 с.
14. Mackay J.R., Burn C.R. The first 20 years (1978-1979 to 1998-1999) of ice wedge growth at the Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast, Canada // Canad. J. Earth Sci. 2002. Vol. 39, N 1, P. 95-111.

ГЛАВА 11

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРМОГИДРОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

11.1. Термоабразия

Термоабразией называется комплекс процессов разрушения берегов водоемов, сложенных рыхлыми льдистыми многолетне-мерзлыми породами, при ведущем совместном воздействии механической и тепловой энергии водных масс. Образующиеся при этом субвертикальные обрывы имеют высоту до 30—50 м и более. Механизм термоабразионной переработки берегов водоемов заключается в механическом воздействии волн и термическом воздействии на них водных масс, в результате которых в их основании возникают глубокие ниши, напоминающие гроты. Со временем края ниш обваливаются блоками поперечником до нескольких десятков метров. Вследствие того, что воды вблизи берегов летом имеют положительную температуру, под их теп-

ляющим влиянием происходит развитие подводного термокарста и углубление дна водоемов. При значительной льдистости многолетнемерзлых пород, особенно если последние содержат залежи подземных льдов, осадка водоема в течение длительного времени не дает образовываться береговой отмели, способствуя активному протеканию термоабразии. Важным фактором денудации на термоабразионных обрывах является также оттаивание мерзлых пород под действием инсоляции. Средняя скорость отступления термоабразионных берегов морей колеблется от 2—4 до 6—7 м/год, а в отдельные годы при благоприятных условиях она может достигать 50—100 м/год [1]. В соответствии с палеореконструкциями, скорость отступления берегов в пределах современного шельфа морей Лаптева и Восточно-Сибирского в послеледниковье составляла около 1,2 км/год. Правда, этот процесс проходил на фоне повышения уровня океана, эффект которого равнозначен углублению дна термокарстовыми процессами.

Наблюдения на п-ове Ямал свидетельствуют о том, что в настоящее время термоабразионное разрушение суши протекает со скоростью до 3 м/год, разрушая постройки и осложняя проблему планирования размещения объектов промышленно-гражданского комплекса. С другой стороны, высокие скорости термоабразии обуславливают необходимость организации режимных наблюдений за динамикой этого процесса.

Наблюдения за термоабразией берегов проводятся с целью:

- изучения механизма развития процесса, его связи с основными факторами природной среды, влияющими на скорость протекания термоабразии;

- мониторинга разрушения берегов в пределах производственно-территориальных комплексов, образованных искусственными (инженерными) сооружениями (плотинами, дамбами, портовыми комплексами и др.), для контроля за их устойчивостью;

- разработки предложений по укреплению берегов и контролю за эффективностью защитных мероприятий.

Полевое изучение термоабразии в зависимости от детальности и стоящих конкретных задач можно подразделить на три направления.

1. Обзорное изучение термоабразии для характеристики разрушения берегов на большом протяжении. Главное внимание при этом обращается на установление общих закономерностей развития термоабразии в связи с изменчивостью типов берегов, их положением и относительно летних и преобладающих ветров, составом и льдистостью отложений прибрежной зоны, температурным режимом и другими характеристиками многолетнемерзлых пород.

2. Среднемасштабное изучение термоэрозии с целью типизации территории по особенностям проявления термоэрозии, а также для выбора участков детальных режимных наблюдений.

3. Детальное изучение разрушения берегов на участках режимных наблюдений. Проведение комплексных детальных наблюдений за термоабразией.

Разработка каждого из трех направлений должна проводиться на основе материалов инженерно-геокриологической съемки.

Обзорное изучение термоабразии проводится при инженерно-геокриологических исследованиях в масштабе 1 : 200 000—1 : 500 000 в соответствии с предъявляемыми к этому масштабу требованиями. Режимные наблюдения за скоростью размыва берегов при таком масштабе выполняются по материалам повторных аэрофото- и аэрокосмических съемок, а также с использованием карт очертаний побережья, построенных с помощью системы глобального позиционирования Global Positioning System (GPS) — спутниковой навигационной системы, разработанной в США. Передаваемая со специальных спутников информация предоставляет абонентам с GPS-навигаторами возможность точного определения своего местоположения на земной поверхности. Имея расстояние до четырех или более спутников, приемник может также определить и высоту над уровнем моря. Картосоставительские работы наиболее целесообразно проводить с использованием компьютерных картографических систем, чаще всего встраиваемых непосредственно в GPS-приемники. Они позволяют получать информацию о местоположении ориентиров в графическом виде на экране прибора непосредственно на детальной карте местности, что повышает удобство использования GPS-систем и открывает широкие возможности редактирования картографического изображения. Последнее особенно важно для фиксирования быстро протекающих экзогенных геологических процессов.

Среднемасштабное изучение термоабразии проводится при инженерно-геокриологических исследованиях берегов в масштабе 1 : 25 000—1 : 50 000. На инженерно-геокриологической карте характеризуются также типы берегов и экзогенные геологические процессы побережья, образующие парагенетические связи с термоабразией: солифлюкция, термоэрозия, термокарст и др.

В береговой зоне производятся периодические (1—2 раза за теплый период года) измерения на закрепленных и провешенных створах. По результатам исследований выделяются участки для проведения стационарных режимных наблюдений, которые располагаются как в пределах поверхности с типичными комплексами природных условий и типов берегов, так и в районах расположения гидротехнических объектов и других инженерных сооружений.

Детальные наблюдения за термоабразией на участках режимных наблюдений проводятся в ходе крупномасштабных инженерно-геокриологических исследований и отображаются на картах и планах масштабов 1 : 5000—1 : 500 и крупнее, составленных на основе мензульной съемки. Особое внимание при этом уделяется криолитологической характеристике пород береговой зоны, так как состав и льдистость пород главным образом определяют термоабразионную устойчивость берегов. Установлено, что наименее устойчивы к размыву мерзлые льдистые пески, наиболее — глины. Промежуточное положение между ними занимают породы алевроитового состава — наиболее широко распространенные в криолитозоне. С составом пород тесно связано и образование береговой отмели, в пределах которой гасится кинетическая энергия волн. Для образования береговой отмели наиболее благоприятны породы песчаного или грубообломочного состава. Породы с большим содержанием глинистых частиц легко взмучиваются и относятся в результате волноприбойной деятельности от береговых уступов, что способствует активному развитию термоабразии в течение длительного периода времени. В соответствии с важной ролью береговой отмели в динамике термоабразии на картах и планах участков детальных наблюдений должны отражаться морфология этих образований и рельеф прибрежных участков дна. Последний наиболее целесообразно изучать с помощью ультразвуковой локации, но на ограниченных по площади участках, например вблизи гидротехнических сооружений, возможны и прямые промеры с плавсредств.

На картографических материалах участка детальных режимных наблюдений оконтуривают залежи жильного, пластового, термокарстово-пещерного и других льдов как наиболее легко размываемые участки побережья.

Участок детальных режимных наблюдений должен быть достаточно протяженным, чтобы характеризовать особенности разрушения берегов того или иного типа. Для берегов озер и водохранилищ наиболее предпочтительная длина одного участка составляет 250—500 м, для морского побережья — 500—1000 м.

На участках детальных режимных наблюдений производится изучение:

- процессов и скорости разрушения берегов;
- сезонного оттаивания (промерзания) пород;
- температурного поля пород береговой полосы, берегового склона и береговой отмели;
- геокриологических процессов и явлений, парагенетически связанных с термоабразией.

Для изучения скорости термоабразионного разрушения берегов организуется наблюдательная сеть. Ее основу составляют опорные линии (по одной на каждом участке), расположенные вдоль береговой линии, в 50—200 м от нее. Удаление от береговой линии определяется индивидуально для каждого участка в зависимости от предполагаемой скорости термоабразии или сложности инженерно-геокриологической обстановки (состава пород, их льдистости, степени развития залежеобразующих льдов и др.). Длина опорной линии 150—1000 м. На ней оборудуют 2—3 невыпучивающихся репера. Между реперами на поверхности через 40—50 м закрепляются марки 0,2 x 0,2 x 0,005 м со штырем длиной 0,2 м, приваренным к ним снизу по центру. Через эти марки по нормали к бровкам обрыва или урезу воды разбиваются поперечники, закрепленные на местности вешками или также марками. Расстояние между вешками створа — 10 м, а в десятиметровой приборочной зоне — 1—2 м. Вешки (марки) нумеруются с указанием номера поперечника и номера рейки. Положения опорной линии, линий поперечников и вешек привязываются к мензольному плану местности. Скорость разрушения берегов определяется по положению бровки обрыва и береговой линии относительно ближайшей к ним вешкам. По мере отступления береговых уступов производится дополнительная, через 1—2 м, разметка следующего десятиметрового отрезка поперечника. Для изучения особенностей размыва пород и осадконакопления поперечные створы должны быть продолжены под зеркалом воды. Для этого положение крайних 10 вешек фиксируются буями.

Наблюдения за развитием термоабразии включают в себя [3]: измерение расстояний от бровки берегового уступа до ближайшей рейки и определение расстояния до опорной линии (производится два раза в месяц); нивелирование профилей берегового уступа от обрыва до уреза воды, выполняемое по линиям поперечников (с периодичностью один раз в месяц); промеры глубины водоема через 10 м у закрепленных для этих целей буев (проводят два раза в год — осенью, перед ледоставом, и весной, после схода льда).

Изучение сезонного оттаивания (промерзания) пород на участках детальных режимных наблюдений заключается в выполнении замеров глубины СТС — СМС в точках, расположенных у вешек (или марок), с периодичностью один раз в декаду.

Изучение температурного поля пород производится в оборудованных термотрубами скважинах глубиной 10—15 м. Скважины первого профиля располагаются на опорной линии, у реперов. Второй профиль сооружается по одному из поперечников, проходящему через зону наиболее активного разрушения берега. Расстояние между термометрическими скважинами на поперечнике —

20 м, при необходимости уточнения вида и параметров температурного поля оно может быть сокращено до 10 м. На отрезке поперечника, соответствующем береговому склону по термоабразионному уступу термометрические скважины располагаются с интервалом 5—10 м. В пределах акватории на отмелях расстояние между скважинами может составлять от 10 до 50 м и более, в зависимости от протяженности отмели. В любом случае поперечник прокладывается от берега по отмели до точки с глубиной дна не менее 2—2,5 м. На поверхности суши термометрические скважины оборудуются термотрубами, позволяющими в случае необходимости извлекать косу термодатчиков, в пределах акватории в скважинах после бурения устанавливают постоянные термокосы с выводами по дну водоема на берег. Такая схема позволяет избежать разрушения конструкции во время подвижек льда. Следует отметить, что помимо двух обязательных термометрических профилей при большой (более 100—150 м) протяженности термоабразионного обрыва на участке оборудуются дополнительные поперечники, так чтобы расстояние между ними не превышало 150—200 м. В пределах участков со сложным инженерно-геокриологическим и ландшафтным строением одиночные термометрические скважины размещаются также в пределах основных выделов на инженерно-геокриологической карте. Периодичность измерения температуры пород в скважинах должна быть не менее двух раз в месяц.

При бурении термометрических скважин определяются *основные водно-физические свойства* грунтов: плотность и льдистость (влажность), консистенция и др. Пробы на влажность отбираются в пределах сезонноталого (сезонномерзлого) слоя через 0,1 м, в многолетнемерзлых породах — через 0,2 м, но так, чтобы охарактеризовать все литологические разности.

Снегомерные съемки производятся по закрепленным на плане (карте) вешками поперечникам. Кроме того, прокладываются дополнительные снегомерные профили вдоль береговой линии, подножия термоабразионного уступа и на пляже. На профилях высота снежного покрова определяется через 10 м, а плотность — через 20—50 м в зависимости от условий снегонакопления (перераспределения снега). Полный комплекс снегомерных наблюдений выполняется один раз в месяц. Наблюдения по снегомерным рейкам (их роль выполняют вешки поперечных створов) производятся один раз в декаду.

На участке детальных режимных наблюдений производится также *изучение синхронно парагенетических* [4], т.е. относительно независимых друг от друга по основной причине образования, *процессов и явлений*. Для термоабразии это часто развивающиеся

на побережье водоемов в криолитозоне термокарст, термоэрозия, солифлюкция. Наблюдения за этими процессами должны проводиться в соответствии с рекомендациями, рассмотренными И.Д. Даниловым в работе [1] и соответствующих разделах данной работы.

В подножиях термоабразионных уступов в северной криолитозоне, особенно на арктическом побережье, в течение длительного периода теплого времени года возможно существование снежников. Наблюдения за этими образованиями, применительно к изучению термоабразии, должно быть направлено на установление их влияния на устойчивость склонов. При полевом изучении снежников определяется баланс прихода и расхода грунтовых масс на площади, занятой снежниками, — задача решается посредством повторной мензульной съемки масштаба 1 : 200—1 : 500 площади, занятой снежником. Эта съемка производится ежегодно летом, после завершения таяния снежника. Определение баланса прихода и расхода пород под снежником проводится из сравнения мензульных планов рельефа поверхности за соответствующие периоды времени (минимально за один год). На снежниках выполняются также исследования температурного режима пород, динамики их сезонного оттаивания в соответствии с принятой в данной работе методикой. Особое внимание уделяется динамике снегонакопления, изучаемой посредством снегомерной съемки.

Поскольку влияние волноприбойной деятельности на термоабразию в значительной степени ослабляется существованием ледового покрова, на участках режимных наблюдений должно быть организовано изучение режима установления и схода ледового покрова, динамики толщины льда, подвижек и торошения ледовых полей в прибрежной зоне, воздействия ледового покрова на термоабразионные берега.

Вслед за затуханием термоабразии и выполаживанием термоабразионного уступа начинается зарастание поверхности. Зарастание поверхности способствует как затуханию солифлюкции и термоэрозионного размыва пород, так и замедлению термоденудационных процессов на склоне в целом. Наблюдения за растительностью включают в себя изучение и картирование на мензульных топографических планах видов растительного покрова и его динамики во времени с характеристикой доминирующих растений и степени проекционного покрытия поверхности, а также глубины проникновения и сплошности корневой системы растений. Эти работы проводятся один раз в течение летнего сезона.

Камеральная обработка материалов исследований. Результаты полевого изучения термоабразии должны быть оформлены в виде паспорта на каждый участок режимных наблюдений. В состав

паспорта должны входить: адрес с подробным описанием участка, иллюстрированным фотоснимками, топографические, геоморфологические и инженерно-геологические карты и планы, инженерно-геокриологические и снегомерные профили по опорным линиям и наблюдательным поперечникам, таблицы с результатами промеров и нивелирования, температуры пород в скважинах, глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород, данные лабораторных анализов и определений.

На инженерно-геокриологических картах и планах должны быть особо отражены протяженность и угол наклона береговой отмели, ширина пляжа, угол берегового склона, высота термоабразийного обрыва, парагенетические процессы и явления.

При анализе и сравнении разновременных материалов изучения термоабразии определяются скорость отступления берега и объем размытых и снесенных пород.

Лабораторные исследования служат для изучения свойств пород, влияющих на развитие термоабразии. В лабораторных условиях определяются угол естественного откоса талых грунтов, угол внутреннего трения грунтов береговой отмели в водонасыщенном состоянии, скорость размокания пород, длительная прочность многолетнемерзлых пород берегового склона в ненарушенном отложении.

Пробы пород для лабораторных анализов должны характеризовать все литологические разновидности грунтов не менее чем с 5—10-кратной повторностью определений.

11.2. Термозрозия

Термозрозией называется разрушение оттаивающих многолетне- и сезонномерзлых горных пород механической, тепловой и химической энергией водных потоков. Термозрозия является одним из ведущих термогидрогенных процессов рельефообразования, который в значительной степени определяет морфоскульптурный облик равнинных, сложенных с поверхности мощной толщей рыхлых отложений, районов криолитозоны, особенно в регионах интенсивного хозяйственного освоения. Многочисленные натурные наблюдения свидетельствуют о том, что скорость развития эрозионных образований в криолитозоне особенно высока и может достигать 100—150 и более метров в год.

Различают три основных вида термозрозии: бороздчатую, овражную и речную.

При *бороздчатой термозрозии* сравнительно однородные по микрорельефу склоны покрываются системой часто расположенных неглубоких (до 1—1,5 м) промоин. Эти промоины формируются

в слое сезонного оттаивания. Наиболее часто бороздчатая термоэрозия поражает железнодорожные и шоссейные грунтовые насыпи, а также откосы выемок. При этом выносимый размывом дисперсный материал заносит водоотводные сооружения, что выводит из строя систему дренажа. Временные водотоки, формирующие бороздчатый размыв, отличаются небольшой энергией и кратким периодом существования (обычно до 1 суток). Они связаны только непосредственно с периодом выпадения дождей, но обычно характеризуются частой повторяемостью. Промоины-борозды отличаются V-образным поперечным профилем и не имеют разработанного продольного профиля.

В случае *овражной эрозии*, развивающейся преимущественно в тальвегах рельефа, размыву подвергаются более глубокие горизонты, в том числе и многолетнемерзлые толщи, часто содержащие залежи подземного льда. Образования овражной термоэрозии имеют более или менее значительные водосборные поверхности, вследствие чего водный поток в них может существовать сравнительно долгое время — несколько суток и более и формироваться не только атмосферными осадками, но также поверхностными и грунтовыми водами (водами СТС). В развитии продольного профиля оврагов выделяются четыре основные стадии: *первая* — промоина V-образной формы глубиной от 0,3 до 2—5 м; *вторая* — овраг, также V-образного сечения, в вершине которого образуется обрыв высотой от 1—2 до 10 м и более; *третья* — овраг с разработанным дном, профиль которого близок к «профилю равновесия», с системой растущих боковых отвержек; *четвертая* — балка-овраг, в котором после достижения «профиля равновесия» постепенно затухает донная эрозия и происходит выполаживание склонов процессами поверхностного смыва, солифлюкции, оползания и др. Поперечный профиль здесь постепенно приобретает U-образную форму.

Речная термоэрозия проявляется в боковом подмыве аллювиальных террас или коренных уступов, сложенных многолетнемерзлыми породами. Особенности ее развития в основных чертах сходны с размывом берегов водоемов.

Термоэрозия возникает в природной обстановке при частичном или полном разрушении растительного покрова под влиянием естественных причин (морозобойного трещинообразования, солифлюкционных сплывов, пожаров естественного происхождения и др.) или техногенеза (по автотракторным колеям, линиям разведочных шурфов и скважин, при пожарах, вызванных человеком). Кроме того, толчком к возникновению термоэрозионного размыва часто служит обусловленное влиянием инженерных сооружений изменение условий поверхностного стока, его концентрация

в определенных местах (например, вдоль основания насыпей автомобильных и железных дорог). Необходимым условием возникновения термоэрозии является такое концентрирование поверхностного стока в областях развития многолетнемерзлых пород, которое превышает их устойчивость к размыву.

Для многолетнемерзлых пород интенсивность размыва увеличивается (а устойчивость к размыву соответственно снижается) с уменьшением дисперсности пород и их плотности, а также с увеличением льдистости и засоленности пород.

Коренное изменение структурных связей многолетнемерзлых пород при оттаивании существенно меняет и их устойчивость к размыву. Исходя из особенностей и соотношения оттаивания и размывания ММП, выделяются (Ершов, 1982): *мерзлоэрозионный размыв*, т.е. размыв непосредственно мерзлых пород без их предварительного оттаивания; *предельно-термоэрозионный размыв*, когда оттаивающие породы, не успев восстановить структурные связи, сносятся с поверхности мерзлого массива водным потоком; этот тип размыва является термоэрозионным, так как размываются породы посткриогенной структуры с малой механической прочностью. В случае если оттаявшие породы восстановили структурные связи, происходит их эрозионный размыв, характеризующийся общим снижением интенсивности по сравнению с термоэрозионным.

На территории криолитозоны возникновение и развитие термоэрозии определяются целым комплексом геолого-географических факторов: климатом, характером растительного покрова, геологическим строением, геоморфологическими и геокриологическими условиями. Наиболее благоприятные условия для возникновения термоэрозии существуют в регионах с умеренно расчлененным холмисто-равнинным рельефом при уклонах поверхности около 5°. Как правило, для таких территорий характерна и большая мощность толщи рыхлых дисперсных отложений, в талом состоянии легко- или среднеразмываемых. Геокриологические условия оказывают влияние на термоэрозию через среднегодовые температуры ММП, глубину и скорость сезонного оттаивания пород. Наиболее термоэрозионно опасны высокотемпературные ММП, слабо устойчивые к тепловым нагрузкам водного потока. Глубокое сезонное оттаивание также способствует развитию термоэрозии. Благоприятствует термоэрозии и близкое к поверхности положение горизонта надмерзлотных грунтовых вод. Наконец, для активизации термоэрозии следует отметить важную роль сопутствующих парагенетических процессов, таких, как солифлюкция на оголенных бортах промоин и оврагов, термокарст, сезонное пучение грунтов.

Необходимость изучения термоэрозии определяется большим влиянием этого процесса на инженерные сооружения и экологическую обстановку осваиваемых территорий. Цель изучения термоэрозии — определение скорости и масштабов разрушения многолетнемерзлых горных пород в различных природных условиях, оценка устойчивости территории к развитию термоэрозии, разработка профилактических мероприятий по предотвращению термоэрозии, а также выработка мероприятий по борьбе с термоэрозионным размывом пород.

Полевые методы изучения термоэрозии

Организации мониторинга за развитием термоэрозии предшествует этап выбора объектов для режимных наблюдений. В камеральный предполетный период на основе фондовых материалов на изучаемую территорию составляется инженерно-геокриологическая карта потенциальной термоэрозионной опасности. Рекомендуемый масштаб карты 1 : 10 000—1 : 25 000 для районов интенсивного освоения, для перспективных районов масштаб более мелкий — 1 : 50 000—1 : 200 000. На карте потенциальной термоэрозионной опасности характеризуется площадная изменчивость основных природных факторов, определяющих возможности возникновения и развития термоэрозии: 1) геоморфологические и морфометрические условия и параметры рельефа (густота и глубина эрозионного расчленения, крутизна и протяженность склонов, характер микрорельефа и др.); 2) виды растительного покрова, выделенные с точки зрения их водоудерживающей способности, закрепляющего воздействия на почвы, устойчивости к возможным техногенным нарушениям; 3) состав дисперсных отложений, их мощность, криогенное строение и льдистость, а также сведения о мощности и характере залегания залежеобразующих льдов, если таковые имеются; 4) динамические геокриологические параметры многолетнемерзлых толщ (среднегодовая температура, глубина сезонного оттаивания, развивающиеся геокриологические процессы и явления; 5) установленные очаги развития термоэрозии. В табличной характеристике к карте потенциальной термоэрозионной опасности территории приводятся сведения о климате: среднегодовая и среднелетняя температура воздуха, продолжительность теплого периода, общее за год количество осадков, норма жидких осадков и режим их выпадения с указанием доли ливневых дождей.

Термоэрозионная опасность отдельных районов определяется по совокупному воздействию перечисленных выше факторов. По их сочетанию выделяются три основные группы районов: а) безопас-

ные и слабо опасные с точки зрения возможности возникновения и развития термоэрозии; б) потенциально опасные; в) опасные. В последнюю группу входят районы, уже охваченные термоэрозией.

Полевые режимные исследования организуются в районах группы «в», в которых по результатам аэровизуальных или наземных рекогносцировочных маршрутов намечаются участки инструментальных режимных наблюдений, включающие в себя свежие, т.е. находящиеся на начальных стадиях развития, термоэрозионные борозды и промоины. На потенциально опасных участках группы «б» наземные режимные наблюдения не организуются, но здесь осуществляется ежегодное обследование территории для контроля за возможным возникновением термоэрозионного размыва пород.

На выбранных для наблюдений участках, включающих площадь водосбора, саму промоину и местный базис эрозии, проводится инженерно-геокриологическая съемка в масштабе 1 : 500—1 : 1000. На инженерно-геокриологической карте, составленной по материалам съемки, дополнительно отображаются: типы растительного покрова, зимние автотракторные дороги и другие техногенные нарушения растительности, инженерные сооружения (автомобильные, железные дороги, трубопроводы, линии ЛЭП и пр.), тальвеги и линии стока поверхностных осадков и временных водотоков, заболоченность. На карту наносится также положение промоины на момент организации режимных наблюдений.

Режимные наблюдения. На полевом стационаре организуются режимные наблюдения за метеорологическими условиями. Помимо стандартного комплекса работ должны быть предусмотрены измерения минимальной и максимальной температур на поверхности напочвенного растительного покрова и под ним, а также количества жидких атмосферных осадков.

На участках режимных наблюдений за термоэрозией проводятся работы по изучению сезонного протаивания и промерзания грунтов в соответствии с методическими положениями, рассмотренными в разделе 10.3. Изучение сезонного оттаивания пород должно охватывать как участки, не нарушенные термоэрозией, так и непосредственно термоэрозионные формы (промоины, овраги). Причем изучение динамики глубины сезонного оттаивания пород проводится на продольном профиле через термоэрозионные образования с выходом на ненарушенную поверхность как в верхней, так и в нижней частях промоины, а также на поперечниках, пересекающих промоину (овраг) в наиболее характерных местах продольного профиля (через верхнюю обрывистую часть, аккумулятивный конус выноса, привершинный амфитеатр и др.).

Мощность сезонноталого слоя и влажность оттаявших отложений определяются ежедекадно. Измерения температуры воздуха, температур на растительном покрове и под ним ведутся в стандартные сроки. Измерение температуры водного потока проводится одновременно с замерами количества атмосферных осадков. В скважинах замеры температуры пород выполняются один раз в 10 дней в течение теплого периода года. С такой же периодичностью температура пород замеряется и в период промерзания сезонноталого слоя, а в остальное время — один раз в месяц.

Снегомерная съемка в пределах водосбора термоэрозионного образования выполняется в период максимальной мощности снежного покрова.

Непосредственные наблюдения за термоэрозионным размывом включают в себя определения: скорости роста вершины термоэрозионной промоины или оврага, а также их отвержков; скорости углубления тальвегов промоины и оврагов и их продольного профиля; скорости расширения оврагов и промоин; расхода взвешенного переносимого потоком материала; площадных размеров и формы конуса выноса, а также мощности отложений; расхода и температуры воды в термоэрозионном русле.

Определение скорости термоэрозии проводится следующими методами: повторные мензульные съемки; повторное нивелирование; периодические измерения мерной лентой основных элементов морфологии термоэрозионных образований по специально оборудованным створам.

Мензульная съемка масштаба 1 : 100—1 : 500 проводится изначально при организации режимных наблюдений, а также ежегодно в конце теплого периода года для фиксирования всех изменений формы и размеров термоэрозионной промоины (оврага), произошедших за истекший год. Одновременно с этими основными топографическими работами при мензульной съемке фиксируются изменения морфологии термоэрозионных образований: появление трещин отпора вблизи кромок контура промоины (оврага), наличие оползневых блоков, оплывин, временных подпруд, отмокотки из крупнообломочного материала, миниводопадов и др. На конусах выноса картируется также восстановление растительного покрова. Съемка выполняется относительно предварительно разбитого на местности полигона, вершины которого оборудованы невыпучивающимися реперами и, по возможности, привязаны к существующей государственной геодезической сети.

Повторное нивелирование применяется главным образом для фиксирования изменений продольного и поперечного профилей тальвега термоэрозионной промоины и ее отвержков. Эти работы производятся нивелирами III—IV класса точности с периодичностью

один раз в месяц, в том числе обязательно в конце теплого периода года (одновременно с мензульной съемкой).

Повторные промеры мерной лентой служат для определения изменения контура промоины (оврага) и проводятся периодически после окончания дождей. Такие непосредственные измерения термоэрозионных образований осуществляются по специально оборудованным створам. Створы располагаются по тальвегу промоины и поперек него с расстоянием от 10 м — для небольших промоин до 30—50 м — для оврагов. На поперечниках (створах) с шагом 2—5 м, начиная от тальвега, устанавливают вешки высотой 1,5—2 м. Вешки по высоте размечаются через 0,1 м. От них производятся текущие измерения изменений промоины, по ним ведутся также наблюдения за динамикой формирования и таяния снежного покрова. Сеть продольных и поперечных профилей наносится на карту при мензульной съемке, а высотное положение вешек определяется нивелированием относительно невыпучивающихся реперов.

Величина удлинения термоэрозионных борозд и промоин, как и их отвержков, измеряется от вешек продольного створа мерной лентой. От ближайших вешек выполняются также текущие промеры величины углубления русла и изменения его ширины. На конусах выноса по вешкам при их занесении (замывании) определяется вертикальный прирост пролювиальных отложений. Кроме того, расширение и удлинение конуса выноса фиксируется со всех сторон относительно вешек поперечных и продольного профилей мерной лентой, а повышение поверхности — нивелированием.

Расход воды во временном водотоке измеряется в последнем (замыкающем) поперечнике в соответствии с требованиями, предъявляемыми к гидрометрическим работам [5]. Расход воды определяется объемным методом с помощью лотков или гидрометрических сливов. Температура воды водотока измеряется родниковыми термометрами в местах его пересечения поперечными створами. Расход воды и температура потока определяются одновременно с замерами параметров, характеризующих скорость развития термоэрозии.

Экспериментальные методы изучения термоэрозии

В лабораторных условиях ведутся стандартные определения свойств размываемых горных пород, а также изучается интенсивность размыва как один из основных показателей процесса термоэрозии. Особенностью моделирования процесса размываемости грунтов как сложных многокомпонентных систем является то,

что исследования должны проводиться на грунтах естественного сложения.

Методика экспериментальных исследований размываемости мерзлых пород включает подготовку образцов, проведение экспериментов и обработку их результатов [6].

Экспериментальные установки. Исследования механизма и закономерностей размыва мерзлых пород различного состава, строения и свойств должны осуществляться на экспериментальной установке, которая удовлетворяет следующим требованиям: исследованию подвергается естественный грунт, обладающий всеми присущими ему свойствами; линейный размер исследуемых образцов на порядок превосходит встречающиеся в грунте структурные отдельности; образец характеризуется достаточной однородностью состава, криогенного строения, плотности и влажности (льдистости); температурное поле в грунте в начальный момент времени (перед размывом) стационарно; параметры водного потока в ходе одного эксперимента неизменны, а в целом расход не превышает $500 \text{ см}^3/\text{с}$, скорость течения изменяется от 0 до 2 м/с, глубина потока в среднем составляет 1 см.

Основными узлами *лабораторной установки* являются: лоток, холодильная камера, система водоснабжения, система измерения и подъемное устройство (рис. 11.1).

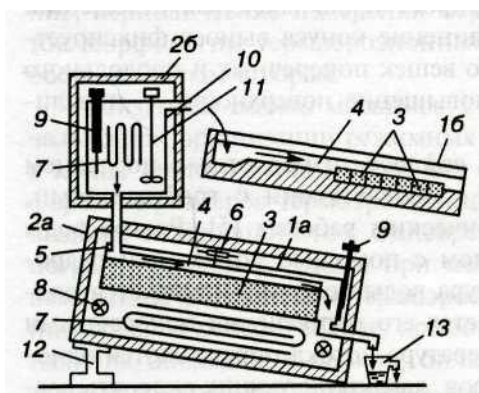


Рис. 11.1. Схема экспериментальной установки для изучения размываемости мерзлых пород: 1 — объемный (а) и щелевой (б) лотки; 2 — холодильная камера (а) и термоотстойник (б); 3 — образцы грунта; 4 — русло; 5 — глушитель напора; 6 — измеритель; 7 — испаритель; 8 — вентилятор; 9 — контактный термометр; 10 — водоотстойник; 11 — мешалка; 12 — подъемник; 13 — фильтр-отстойник

Лоток (7), предназначенный для размещения исследуемого грунта, выполняется в двух модификациях. Лоток первого типа — объемный (1а), представляет собой оборудованный сливным отсеком металлический короб размером $90 \times 40 \times 15 \text{ см}^3$. Сливной отсек длиной 10 см отделяется от грунта металлическим фильтром с отверстиями диаметром 3 мм. В отсеке предусматривается отверстие для стока воды в отстойник (13). Объемный лоток служит для изучения механизма и пространственных форм размыва.

Лоток второго типа — щелевой (16) — длиной 90 см и шириной 2,5 см, изготавливается из пенопласта и применяется для исследования закономерностей размыва мерзлых пород различного строения и сложения. Он позволяет проводить опыт на 8—10 образцах размером $4 \times 4 \times 2,5 \text{ см}^3$, что обеспечивает большую повторяемость и высокую производительность экспериментов. Помимо описанного, для исследования размыва пород нарушенного сложения должен быть изготовлен деревянный щелевой лоток упрощенной конструкции, целиком заполняющийся исследуемым грунтом.

Холодильная камера (2а) сконструирована на базе бытового холодильника и предназначена для установления заданного температурного режима в исследуемом грунте, а также для его медленного замораживания. Камера располагается горизонтально, крышкой вверх. У дна камеры под лотком установлены два бытовых испарителя прокатно-сварного типа (7), работающие от двух компрессоров марки ДХ-120, и два вентилятора (8), необходимые для перемешивания холодного воздуха внутри камеры. Холодильный агрегат обеспечивает понижение температуры в камере до -18°C , что позволяет использовать его и для подготовки грунта со шлировой криогенной текстурой.

Система водоснабжения служит для подачи воды с необходимым расходом и температурой в лоток. Она состоит из водопроводных кранов с холодной и горячей водой, смесителя, термоотстойника (26), водоподводящих шлангов, регулятора расхода и глушителя напора (5). Термоотстойник предназначен для поддержания необходимой температуры в диапазоне $0 \dots +6^\circ\text{C}$. При более высокой температуре он исключается из системы водоснабжения. Термоотстойник состоит из металлического бака с водой (10) емкостью 70 л, установленного в бытовой холодильник, испаритель которого (7) погружается прямо в воду. Туда же опускается вертушка (11) для перемешивания воды. Температура воды в отстойнике контролируется контактным термометром (9). Расход воды регулируется зажимом, расположенным на выходе из отстойника.

Координатник (6) предназначен для измерения форм эрозионного вреза в объемном лотке и позволяет фиксировать относительные высоты рельефа грунта в трех координатах. Направляющие рельсы координатника, крепящиеся к корпусу холодильной камеры, имеют разметку с ценой деления 11 мм. Такая же разметка выполняется на поперечнике координатника, по которой перемещается бегунок, обеспечивающий измерение высоты грунта в горизонтальной плоскости. В бегунок вмонтирован шток с ценой деления 1 мм, стопорящийся с помощью винта и позволяющий измерять глубины эрозионного вреза и оттаивания грунта.

Подъемное устройство (12) представляет собой винтовой домкрат, который дает возможность устанавливать холодильную камеру с лотком под углом 30° к горизонту.

Расход воды измеряется с помощью мерного цилиндра и секундомера объемным способом, средняя скорость течения потока определяется оттарированной гидрометрической трубкой. Температура воды фиксируется лабораторным термометром с точностью до $0,1^\circ\text{C}$. Термометры используются также для измерения температуры пород в лотке (путем заглубления в него до промораживания).

Полевая экспериментальная установка отличается чрезвычайной простотой. Основной узел установки — щелевой лоток, аналогичный лабораторной конструкции. В качестве системы водоснабжения используются бак с водой, заполняемый из естественных водоемов, и шланг, по которому вода самотеком поступает в лоток (рис. 11.2). Расход воды регулируется зажимом и высотой установки бака. Скорость течения измеряется так же, как и в лаборатории. Толщина смытого слоя грунта на образцах измеряется линейкой с точностью до $0,5\text{ мм}$.

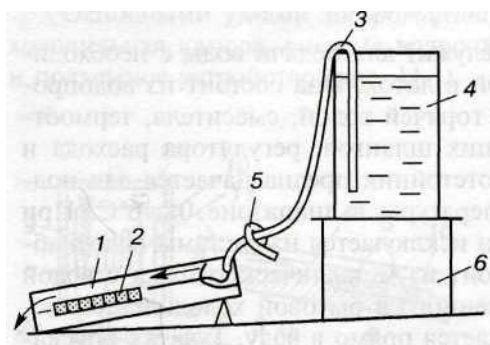


Рис. 11.2. Схема полевой установки для изучения размываемости мерзлых пород:

1 — щелевой лоток; 2 — образцы породы; 3 — шланг; 4 — бак с водой; 5 — зажим; 6 — подставка

Методика подготовки образцов выбирается в зависимости от состава, строения и геолого-генетических особенностей пород, а также зависит от конструктивных особенностей установки.

Подготовка *песчаных пород* для испытаний в объемном и щелевом лотке заключается в предварительном увлажнении песка водой до полного водонасыщения и последующего замораживания при низкой температуре с целью получения массивной криогенной текстуры. При этом независимо от способа промораживания распределение влажности и плотности песка должно быть достаточно равномерным.

После замораживания лоток с грунтом помещается в рабочий холодильник и выстаивается в течение суток. На этом подготовка песчаного грунта к эксперименту заканчивается.

Образцы *глинистых пород* для испытаний в объемном лотке готовят из грунтовой пасты, влажность которой близка к пределу текучести, по стандартной методике. Это позволяет, с одной стороны, получать массивную криогенную текстуру в грунте при быстром промораживании, а с другой стороны, добиваться шлирового льдообразования при медленном промораживании.

Подготовка глинистых пород к испытаниям в щелевом лотке различается в зависимости от того, какого сложения готовятся образцы. Образцы нарушенного сложения подготавливаются из грунтовой пасты с влажностью предела текучести. Для получения образцов с различной плотностью паста уплотняется с помощью пресса М-2 (конструкции Е.И. Медкова). Затем из уплотненных брикетов грунта вырезают образцы необходимого размера, заворачивают их в алюминиевую фольгу и замораживают. Характер криогенной текстуры определяется скоростью промораживания и общим содержанием влаги в образце. После замораживания грунты выстаиваются в холодильной камере при -2°C в течение суток. Подготовка монолитов заключается в предварительном капиллярном насыщении образцов $10 \times 10 \times 10 \text{ см}^3$ водой в течение от нескольких суток до одного месяца и в дальнейшем не отличается от вышеописанной. Перед экспериментом образцы обрезают до заданного размера и устанавливают в лоток плотно друг к другу — таким образом, чтобы их верхняя часть возвышалась над дном лотка на 2—3 мм. Одновременно с 3—4-кратной повторностью отбираются образцы для определения их объемной массы и влажности.

При применении лоткового метода *в полевых условиях* размыву могут подвергаться грунты с естественным криогенным строением, чего нельзя добиться в лаборатории. Поэтому в методике полевых исследований этап подготовки образцов, включающий в лаборатории замораживание грунта, исключается, а мерзлые образцы извлекают непосредственно перед проведением экспериментов из шурфов, кернов, обнажений и т.п.

Методика проведения экспериментов. Методики проведения экспериментов на объемном и щелевом лотках различаются и рассматриваются ниже отдельно.

Объемный лоток, после того как он приобретает необходимую температуру, устанавливают вместе с холодильником под углом $5\text{—}10^{\circ}$ к горизонту. После этого горячей водой, подводимой по шлангу, отепляется сливной отсек и вынимается пробка. По трафаретам в течение 3—5 суток пропускается горячая вода, после чего они свободно удаляются, а на поверхности образца остаются две ложбины прямоугольного сечения. Затем грунт выстаивается в холодильнике не менее 1 часа. Этого времени достаточно для выравнивания в лотке температурного поля.

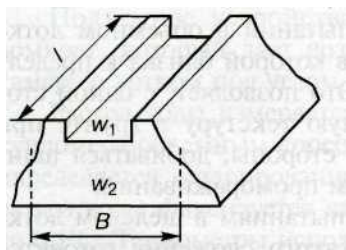


Рис. 11.3. Схема для расчета интенсивности размыва пород.
Обозначения в тексте.

После подготовительных работ установка приводится в положение с необходимым углом наклона, внутренние вентиляторы отключаются, крышка холодильника открывается и к лотку подсоединяется шланг. Перед пуском воды с помощью координатника фиксируются начальные поперечные профили русел (ω_1) в средней части лотка и сразу же графически наносятся на миллиметровую бумагу (рис. 11.3). После этого в одну из ложбин пускается поток воды. С этого момента начинается отсчет времени эксперимента.

Время размыва образцов изменяется от 2 до 30 мин в зависимости от его интенсивности. Методические эксперименты показывают, что интенсивность размыва пород в течение первых минут не зависит от времени. После этого происходит общее изменение уклона дна и конфигурации русла, приводящее к существенному изменению гидравлических параметров водного потока. Критерием прекращения экспериментов во всех случаях служит изменение начальных гидравлических параметров потока. В процессе эксперимента на выбранном поперечном профиле измеряются средняя скорость течения с точностью до 0,05 м/с и глубина оттаивания грунта под водотоком с точностью до 1 мм.

После окончания размыва с помощью координатного устройства фиксируются конечный поперечный профиль русла (ω_2), а также форма чаши оттаивания. Из мерзлой части образца отбираются пробы для контроля влажности и объемного веса грунта.

Ведение эксперимента *на щелевом лотке* отличается простотой, так как до и после опытов измеряется только высота образцов. Кроме того, небольшие размеры лотков и хорошая теплоизоляция стенок (пенопласт, дерево) позволяют проводить все подготовительные работы в холодильной камере при необходимой отрицательной температуре окружающей среды. Предварительного растепления русла не требуется.

Сразу же после опыта на только что оттаявших грунтах проводится *определение предельного напряжения сдвига* с помощью ручного микропенетromетра МВ-2. Это необходимо для установления связи размываемости пород с их прочностными свойствами.

В качестве достаточно просто получаемой характеристики прочности можно использовать предельное напряжение сдвига грунта, представляющее собой наибольшее из всех статистических напряжений, определяемое по погружению конуса. Оно соответствует

уравновешиванию внешней силы пластической прочностью структуры грунтовой системы. В соответствии с существующими представлениями предельное напряжение сдвига (или пластическая прочность) является интегральным показателем состава, состояния, характера структурных связей грунтов и находится в прямолинейной зависимости от прочностных и деформационных характеристик пород, определяемых при сдвиге.

Предельное напряжение сдвига пород рассчитывается по формуле П.А. Ребиндера:

$$R = \alpha \frac{F}{h^2}, \quad (11.1)$$

где F_1 — предельное напряжение сдвига; h — предельное погружение конуса, вызываемое данной нагрузкой F ; α — константа конуса (с углом при вершине 30° она равна 1,1).

Метод П.А. Ребиндера предполагает для определения предельного напряжения сдвига грунтов использование конического пластометра. Последний удобен и прост в работе, но неприменим в полевых условиях. Достаточно хорошей заменой ему может служить микропенетрометр МВ-2 конструкции «ВСЕГИНГЕО». Прибор состоит из корпуса с пружиной внутри. На конце пружины крепится конус. При надавливании прибором (конусом) на исследуемый образец грунта глубина погружения конуса отмечается на специальной шкале, размещенной на корпусе микропенетрометра. Шкала рассчитана на измерение глубин погружения конуса до 20 мм. Величина предельного напряжения, определяемая микропенетрометром, рассчитывается по зависимости:

$$R = \alpha \frac{F_1 - nh}{h^2}, \quad (11.2)$$

где F_1 — максимальная нагрузка на конус при наибольшем растяжении пружины; n — постоянный параметр пружины; h — глубина погружения конуса.

Максимальная нагрузка на конус определяется по формуле:

$$F_1 = F_0 + nH, \quad (11.3)$$

где F_0 — минимальная нагрузка на конус при заданном начальном растяжении пружины; H — наибольшая глубина погружения конуса.

При использовании описанного выше метода определение предельного напряжения сдвига в поле проводится на тех образцах, которые подвергаются размыву (в случае извлечения их из скважин или прямо в естественном залегании). Для этого в месте, откуда берутся образцы для лотка, зачищается площадка, имеющая мерзлую поверхность. После оттаивания площадки на глуби-

ну 25—30 мм проводится пенетрационное опробование грунта микропенетромом с 8—10-кратной повторностью.

Для обработки результатов может быть использован подход, предложенный Г.С. Золотаревым (1974) и В.С. Круподеровым (1974): определяется энергия водного потока, необходимая для размыва единицы объема породы, и по ее величине судят о сопротивляемости отложений размыву. Обработка результатов экспериментов заключается в вычислении интенсивности размыва (I) пород и механической энергии (E) водного потока с последующим построением графических зависимостей первой величины от второй и их анализе.

Интенсивность размыва образцов определяется как объем грунта, удаляемый потоком с единицы площади в единицу времени. Эта величина имеет размерность $[м^3/м^2 \cdot с]$ или $[м/с]$. Очевидно, что при размыве грунта плоским потоком интенсивность размыва представляет собой скорость углубления дна водотока и измеряется как толщина слоя грунта, смываемого в единицу времени:

$$I = \frac{h_2 - h_1}{\tau} \text{ м/с,} \quad (11.4)$$

где h_1 и h_2 — расстояние от верхнего края лотка до верхней грани образца соответственно до и после эксперимента, м; τ — время эксперимента, с.

Для вычисления интенсивности размыва пород на объемном лотке используется зависимость

$$I = \frac{\omega_2 - \omega_1}{B \tau}, \quad (11.5)$$

где ω_1 и ω_2 — сечения поперечного профиля вреза до и после эксперимента, $м^2$; B — средняя ширина русла, м; τ — время эксперимента, с. Действительно, из определения

$$I = V/S \tau, \quad (11.6)$$

где V — объем размыва, $м^3$; S — площадь поверхности размыва, $м^2$. Учитывая, что I — длина интересующего участка русла, м (см. рис. 11.3), получим $V = (\omega_2 - \omega_1) \cdot I$, а $S = B \cdot I$. Отсюда и вытекает расчетная формула (11.5).

Эрозионная способность потока оценивается величиной механической мощности, приходящейся на единицу его ширины или, другими словами, кинетической энергией, которой обладает поток единичной ширины в единицу времени:

$$E = \frac{\rho_w - qv^2}{2} \text{ Дж/(с} \cdot \text{м)}, \quad (11.7)$$

где q — удельный расход воды, $\text{м}^3/(\text{м}\cdot\text{с})$; ρ_w — плотность воды, $\text{кг}/\text{м}^3$; v — скорость течения, $\text{м}/\text{с}$. Для удобства терминологии здесь и далее величина (11.7) будет называться энергией.

Очевидно, что в единицу времени поток единичной ширины будет затрачивать энергию

$$E = \rho_w g \frac{Q}{B} \left(h + \frac{v^2}{2g} \right), \quad (11.8)$$

где Q — объемный расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$; g — ускорение свободного падения, $\text{м}^2/\text{с}^2$; h — глубина потока, м .

Роль глубины потока в его эродирующей способности неоднозначна [2]. Кроме того, для высококинетических потоков, глубины которых не превышают 1–2 см, $h \ll \frac{v^2}{2g}$. Все это позволяет

считать, что эродирующая способность потока определяется главным образом его кинетической составляющей. Поэтому в качестве основной расчетной формулы энергии используется (11.7).

Очевидно, что одно и то же значение E может быть получено различным сочетанием Q и v . Чтобы избежать неоднозначности в определении E , эксперименты необходимо проводить при глубине водного потока 1 см. Учитывая, что $q = hv$, при известной глубине потока (в данном случае 1 см) его энергия однозначно определяется при знании скорости течения. Следовательно, при равных скоростях течения различные энергии могут быть только у потоков с различными глубинами, чего в экспериментах не допускается. Соотношение скоростей, расходов и энергий для потока с глубиной 1 см показано на рис. 11.4.



Рис. 11.4. Соотношение скорости расхода и энергии водного потока в щелевом лотке шириной 2,5 см при глубине слоя воды 1 см

По данным полевых исследований на участок режимных наблюдений за термоэрозией составляется крупномасштабная (масштаба 1 : 500—1 : 10 000) инженерно-геокриологическая карта. На ней отмечаются изменения площадных размеров термоэрозионных образований (борозд, промоин, оврагов, конусов выноса) за определенные промежутки времени (наиболее продолжительно — за 1 год). На этой карте отмечаются также изменения ареалов растительных ассоциаций водосборной области и на конусе выноса, парагенетические геокриологические процессы и явления с характеристикой их динамики во времени и по площади.

По данным изменений на створах строятся поперечные и продольные профили термоэрозионных образований на рассматриваемые моменты времени.

Основные факторы, характеризующие развитие термоэрозии (физико-механические свойства грунтов, параметры водного потока, лабораторные определения размываемости (интенсивности размыва) грунтов и др.) представляются в табличной форме и в виде серии совмещенных графиков.

По результатам изучения термоэрозии на участках режимных наблюдений разрабатывается прогноз возникновения и развития термоэрозии на потенциально термоэрозионноопасных участках при хозяйственном освоении территории.

Результаты изучения размываемости пород на лабораторных экспериментальных установках представляются в виде обобщенных зависимостей интенсивности размыва пород от энергии водного потока (рис. 11.5).



Рис. 11.5. Обобщенные зависимости интенсивности размыва оттаивающих пород от энергии водного потока

ЛИТЕРАТУРА

1. Геокриологические опасности / Под ред. Л.С. Гарагули, Э.Д. Ершова. М.: Издательская фирма «Крук», 2000. С. 90—92.
2. *Маккавеев Н.И.* Сток и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1971. 114 с.
3. Методические рекомендации по стационарному изучению криогенных физико-геологических процессов / Под ред. СЕ. Гречищева, В.Л. Невечери. М.: ВСЕГИНГЕО, 1979. С. 35-53.
4. Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 471-488, 578-600.
5. Справочник гидрогеолога. М.: Росгеотехиздат, 1962. 615 с.
6. Термозрозия дисперсных пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1982. 182 с.

ГЛАВА 12

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

12.1. Солифлюкция

Солифлюкцией называется процесс вязкого или вязкопластического смещения оттаивающего тонкодисперсного материала на склонах. Различают покровную и дифференциальную солифлюкцию. Покровная солифлюкция отличается относительной равномерностью по площади, небольшой скоростью смещения (до 1 см в год) и, как правило, отсутствием ярко выраженных натечных форм. Дифференциальная солифлюкция проявляется на местности в виде характерных языков, полос, террас, «полосчатых» склонов и др. Наиболее крупные из них — *солифлюкционные террасы* — часто простираются полосой до 1—1,5 км, а высота их фронтального уступа иногда превышает 5—6 м. Обычно солифлюкционные террасы имеют меньшие размеры: простираение вдоль склона от 3—5 до 50 м, а высота фронтального уступа — 0,5—1,5 м. В верхних частях солифлюкционных потоков иногда образуются пологие цирки, ниши, трещины и борозды с разрывами почвенно-дернового слоя. Часто солифлюкционное течение на склоне фиксируется в виде серии солифлюкционных террас, расположенных цепочками одна над другой или в шахматном порядке. В фронтальных уступах обычно прослеживается несколько натечных языков, разделенных прослоями слабо разложившегося торфа мощностью от 1—5 до 10—15 см и более.

427

Развитие на склонах вязко-текучих грунтовых языков представляет существенную опасность для линейных сооружений — шоссе и железных дорог. Негативное воздействие солифлюкции связано не только с непосредственным наполнением вязкотекучих грунтов на полотно дорог, но также с последствиями нарушения ими водоотводных сооружений и наледообразованием под фронтальными уступами.

На территории криолитозоны солифлюкция может развиваться всюду, где происходит сезонное оттаивание льдистых дисперсных пород. Но наиболее благоприятные условия существуют в океанических секторах зоны тундр при условии развития там низкотемпературных дисперсных льдистых мерзлых толщ.

Интенсивность солифлюкции определяется составом и льдистостью рыхлых приповерхностных отложений, глубиной сезонного оттаивания пород, крутизной склонов, а также структурой и прочностью почвенно-дернового покрова, особенностями микрорельефа поверхности склонов. Возможность возникновения ползучести грунтов определяется по Н.Н. Маслову порогом ползучести, который зависит от внутреннего трения и сцепления, нормального давления на породу (мощности СТС), наименьшего угла внутреннего трения и сцепления, обусловленного обратимыми водно-коллоидными структурными связями. В криолитозоне, в условиях избыточного увлажнения, в глинистых породах под влиянием оглеения летом образуется большое количество органических и минеральных коллоидов, которые вызывают снижение как угла внутреннего трения, так и сил сцепления, и, как следствие, предрасположенность грунтов к течению. Уменьшение прочности пород обуславливается также криогенным строением пород. Установлено, что наличие ледяных включений на границе оттаивания существенно снижает сопротивление пород сдвигу по сравнению с породами массивной криотекстуры [2].

Вследствие отмеченных причин в условиях избыточного увлажнения на склонах почти всегда существует возможность течения рыхлых поверхностных отложений. Однако развитие солифлюкции сдерживается почвенно-дерновым покровом. Наибольшей прочностью на разрыв обладают торфяной и моховой покровы, пронизанные корнями кустарников и кустарничков, наименьшей — лишайниково-зеленомошный и разреженный разнотравный напочвенные покровы.

Наблюдения за солифлюкцией проводятся с целью оценки ее воздействия на инженерные сооружения. Основная направленность исследований связана с изучением смещения отложений на склоне на разных глубинах за определенные отрезки времени, а также установлением количественных зависимостей этих показателей и основных факторов, влияющих на солифлюкцию.

В целом комплекс работ по изучению солифлюкции включает в себя полевые наблюдения за ее развитием и лабораторные исследования грунтов.

Полевое изучение солифлюкции начинается с выбора и оборудования участков для проведения исследований. Выбор участков производится посредством анализа карты ландшафтно-геокриологического районирования масштаба 1 : 10 000—1 : 25 000 на основе которой производится качественное предварительное районирование территории по условиям возникновения и развития солифлюкционных процессов. Основными признаками типизации солифлюкционноопасных участков при составлении карты являются: крутизна и экспозиция склонов, характер напочвенного растительного покрова, состав и влажность рыхлых поверхностных отложений (преимущественно слоя сезонного оттаивания), глубина сезонного оттаивания. На карте районирования фиксируются также солифлюкционные формы рельефа и проводится количественная оценка степени их распространения (пораженность) в пределах основных единиц районирования. По результатам типизации и районирования территории осуществляется предварительный выбор участков режимных наблюдений. Он проводится таким образом, чтобы эти участки пришлись на территории: а) с максимальным проявлением солифлюкционных форм и б) потенциально опасные в отношении возможности возникновения солифлюкции. Потенциально опасные участки выявляются путем прогнозирования возможности развития солифлюкции на исследуемой территории. Вид и интенсивность деформаций могут быть охарактеризованы на основе анализа гранулометрического состава, плотности и водно-физических свойств пород. При этом на карте особо выделяются участки, где породы сезонного слоя имеют влажность, превышающую предел текучести. Уничтожение на них растительного (почвенно-дернового) покрова чревато развитием быстрой солифлюкции — сплывов, часто носящих катастрофический характер. Сплывы возможны также при техногенной подрезке склонов, обычно сопровождающей линейное строительство. Предварительно выбранные участки окончательно утверждаются после проведения рекогносцировочных маршрутов, шурфовочных и буровых работ.

При техногенно-обусловленном развитии солифлюкции основной целью исследований является разработка противодеформационных мероприятий на инженерных объектах. В этом случае выбор участков осуществляется на основе анализа результатов инженерно-геокриологического обследования этих объектов и прилегающей к ним территории. Первоочередному исследованию должны подвергаться участки с обусловленными солифлюкцией

деформациями инженерных сооружений, а также районы возможного возникновения солифлюкции при строительстве и эксплуатации хозяйственных объектов.

Оборудование пунктов для проведения режимных наблюдений должно начинаться с проведения детальной (масштаба 1: 1000—1 : 5000) инженерно-геокриологической съемки. Главное внимание при этом уделяется изучению слоя сезонного оттаивания (его составу, мощности, влажностному и температурному режиму грунтов, криогенному строению), а также характеру растительного покрова, степени заторфованности отложений, техногенным нарушениям и др. Пункты режимных наблюдений должны включать площади проявления солифлюкционных процессов (солифлюкционные террасы, участки «струйчатого» мезорельефа, борозды и просадки в верхней части солифлюкционных склонов и др.), а также соседние, визуально незатронутые солифлюкцией участки склонов.

На потенциально солифлюкционноопасных склонах рекомендуемая площадь детального исследования может изменяться от 50 до 300—500 м вдоль подножия склона и 50—150 м поперек него. При этом размеры площади исследования зависят от сложности рельефа и строения отложений склона, изменчивости мерзлотно-грунтовой обстановки сезонноталого слоя.

Детальная инженерно-геокриологическая карта должна составляться на основе топографического плана местности, выполненного посредством площадной (тахеометрической или, что предпочтительнее, мензульной) съемки масштаба 1: 1000—1: 5000 с высотой сечения рельефа от 0,5 до 1 м в зависимости от сложности его строения и крутизны. На полученных таким образом планах отображаются: границы различных видов растительного покрова — естественного и техногенно измененного; границы солифлюкционных форм рельефа с характеристикой их морфометрии, если она не выражается в масштабе плана (карты); сопутствующие виды экзогенных геологических процессов и явлений (пятна-медальоны, эрозионные и термоэрозионные промоины и др.); элементы конструкций инженерных сооружений (фундаменты, водоотводные канавы и кюветы, земляное полотно, опоры ЛЭП и др.); основные элементы сети геокриологического мониторинга — скважины для проведения геотермических наблюдений, поперечники наблюдений за сезонным оттаиванием и промерзанием пород, снегомерные поперечники и рейки, невыпучивающиеся и несмещающиеся геофизические реперы, марки для наблюдений за течением грунтов и др.

Режимные наблюдения на выбранных участках представляют собой мониторинг среднегодовой температуры пород,

сезонного оттаивания и промерзания, микроклимата, солифлюкционного смещения пород, морозного пучения пород, характера растительного покрова, высоты и плотности снежного покрова.

Микроклиматические наблюдения организуются для получения метеоданных о приземном слое атмосферы. Эти сведения необходимы для прогнозных расчетов температурного режима пород и особенностей их оттаивания (промерзания). Методика проведения микроклиматических наблюдений и их привязки к длинным рядам метеоданных государственных метеостанций рассмотрены в 10.3. В каждом пункте режимных наблюдений за солифлюкцией размещается одна микроклиматическая площадка, на которой производятся следующие виды работ: определение температуры и влажности воздуха, направления и скорости ветра; измерение температуры поверхности растительного покрова; измерение температуры почвы; измерение минимальных и максимальных температур на поверхности напочвенного покрова и под ним; измерение высоты и плотности снега.

Изучение снежного покрова выполняется по снегомерным поперечникам, располагающимся вдоль склона (сверху вниз). Снегомерные поперечники должны пересекать основные элементы микро- и мезорельефа склона, ландшафты и формы проявления солифлюкции.

Изучение температурного режима пород в пределах участка режимных наблюдений целесообразно проводить по снегомерным поперечникам. Для этой цели на них проходится 3—5 скважин глубиной до 10—15 м. В случае преобладания в разрезе крупнообломочных и скальных пород температурные датчики размещаются в шурфах, глубина которых больше или равна максимальной глубине сезонного оттаивания. Шурфы проходятся и оборудуются термоизмерительной аппаратурой в начале цикла промерзания сезонноталого слоя, т.е. осенью. В отличие от рассмотренных в 10.3, замеры температуры пород при изучении солифлюкции должны проводиться в скважинах и шурфах более часто по глубине — с интервалом 0,2—0,25 м. Более частое расположение датчиков обусловлено тем, что термометрические датчики в оборудованных скважинах и шурфах служат не только для изучения температурного режима верхних горизонтов горных пород, но также и для наблюдений за динамикой сезонного оттаивания и промерзания, изучение которой другими методами (например, щупом) обычно затруднено вследствие грубообломочного состава рыхлого чехла.

Влажность и плотность пород при организации режимных наблюдений определяются по керну скважин и образцам из шурфов методом взвешивания. В дальнейшем при проведении монито-

ринга — путем зондирования влагомером ВПГР-1 и плотномером ППГР-1 или их аналогами. Определение влажности (льдистости) и плотности пород проводится в начале цикла сезонного оттаивания для получения характеристики их начального распределения по глубине (с интервалом 0,2—0,25 м), а затем — ежедекадно в течение всего периода оттаивания.

Наблюдения за состоянием почвенно-растительного покрова производится методом повторной площадной мензульной съемки. Съемка выполняется в масштабе, принятом для составления инженерно-геокриологической исходной карты (1 : 1000—1 : 5000), с периодичностью 1 раз в 2 или 3 года. При съемке фиксируются границы ареалов основных растительных ассоциаций, а также техногенные нарушения покровов.

Наблюдения за величиной солифлюкционного смещения отложений на склоне являются основными и производятся геодезическими методами или с помощью кинеметров и кинеграфов. Из геодезических возможно применение методов створов, лучей, линейных засечек, прямой засечки и полигонометрического метода, разработанных для изучения оползней [7]. Проведение геодезических измерений целесообразно проводить при использовании реперов и опорных точек. Реперы устанавливаются преимущественно в основании склона, где отсутствует солифлюкционное течение пород, т.е. ниже образований солифлюкционной аккумуляции (террас и др.). Конструктивно репер сооружается в виде стального стержня диаметром 50 мм, вмораживаемого в многолетнемерзлые породы на глубину не менее 2—2,5 м. От пород сезонноталого слоя он изолируется обсадной стальной трубой диаметром 110—150 мм, а пространство между ними заполняется консистентной смазкой, предотвращающей попадание воды и смерзание репера и обсадной трубы.

Опорные точки оборудуются на солифлюкционном склоне вблизи наблюдаемых объектов. Они представляют собой массивные марки с площадкой для установки нивелирной рейки. При проведении каждого этапа наблюдений опорные точки привязываются к реперу двойным (прямым и обратным) нивелирным ходом. Относительно опорных точек производятся нивелирование и плановая теодолитная привязка подвижных солифлюкционных марок, которые располагаются на поверхности склона в наиболее характерных его частях. Проведение теодолитных угломерных и нивелирных измерений позволяет выявить как величину смещения марок по склону, так и изменение их высотного положения. Регламент геофизических наблюдений предусматривает проведение измерений в начале зимнего промерзания сезонноталого слоя — весной, перед началом цикла сезонного оттаивания и в течение периода сезонного оттаивания с периодичностью 1 раз

в месяц, а при необходимости и чаще. Потребность в учащении проведения измерений может возникнуть при активизации течения грунтов, обусловленной аномальными природными условиями (увеличением увлажнения пород и глубины их сезонного оттаивания, пловивальными (дождливыми) погодными периодами, техногенными воздействиями катастрофического характера (пожарами) и др.).

Нивелирование марок предыдущей осенью и весной позволяет оценить *суммарную величину сезонного течения пород* на склоне как разницу в высотном положении марок. При этом принимается, что за зимний период поверхностный слой солифлюкционных отложений не смещается вниз по склону между этими измерениями.

Более точные данные смещения пород можно получить с помощью кинеметров и кинеграфов [3]. Смещение здесь фиксируется индикатором часового типа, который устанавливается на репере, заглубленном в многолетнемерзлые породы на склоне. Для измерения непрерывного смещения пород вместо индикатора часового типа применяется барабан с часовым механизмом.

Величина смещения на разных глубинах определяется посредством системы цилиндров или гибких лент. Для этого в начале весны нормально к поверхности склона на всю мощность слоя сезонного оттаивания бурится скважина, в которой устанавливается колонка из коротких цилиндров или гибкая лента. Перед началом зимнего промерзания установка откапывается, и по смещению цилиндров или ленты определяется величина солифлюкционного течения на разных глубинах.

Камеральная обработка материалов исследований. По результатам полевых режимных наблюдений за солифлюкцией представляются данные о микроклиматических наблюдениях (годовом ходе температуры воздуха и количества атмосферных осадков), литологическом разрезе солифлюкционных отложений, их криогенном строении, ходе изменения объемной влажности для каждой литологической разности пород, изменении во времени глубины сезонного оттаивания пород и скоростях течения пород по глубине за период наблюдений (рис. 12.1). Эти данные оформляются в виде графиков и таблиц. В таблицах представляются материалы минералогического анализа, микроагрегатного анализа, определения вязкости пород и их длительной прочности, материалы радиоуглеродного определения абсолютного возраста органических прослоев натечных солифлюкционных форм.

Материалы режимных наблюдений смещения поверхностного слоя пород, определяемого по маркам, обобщаются для всех пунктов режимных наблюдений, расположенных в пределах одного участка, в виде гистограммы (рис. 12.2).

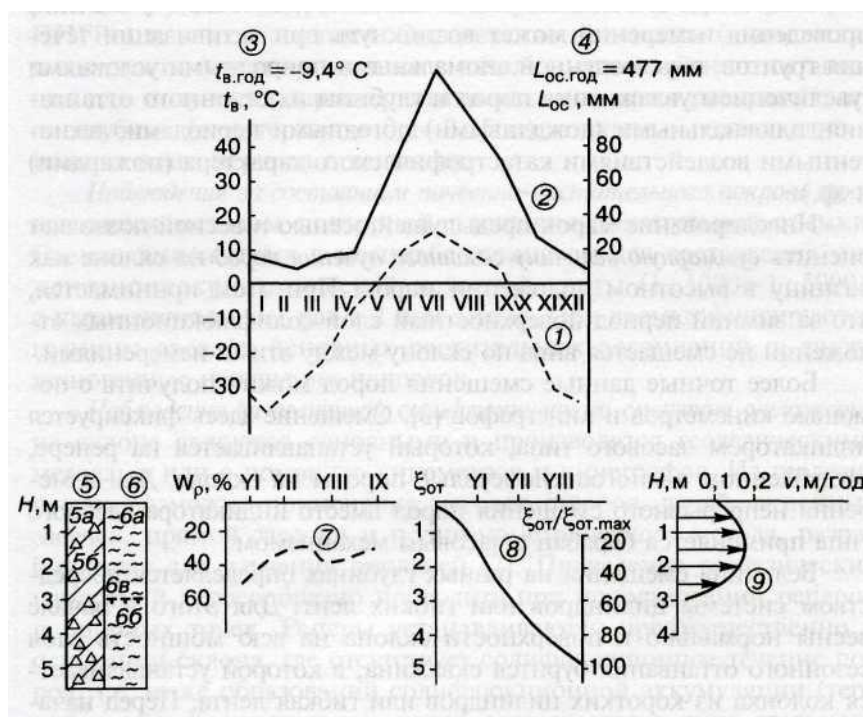


Рис. 12.1. Результаты обработки режимных наблюдений за солифлюкцией. Цифры в кружках: 1 — годовой ход температуры воздуха; 2 — годовой ход количества осадков; 3 — среднегодовая температура пород; 4 — среднегодовое количество осадков; 5 — литологический разрез отложений (5а — суглинок оторфованный, 5б — суглинок щебенистый); 6 — криогенные текстуры (6а — линзовидно-слоистая, 6б — слоистая); 6в — нижняя граница слоя сезонного оттаивания; 7 — ход изменения объемной влажности пород слоя сезонного оттаивания в теплый период времени; 8 — изменение глубины сезонного оттаивания (в абсолютных значениях — м и в процентах от максимального ее значения); 9 — эпюра скоростей солифлюкционного течения грунтов по глубине

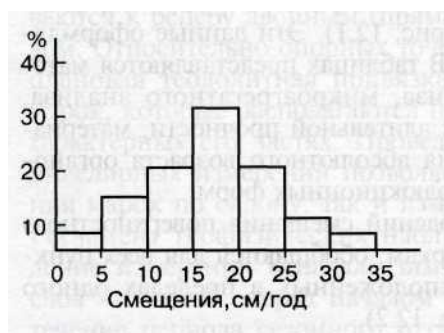


Рис. 12.2. Гистограмма величины солифлюкционного смещения пород за период наблюдения

По оси абсцисс откладываются диапазоны наблюдавшихся смещений солифлюкционных пород за год (в см), по оси ординат — их встречаемость (в %).

Прогноз развития солифлюкции состоит в определении прогнозной минимальной глубины оттаивания, при которой начинается течение грунтов, с учетом возможных изменений сопротивления оттаивающих грунтов сдвигу, обусловленных изменением структуры, влажности и температурного режима пород, а также при условии снятия почвенно-дернового покрова или изменения его видового состава и соответственно сопротивления на разрыв.

в грунтах оттаявшего слоя создается касательное напряжение (τ), величина которого зависит от объемного веса талого грунта ($\rho_T g$, где ρ_T — плотность грунта; g — ускорение свободного падения, крутизны склона (α) и мощности оттаявшего на данный момент слоя (H):

$$\tau = \rho_T g H \operatorname{tg} \alpha. \quad (12.1)$$

Смещение грунта на склоне под влиянием его собственного веса происходит при условии, когда

$$\tau > R_T + R_D^p, \quad (12.2)$$

где R_T — предельное сопротивление талого грунта сдвигу; R_D^p — длительное сопротивление дернового покрова на разрыв [2].

Очевидно, что можно определить мощность талого слоя ($H_{пр}$), при которой грунт на склоне находится в состоянии предельного равновесия:

$$H_{пр} = \frac{R_T + R_D^p}{\rho_T g \operatorname{tg} \alpha}. \quad (12.3)$$

При сезонном оттаивании дисперсных пород на склоне в Следовательно, солифлюкция может начаться, когда мощность слоя сезонного оттаивания превысит эту величину.

Если глубина сезонного оттаивания меньше $H_{пр}$, процесс развиваться не будет. Если глубина СТС больше $H_{пр}$, то в какой-то момент времени в течение лета на склоне начнется вязкопластическое течение грунта. Зная темп сезонного оттаивания пород в исследуемом районе, можно определить время начала солифлюкции.

Возможность развития солифлюкции в различных мерзлотно-грунтовых условиях можно оценивать по данным о глубине сезонного оттаивания, полученным расчетным методом или при полевых исследованиях. В последнем случае следует помнить, что мощность СТС ($\xi_{от}$) и глубина сезонного оттаивания, измеренная на склоне по вертикали ($\xi_{скл}$), находятся в соотношении $\xi_{от} = \xi_{скл} \cos \alpha$.

Изменение скорости смещения по глубине движущегося слоя однородного грунта В.С. Савельев (1967) предлагает рассчитывать по уравнению

$$v_y = \frac{\rho_T g \sin \alpha}{2\eta} \left[2 \left(\xi_{от} - \frac{R_T}{\rho_T g \sin \alpha} \right) y - y^2 \right], \quad (12.4)$$

где v_y — скорость смещения на глубине y ; η — коэффициент вязкости; y — глубина рассматриваемого слоя.

Перемещение грязевого потока ($R_T = 0$) В.С. Савельев предлагает рассматривать как простое вязкое течение, а скорость его описывать уравнением

$$v_y = \frac{\rho_T g \sin \alpha}{2\eta} (2\xi_{от} y - y^2). \quad (12.5)$$

12.2. Курумообразование

Курумы — весьма распространенные в области вечной мерзлоты склоновые образования, сложенные дресвяно-щебенисто-глыбовым материалом скальных и полускальных пород, выраженные в образовании различных по форме и размерам преимущественно безлесных участков склонов. Приурочены курумы к склонам крутизной от 3 до 30°. Они могут располагаться на обширных каменистых склонах, образовывать каменные потоки и нагорные террасы, заполнять узкие ложбины, слагать большие по площади каменные поля. Особенность курумов заключается в том, что наиболее крупнообломочный материал слагает приповерхностные горизонты, а с глубиной размеры обломков, как правило, уменьшаются. Кроме того, приповерхностные слои обычно практически лишены мелкоземистого заполнителя и мелких обломков, которые накапливаются в нижней части разреза или выносятся за пределы курумов приповерхностными надмерзлотными водами. Такое строение курумов обязано своим происхождением основным и постоянно действующим механизмам термогенной и криогенной десерпции. Термогенная десерпция обусловлена разнопериодными колебаниями температуры пород, приводящими к циклическим расширению и сжатию пород, при которых более крупные обломки выталкиваются кверху. Криогенная десерпция обуславливает поднятие обломков к поверхности в результате сезонного образования линз и прослоев льда в теле курума при многократной повторяемости этих процессов.

Между составом материнских пород с одной стороны и размерами и формой обломочного материала, с другой, существует непосредственная связь, предопределяемая особенностями выветривания различных типов скальных пород (табл. 12.1).

**Связь характера обломочного материала курумов
с типами коренных пород**

Горные породы	Характерные размеры обломков, м	Форма обломков
Доломиты, мергели	0,3-0,8	параллелепipedальная, плитчатая, изометрическая
Песчаники, алевролиты, аргиллиты	0,4-0,7	плитчатая
Песчаники массивные, окварцованные	0,8-1,5	толстоплитчатая, изометрическая
Сиениты, порфиры	0,3-0,6	изометрическая, плитчатая, глыбовая
Граниты, гнейсы, габбро	1—5 и более	изометрическая, кубическая, глыбовая

Строение курумов, их морфология и происхождение связаны между собой. На морфологию и строение курумов существенно влияют механизмы поступления в них грубообломочного материала, а также взаимоотношение их с субстратом, на котором они залегают.

Существенное влияние на строение всех видов курумов оказывает геологическая и геоморфологическая обстановка, в которой они образуются. Установлено, что на относительно однородном по составу и строению коренном субстрате и склонах с одинаковым уклоном курумообразующие процессы проявляются относительно равномерно по площади. В этом случае на курумовом склоне по его простиранию формируется сравнительно однотипный разрез. Строение и криогенные особенности закономерно изменяются сверху вниз по склону. Если же коренной субстрат неоднороден по составу и строению, то образование чехла происходит неравномерно по всей его площади в результате избирательного проявления криогенных процессов.

Форма курумов в плане отличается большим разнообразием. Однако по очертаниям курумы целесообразно подразделять на две большие группы: каменные поля и каменные потоки. Каменные поля представляют собой площади, покрытые курумовым чехлом, когда ширина поперек склона примерно равна длине или превышает ее (рис. 12.3). Каменные потоки — это линейные, вытянутые вдоль склона формы каменных развалов с соотношением длины к ширине более 2: 1 (рис. 12.4). Площадь курумов-полей изменяется от первых сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров, а протяженность курумов-потоков — от десятков метров до 1—1,5 км и более. Рельеф поверх-



Рис. 12.3. Курумы-поля в гольцовом поясе хр. Западные Янги, сложенные глыбами мезозойских щелочных пород (фото Е.Н. Оспенникова)

ности курумов часто осложнен ложбинами, воронкообразными понижениями, террасовидными уступами и пологими валами. Для ряда курумов в их нижних придолинных частях характерно наличие террасоподобных образований, формирование которых связано с накоплением поступающего сверху каменного материала. Строение курумов следует изучать с фациальных позиций, применяя метод мерзлотно-фациального анализа, предложенный Е.М. Катасоновым. Применительно к курумам фации рыхлых склоновых образований рассматриваются в двуединстве: во-первых, как фациальная (ландшафтная) обстановка, в которой происходит развитие курумов, и, во-вторых, как реальное геологическое тело со свойственным ему положением в рельефе, составом и строением в разрезах, включая следы экзогенных (в том числе и криогенных) явлений. Таким образом, фации курумов выделены по двуединству следующих признаков: общей морфологии и приуроченности к определенному ландшафту (водораздельной поверхности, склону, подножию склона); общей направленности процессов, преобразующих грубообломочный материал (формирующих обломки, перемещающих их вниз по склону и перерабатывающих у подножия). Каждая фация состоит из субфаций, отличающихся



Рис. 12.4. Курум-поток в предгорьях кряжа Зверева, сложенный гранитогнейсовыми глыбами архейских пород (фото Е.Н. Оспенникова)

особенностями строения курумного тела в разрезе (наличием или отсутствием горизонтов мелкозема, характером сортировки обломков, криогенным строением), соотношением его мощности с глубинами сезонного промерзания и оттаивания, преобладающими факторами движения, а также некоторыми особенностями микрорельефа поверхности курума (наличием понижений, следов осовов, полигональными формами и др.).

Разрезы курумов отличаются большим разнообразием. На хр. Удокан Н.Н. Романовским и др. (1989) было выделено 20 видов курумов с соответствующими им 13 видами разреза. В целом, несмотря на большую изменчивость строения курумов как по вертикали, так и в плане, можно выделить 3 основных типа разреза (рис. 12.5).

Первый тип (см. рис. 12.5, *a*), характерный для гольцовых районов, отличается наличием базального горизонта в основании. Этот горизонт представляет собой глыбы и щебень, сцементированные «гольцовым» льдом. Он имеет объемную льдистость от 20 до 50—70%. Располагаясь ниже слоя сезонного оттаивания, эти отложения входят в состав многолетнемерзлой толщи. Гольцовый лед обычно имеет четкие признаки промерзания от поверхности

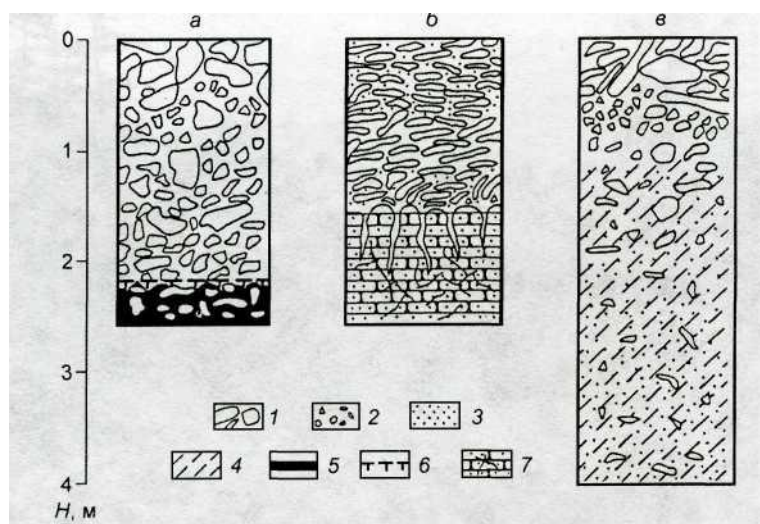


Рис. 12.5. Типичные разрезы курумов:

a — с грубообломочным чехлом без заполнителя и базальным ледогрунтовым горизонтом в основании; *б* — с грубообломочным слабо отсортированным чехлом, постепенно переходящим в «разборную скалу»; *в* — с грубообломочным, хорошо отсортированным чехлом без заполнителя, подстилаемым щебенисто-глибовыми образованиями с дисперсным заполнителем.

Условные обозначения: 1 — глыбы; 2 — щебень, дресва; 3 — песок; 4 — супесь; 5 — лед; 6 — граница мерзлых пород; 7 — «разборная скала»

окружающих его обломков: цепочки пузырьков воздуха вытягиваются перпендикулярно поверхностям глыб и концентрируются в центральной части объемов льда (рис. 12.6). Со временем в процессе метаморфизации гольцового льда отмеченные первичные признаки постепенно утрачиваются и гольцовый лед приобретает более однородное строение. В целом рассматриваемый тип курумов характеризуется наличием многолетнемерзлого базального горизонта, залегающего на коренных породах («разборной скале»). Мощность курумного чехла здесь увеличивается вниз по склону от 3—5 до 10—20 м. Если мощность курумного чехла не превышает глубины сезонного оттаивания, его разрез имеет вид, показанный на рис. 12.5, *б*. Встречаются талые (сезоннопромерзающие) курумы, содержащие в нижних частях разреза большое количество дисперсного материала (см. рис. 12.5, *в*). Кроме того, как правило, для курумов характерна неоднородность строения по площади, обусловленная различным положением в рельефе и особенностям динамики.

Формирование курумов связано с комплексом природных условий, активизирующих физическое выветривание пород и вы-

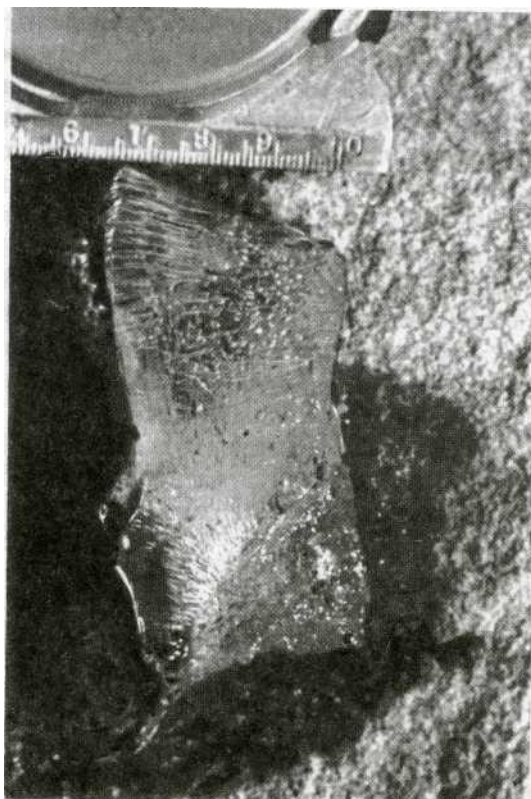


Рис. 12.6. Характер текстуры гольцового льда, Эльконский горст (фото Е.Н. Оспенникова)

пучивание каменного материала к земной поверхности. Поэтому континентальность климата, большое количество атмосферных осадков и глубокое сезонное промерзание и оттаивание в сочетании с особенностями геологического строения и геоморфологии, определяют возможность интенсивного развития курумов. Процессы криогенного и термогенного выпучивания обломков ведут к накоплению грубообломочного материала вблизи поверхности, в то время как мелкозем оседает в основании разреза рыхлой толщи. При этом увеличение проницаемости отложения за счет удаления дисперсного заполнителя способствует развитию суффозии и, следовательно, еще более активному выносу мелкозема. Кроме того, образование крупнообломочного чехла способствует конденсации водяных паров, что существенно увеличивает подземный сток, усиливая вынос мелкозема со склона.

Формирование курумов сопровождается значительным изменением условий тепло- и влагообмена на поверхности и внутри пород. В результате деградации почвенно-растительного слоя, сокращения мощности снега заметно возрастает амплитуда колебаний температуры на поверхности, а следовательно, и глубины промерзания и оттаивания пород. Однако в дальнейшем, при развитии грубообломочного чехла, благодаря конвективному выхолаживанию пород, связанному с затеканием в них холодного воздуха, начинает преобладать тенденция к прогрессирующему понижению среднегодовой температуры. Важным этапом является формирование гольцового льда в результате замерзания в сильно охлажденном за зиму теле курума талых снеговых вод при участии аблационного льда из паров атмосферы. В образовании гольцового льда участвуют и надмерзлотные воды. Его формирование знаменует вступление курума в стадию зрелости. Толща базального ледяного горизонта блокирует от выпучивания залегающие в основании его скальные обломки. Прекращается процесс пополнения обломочного чехла новым грубообломочным материалом. На поверхности гольцового льда в сезонноталом слое накапливаются щебень, дресва, песок и другие продукты выветривания. Соответственно сокращаются глубины сезонного оттаивания, курум вступает в стадию деградации.

Динамика курумов изучена недостаточно хорошо. Имеющиеся сведения о скоростях смещения курумного чехла свидетельствуют о том, что скорость перемещения обломочного чехла не превышает нескольких сантиметров в год. Вместе с тем И.Ю. Долгушин (1961) допускал возможность быстрых, происходящих скачкообразно, подвижек курумов. Позднее такие сходы грубообломочного чехла были зафиксированы В.К. Лапердиным, Ю.Б. Тржцинским (1977), Е.Н. Оспенниковым (1979). В целом установлено, что динамика курумов носит циклический характер. Циклы смещения обломочного материала состоят из закономерно повторяющихся фаз: 1) распучивания обломочного чехла, когда преобладает перемещение обломков вверх по склону (на величину до 5—7 мм); 2) относительного покоя, когда обломки в течение некоторого времени оказываются неподвижными и 3) смещения вниз по склону. Продолжительность циклов составляет 3—5 лет.

Изучение курумов проводится с целью: а) уточнения механизма развития процесса в различных природных условиях; б) изучения состава и строения различных разновидностей курумов; в) изучения влияния курумообразования на геокриологические условия склонов; г) палеогеографических реконструкций развития склоновых процессов гольцового пояса гор.

Методы изучения курумов подразделяются на полевые, камеральные и расчетно-аналитические. Возможность применения последних весьма ограничена вследствие слабой разработанности физической модели курумообразования, сложности и многофакторности условий, определяющих особенности развития курумов.

Полевые методы изучения курумов. Главными направлениями полевого изучения курумов является проведение режимных наблюдений за смещением обломочного материала, изучение состава и строения обломочного чехла, изучение факторов, влияющих на курумообразование и влияние самого курума на геокриологические условия склонов.

Выбор участков наблюдений. Полевые исследования курумов предваряются изучением площадного распространения курумов в регионе. Оно выполняется на основе совместного анализа геологической карты пород коренной основы масштаба 1: 200 000—1: 500 000, геоморфологической карты такого же масштаба, а также аэроснимков или космических снимков масштаба 1: 40 000—1 : 200 000. По результатам анализа составляется карта районирования территории по особенностям распространения курумов, которая на геологической основе характеризует пораженность территории курумами, преобладающие типы курумов (курумы-поля и курумы-потоки), а также их площадные и линейные размеры. Площадки для проведения режимных наблюдений размещаются в районах с различной степенью пораженности территории курумами, а также в местах размещения инженерных сооружений (авто- и железных дорог, газопроводов, линий ЛЭП и др.) на курумах.

Выбранные участки режимных наблюдений должны включать в себя различные элементы курумового рельефа (ложбины, уступы, курумовые террасы, воронки и др.) и соседние участки склонов, не затронутые процессами курумообразования. Предпочтительные размеры участков режимных наблюдений должны составлять 200 x 200 м для курумов-полей и 50—100 x 200 м — для курумов-потоков. Оборудованию пунктов режимных наблюдений должна предшествовать детальная, масштаба 1: 1000—1 :2000, инженерно-геокриологическая съемка участка режимных наблюдений, при которой особое внимание уделяется породам коренной основы, составу и строению рыхлого чехла, наличию гольцового льда, выплескам мелкоземистого материала, глубинам сезонного промерзания и оттаивания, характеристике грунтовых (надмерзлотных) вод. Картографирование указанных характеристик и условий производится на основе мензульного плана участка режимных наблюдений масштаба 1 : 1000—1 : 2000, на котором отображаются изогипсы рельефа, элементы характера курумового мезо- и мик-

рельефа, границы различных видов растительного покрова, пункты режимных наблюдений (за микроклиматом, температурным режимом грунтов и др.), горные выработки, а также элементы конструкций инженерных объектов, если таковые имеются.

Режимные наблюдения. Участок режимных наблюдений должен быть оборудован осенью при максимальном сезонном оттаивании пород. На участках режимных наблюдений производится изучение микроклимата на курумах, строения курумового чехла, динамики сезонного промерзания и оттаивания пород и факторов, ее определяющих, скорости смещения обломочного материала.

Микроклиматические наблюдения организуются для получения данных об особенностях приземного слоя атмосферы, определяющего температурный режим пород слоя сезонного промерзания-оттаивания. В пределах участка режимных наблюдений необходимо устроить два пункта микроклиматических наблюдений — на поверхности курума (равноудаленно от его краев) и на сопредельном «незакурумленном» склоне. На этих площадках по стандартным методикам производятся наблюдения за температурой и влажностью воздуха, направлением и скоростью ветра, количеством выпадающих осадков. Температура поверхности под снегом и температура снежного покрова по разрезу измеряются термометрами, закрепленными на снегомерной рейке через 0,1 м по вертикали от поверхности. На крупноглыбовых развалах таких рек должно быть не менее двух: на уровне поверхности глыбового поля и в межглыбовом понижении.

Изучение строения курумового чехла связано с определенными трудностями, обусловленными грубообломочным составом отложений. Поэтому наряду с прямыми методами (проходка шурфов) необходимо широкое применение косвенных методов изучения посредством геофизических исследований.

Проходка шурфов осуществляется по возможности на основных морфологических элементах курума, так как каждому из них, как правило, соответствует свой определенный тип разреза, а также на соседних незакурумленных участках. Принимая во внимание возможную неустойчивость курумового чехла, проходку шурфов глубиной свыше 1 м проводят с одновременным обязательным креплением стенок. Описание разреза отложений курума должно включать следующие характеристики: мощность отдельных слоев и горизонтов, их состав, преобладающие размеры обломков, их положение в разрезе, оценку окатанности обломков, визуальное изменение увлажнения отложений, особенности распространения дисперсного материала по разрезу, а также возможных захороненных фрагментов почвенно-растительного покрова, наличие

гольцового льда, его текстурные (распределение защемленных пузырьков воздуха, взмученного материала и др.) и структурные особенности.

При проходке шурфов производится отбор: образцов для определения петрографического состава обломков, гранулометрического состава заполнителя, его плотности и влажности (льдистости); включений дернины и древесных обломков для проведения радиоуглеродного датирования; образцов гольцового льда на общий химический и изотопный (третий), а также кислородный (по данным соотношения O^{18}/O^{16}) анализы.

При невозможности проходки шурфов и с целью изучения изменения строения курумового чехла по площади необходимо применение геофизических методов исследования. Посредством геофизических методов выявляются зоны тектонической трещиноватости коренных пород, определяются глубины сезонного оттаивания и промерзания пород, площадное развитие и вертикальная мощность горизонтов гольцового льда.

Размещение профилей геофизических исследований должно проводиться с обязательным захватом незакурумленных участков склонов, и сами профили, по возможности, должны проходить через пройденные горные выработки.

Из геофизических методов исследования могут быть использованы:

- метод электрического профилирования на постоянном токе — преимущественно на сопредельных с курумом участках склона и на курумах с большим содержанием заполнителя в разрезе;
- методы профилирования на постоянном токе (методы сверхдлинноволнового радиокипа и электромагнитного профилирования) — на любых курумах в летнее и зимнее время года, так как не требуют осуществления гальванических контактов с горными породами;
- электроразведка на постоянном токе (ВЭЗ) — для изучения вертикального строения курумов с большим количеством дисперсного заполнителя, а также сопредельных участков склонов; для изучения мощности слоев сезонного промерзания и оттаивания;
- частотное электромагнитное зондирование — на курумах для изучения геологического разреза и глубин сезонного промерзания и оттаивания;
- георадиолокационное зондирование — на курумах для фиксирования мощности базального ледогрунтового горизонта, обводненных слоев сезонного талого слоя.

Для надежной интерпретации геофизических материалов необходимо комплексирование геофизических методов исследования с данными горнопроходческих работ.

Изучение сезонного промерзания и оттаивания курумов производится, как минимум, по двум профилям — поперечному и продольному (ориентированному сверху вниз на склоне). На каждом из них оборудуется по 3—5 пунктов режимных наблюдений по изучению температуры пород и их влажностного режима. В пункте режимных наблюдений в предварительно пройденном шурфе устанавливается заглушенная снизу обсадная труба диаметром не менее 40 мм. Затем шурф засыпается в обратном порядке вынутой из него породой так, чтобы в наименьшей степени нарушить естественное сложение отложений курума. Более предпочтительна проходка для этих целей специальных скважин глубиной 15—20 м и оборудованных термотрубами. Измерение температуры пород необходимо производить в обсадных трубах (термотрубах) с использованием термисторных или терморезисторных датчиков, собранных в косы и расположенных на глубинах от устья до забоя через 0,25 м.

Влажность и плотность пород при проведении режимных наблюдений изучается в тех же оборудованных шурфах при помощи соответственно влагомера поверхностно-глубинного радиоизотопного и плотномера поверхностно-глубинного радиоизотопного. Наблюдения за влажностным режимом курумового чехла призваны оценить масштабы зимней абликации льда из водяных паров атмосферы и вклад этого фактора в формирование температурного режима курумов. Измерения температуры пород, их влажности и плотности производятся еженедельно в течение теплого периода года и в первую часть осенне-зимнего периода (до промерзания слоя сезонного оттаивания). Зимой периодичность измерений увеличивается до месяца.

Как отмечалось выше, тепловой режим курумов и глубина их протаивания в существенной степени зависят от конденсации водяных паров. В связи с этим при полевом исследовании курумов необходима организация режимных наблюдений за образованием конденсационной влаги в грубообломочном чехле. Конденсация влаги измеряется в специально устроенных конденсаторах конструкции В.Е. Афанасенко и С.Н. Булдовича. Для сооружения конденсатора на куруме проходится шурф на глубину сезонного оттаивания. Ширина шурфа у основания поперек склона должна быть 0,6—1 м, а длина вдоль склона — 3 м. На дне шурфа устанавливается металлический лоток шириной 0,4—0,6 и длиной до 2—2,5 м. Лоток с трех сторон (торцевой верхней и двух боковых) изолируется любыми доступными средствами от затекания подземных вод с прилегающих участков склона. В нижней по склону стороне лотка устраивается водослив и устанавливается емкость для сбора конденсационной влаги. После завершения монтажа

конденсатора шурф закапывается с возможно более полным сохранением особенностей первичного строения курумового чехла. При этом на всю глубину шурфа устанавливается коса температурных датчиков для наблюдений за температурным режимом пород в месте установки конденсатора. На заключительном этапе над установкой на высоте не менее 1 м над поверхностью монтируется защитный навес от атмосферных осадков. Периодичность замеров конденсационной влаги определяется поставленными при этих наблюдениях конкретными задачами. Для определения количества конденсационной влаги за теплый сезон объем воды фиксируется в конце лета. При изучении влияния на конденсацию погодных условий определение количества конденсационной воды выполняется по окончании каждого сухого и дождливого периодов в течение всего лета.

Наблюдения за скоростью смещения обломочного материала курумов могут проводиться с использованием методов: реперов, створов, траншей-ловушек, фотограмметрического, геометрического нивелирования, GPS-контроля.

Сущность метода реперов состоит в том, что на определенных участках курума закладываются реперы из стальных труб диаметром 25—40 мм. Реперы на куруме инструментально привязываются к неподвижному невыпучивающемуся основному реперу. Смещение реперов относительно неподвижного репера фиксируется с помощью теодолита.

Метод створов заключается в провешивании линий поперек курумового поля между двумя реперами, расположенными на сопредельных участках склона. Нормальная проекция линии, соединяющей реперы, маркируется на поверхности глыб водостойкой краской. Смещение глыб через определенные промежутки времени может фиксироваться визуально и при полевом измерении мерной лентой.

Метод траншей-ловушек основывается на определении объема рыхлого материала, проходящего через определенный створ за некоторый промежуток времени. Для этого, как правило, у нижней границы курума расчищаются рыхлые отложения в виде канавы глубиной 1—1,5 м. Ее стенки на определенной глубине от поверхности (соответствующей мощности слоя, динамика которого изучается) укрепляются, а дно застилается листовым железом. Измерение объемов и установление фракционного состава обломков, попавших в траншею, дает возможность определять количество обломочного материала, поступающего за счет смещения рыхлого чехла.

Фотограмметрический метод осуществляется посредством повторной фототеодолитной съемки. Особенностью метода

является то, что съемка производится с противоположного склона с двух реперных точек, расположенных на концах базисной линии длиной около 150 м. Фотоснимки в камеральных условиях обрабатываются на стереокомпараторах. При повторных съемках для всех опознанных точек (характерных каменных обломков на поверхности курума) может быть определено расстояние до базисной точки тригонометрическим методом. Кроме того, анализ разновременных пар снимков позволяет качественно оценить динамику всего покрова в целом.

Недостаток метода створов связан с большой трудоемкостью заложения реперов на склоне, метода траншей-ловушек — с непригодностью для наблюдений на крупноглыбовых курумах, а фотограмметрического метода — с невысокой точностью измерений.

Метод геометрического нивелирования заключается в определении высотного положения маркировочных точек на поверхности курума нивелирами. Он позволяет при использовании нивелиров III—IV классов точности измерять вертикальную составляющую движения обломков с погрешностью $\pm 1\text{--}2$ мм. При организации пунктов режимных наблюдений этим способом на поверхности курума с помощью водо-морозостойкой краски маркируются отдельные глыбы (помечаются точка установки нивелирной рейки и порядковый номер, который затем выносится на мензульный план пункта режимных наблюдений), превышение которых измеряется посредством нивелирного хода над специально сооруженным репером. При этом не требуется установки невыпучивающегося репера непосредственно на склоне. Размещение репера у подножия склона в днище долин позволяет избежать горизонтальных смещений репера вместе с движущимися склоновыми отложениями. Составляющая движения обломков вдоль поверхности склона (l) находится из соотношения $l = \Delta h / \sin \alpha$, где Δh — вертикальная составляющая; α — крутизна склона. Указанный метод универсален, но особенно подходит для изучения динамики сравнительно малоподвижных курумов, абсолютно преобладающих в криолитозоне.

Метод GPS-контроля основан на определении координат точек спутниковой навигационной системой. Процесс определения координат выглядит следующим образом. Приемник по сигналам от спутников определяет, какие из них доступны по местоположению. От спутников считываются информация об их местоположении, точное время отправки сигнала. По разнице времени между отправкой и получением сигнала вычисляется физическое расстояние до спутников. Имея расстояние до четырех спутников, приемник методом триангуляции получает возможность определить долготу и широту точки стояния, а также высоту

над уровнем моря. Применительно к курумам метод GPS-контроля может быть использован для изучения динамики чехла наиболее мобильных курумов, так как в настоящее время даже профессиональные навигаторы имеют точность определения координат не выше нескольких первых десятков сантиметров. Для проведения режимных исследований на поверхности курума, исходя из морфологии поверхности, маркируют глыбы и затем определяют их координаты. Повторные замеры позволяют отслеживать как местоположение точек на склоне, так и изменение их высоты над уровнем моря. Малая трудоемкость и простота производства определений позволяют охватывать наблюдениями практически неограниченное количество точек на поверхности курума, а затем производить обработку их результатов статистическими методами.

В заключение следует отметить, что для наблюдений за скоростью смещения обломочного материала курумов наиболее целесообразно комплексирование нескольких методов при работе в пределах одного пункта. В практических целях это преимущественно методы геометрического нивелирования и GPS-контроля, взаимно дополняющие друг друга и не изменяющие существующее состояние обломочного чехла изучаемого курума.

Камеральная обработка материалов исследований заключается в обработке материалов режимных наблюдений за сезонным оттаиванием и промерзанием пород, скоростью смещения обломочного материала, а также материалов по изучению курумовых отложений.

Обработка результатов режимных наблюдений за сезонным оттаиванием и промерзанием курумового чехла должна проводиться ежегодно. Анализ наблюдений по динамике сезонного оттаивания (промерзания) выполняется на основе сведений о погодных условиях. Эти материалы берутся по результатам микроклиматических наблюдений на курумах, а также метеонаблюдений на ближайшей метеостанции или poste. При этом основные климатические параметры — температура воздуха, составляющие радиационного баланса, количество осадков и др. — сводятся в таблицы по разделам: а) средние суточные величины; б) средние за пятидневку срочные и суточные величины; в) средние за месяц срочные и суточные величины.

Результаты снегомерных работ представляются в виде таблицы, в которой указаны наименование участка, номер снегомерного профиля, номер снегомерной рейки, элемент микро- (мезорельефа) курума и соответствующие мощности и плотности снежного покрова по срокам наблюдений. Результаты снегомерных съемок и наблюдений по рейкам наносятся на топографические мензюльные планы участка режимных наблюдений. На план наносятся также продухи в снежном покрове, образующиеся в результате

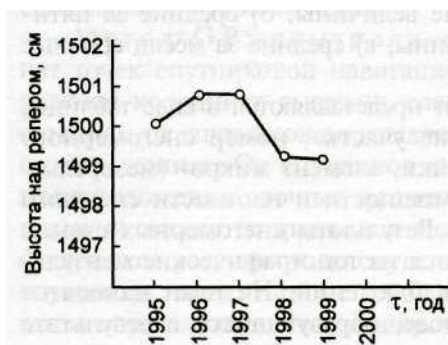
затекания холодного воздуха в грубообломочный чехол и его выхода у подножия склона.

Наблюдения за динамикой влажности и плотности грунтов производятся в шурфах при организации наблюдений методом непосредственных измерений, при режимных наблюдениях — радиоизотопными приборами ВПГР-1 и ППГР-1. По результатам наблюдений для каждого шурфа строятся графики изменения влажности пород во времени. Такие графики характеризуют основные горизонты строения разреза: глыбовый без заполнителя, глыбовый с дисперсным заполнителем, базальный горизонт и др. Результаты измерения температур пород в шурфах записываются в журнал термометрических наблюдений, в котором фиксируются элемент рельефа курума, где расположен пункт наблюдений, характер поверхности, дата наблюдения и полученные отсчеты. В дальнейшем результаты многократных измерений сводятся в отдельные таблицы. В заголовках столбцов указываются даты, а в заголовках строк — глубины измерений. Температурные замеры записываются в соответствующих ячейках. За годовой период рассчитываются средние температуры и амплитуды колебаний температуры пород для каждой глубины.

Для изучения влияния атмосферных осадков и влажности воздуха на конденсацию ее величина рассчитывается отдельно для дождливых и ясных периодов времени.

Результаты режимных наблюдений за смещением обломочного материала курумов заносятся в журнал, в котором фиксируются: а) порядковый номер маркированной глыбы, створа и др.; б) сроки наблюдений; в) величина смещения. При обработке материалов наблюдений для каждой из маркированных глыб строится график вертикального смещения во времени (рис. 12.7). На графике по оси ординат откладывается относительная высота маркированной точки над репером, а по оси абсцисс — время проведения замеров. Вследствие того, что смещение обломочного чехла курумов носит стохастический характер и в определенные периоды време-

ни в пределах одного курумового поля у разных глыб могут происходить перемещения как вниз, так и вверх по склону (или отсутствовать совсем), для получения общей харак-



12.7. График вертикального перемещения маркированной глыбы № 12 за период 1995—1999 гг. по материалам нивелирования. Участок режимных наблюдений «Курунг»

теристики движения курума необходимо построение гистограмм смещения обломков (рис. 12.8). На них по оси абсцисс откладываются диапазоны преобладающих вертикальных смещений (в см), а по оси ординат — доля глыб (в %), величина смещения которых относится к данному диапазону. Каждая гистограмма отвечает годичному периоду наблюдений. Построенные таким образом гистограммы хорошо отражают различные этапы в движении обломочного чехла курумов: этап преобладающего распучивания (см. рис. 12.8, б, в), этап относительного покоя (см. рис. 12.8, а) и этап смещения вниз (см. рис. 12.8, г).

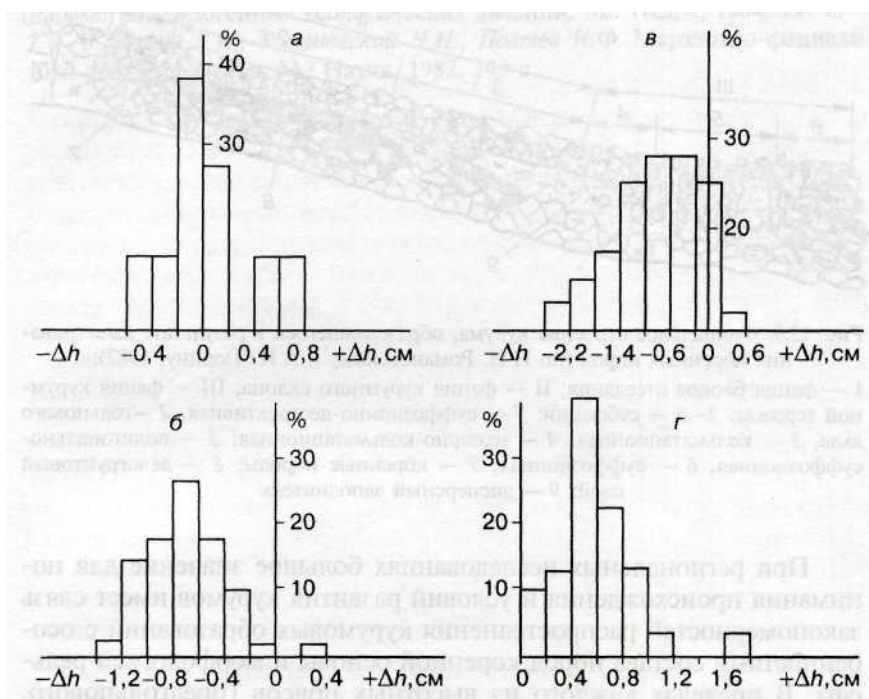


Рис. 12.8. Гистограммы перемещений глыб курумов (вертикальные составляющие) за 1999 г.

Пункты наблюдений: а — «Курунг»; б — «Оухта»; в — «Дежневка»; г — «Унгра». Обозначения в тексте

Камеральные работы по изучению строения курумовых отложений заключаются в построении разрезов горных выработок (шурфов), пройденных при организации режимных наблюдений, а также сводного разреза пород по профилю, ориентированному вдоль склона. На разрезах шурфов показываются: литологическое и криогенное строение, граница сезонного оттаивания (промерзания), плотность и влажность (льдистость) пород, а также данные

радиоизотопных датировок (при их наличии). Продольный разрез через курум строится на основе разрезов шурфов, а также данных геофизических исследований. На продольном разрезе показываются изменчивость литологического и криогенного строения отложений курумового чехла сверху вниз по склону, изменение глубины сезонного оттаивания (промерзания), а также особенностей строения и формирования курума (рис. 12.9).

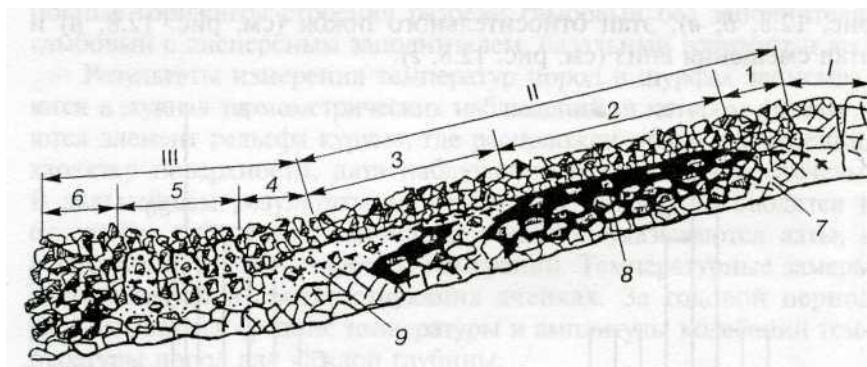


Рис. 12.9. Фациальное строение курума, образовавшегося в результате выветривания коренных пород (по Н.Н. Романовскому и А.И. Тюрину, 1982): I — фация блоков отседания; II — фация курумного склона; III — фация курумной террасы; 1—6 — субфации: 1 — суффозионно-деструктивная, 2 — гольцового льда, 3 — кольматационная, 4 — напорно-кольматационная, 5 — полигонально-суффозионная, 6 — суффозионная; 7 — коренные породы; 8 — ледогрунтовой слой; 9 — дисперсный заполнитель

При региональных исследованиях большое значение для понимания происхождения и условий развития курумов имеет связь закономерностей распространения курумовых образований с особенностями состава пород коренной основы и морфологией рельефа. В пределах каждого из высотных поясов (предгольцового, гольцового и др.) проводится анализ распространения курумов в зависимости от литологии верхних горизонтов коренных пород и экспозиции склонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980. 392 с.
2. Жигарев Л.А. Причины и механизм развития солифлюкции. М.: Наука, 1967. 158 с.
3. Методические рекомендации по стационарному изучению криогенных физико-геологических процессов / Под ред. СЕ. Гречищева, В.Л. Невечери. М.: ВСЕГИНГЕО, 1979. С. 31-35.

4. *Оспенников Е.Н.* Результаты наблюдений за скоростями движения обломочного материала курумов Чульманского плато // Мерзлотные исследования. Вып. XVIII. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 129-133.
5. Применение математических методов и ЭВМ при изучении геокриологических процессов. Ч. 2 / Под ред. Л.С. Гарагули. М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 79-83.
6. *Романовский Н.Н., Тюрин Л.И., Сергеев Д. О.* и др. Курумы гольцового пояса гор. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.
7. *Тер-Степанян Г.И.* Геодезические методы изучения динамики оползней. М.: Недра, 1972. 135 с.
8. *Толстых Е.А., Клюкин А.А.* Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических явлений. М.: Недра, 1984. 117 с.
9. *Тюрин А.И., Романовский И.И., Полтев Н.Ф.* Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М.: Наука, 1982. 149 с.

РАЗДЕЛ IV

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

При строительстве на многолетнемерзлых грунтах в зависимости от конструктивных и технологических особенностей зданий и сооружений, инженерно-геокриологических условий и возможности целенаправленного изменения свойств грунтов основания применяется один из следующих принципов использования многолетнемерзлых грунтов в качестве основания сооружений:

принцип I — многолетнемерзлые грунты основания используются в мерзлом состоянии, сохраняемом в процессе строительства и в течение всего периода эксплуатации сооружения;

принцип II — многолетнемерзлые грунты основания используются в оттаянном состоянии (с их предварительным оттаиванием на расчетную глубину до начала возведения сооружения или с допущением их оттаивания в период эксплуатации сооружения).

ГЛАВА 13

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НОРМАТИВНЫХ И РАСЧЕТНЫХ ГЛУБИН СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТА

13.1. Определение нормативных глубин сезонного оттаивания грунта

Нормативная глубина сезонного оттаивания грунта $d_{th,n}$ определяется как наибольшая его глубина, наблюдаемая за срок не менее 10 лет на участках, где слой сезонного оттаивания грунта сливается с многолетнемерзлой толщей. При этом опытная площадка должна быть без растительного и торфяного покрова и очищаться весной от снега.

В связи с тем что на конкретных строительных площадках такие наблюдения, как правило, не проводятся, в нормативном документе СНиП 2.02.04-88 [3] описывается методика определения нормативной глубины сезонного оттаивания грунта *по данным натурных наблюдений*, полученных непосредственно в период проведения инженерно-геологических изысканий. Согласно этой методике нормативная глубина сезонного оттаивания определяется по формуле

$$d_{th,n} = d'_{th} \frac{k_{w,c}}{k_w} \sqrt{\frac{(T_{th,c} - T_{bf}) t_{th,c}}{(T_{th} - T_{bf}) t_{th}}}, \quad (13.1)$$

где d'_{th} — максимальная глубина сезонного оттаивания грунта (м), полученная непосредственными наблюдениями в год проведения изысканий. Максимальных значений глубина сезонного оттаивания грунтов достигает к концу летнего периода. В том случае когда изыскания проводятся в начале или середине лета и глубина сезонного оттаивания грунтов еще не достигла максимальных значений, она должна приводиться к максимуму по существующим методикам [1];

T_{bf} — температура начала замерзания грунта, °С;

$T_{th,c}$ — расчетная температура поверхности грунта в летний период, °С, учитывающая различие температуры воздуха и оголенной поверхности грунта, — определяется по эмпирической формуле

$$T_{th,c} = 1,4 T_{th,m} + 2,4^{\circ}\text{C}; \quad (13.2)$$

$t_{th,c}$ — расчетная продолжительность летнего периода, ч, определяется с учетом увеличения времени прогрева грунта за счет удаления снежного покрова в весенний период по эмпирической формуле

$$t_{th,c} = 1,15 t_{th,m} + 360 \text{ ч}; \quad (13.3)$$

$T_{th,m}$ и $t_{th,m}$ — соответственно средняя по многолетним данным температура воздуха за период положительных температур (°С), и продолжительность этого периода (ч). Значения $T_{th,m}$ и $t_{th,m}$ определяются либо по данным ближайшей метеостанции за период не менее 10 лет, либо по таблицам СНиП 23-01-99 [4], где приведены средне многолетние значения среднемесячных и среднегодовых температур воздуха для опорных метеостанций России;

T_{th} и t_{th} — соответственно средняя температура воздуха (°С) за период положительных температур и продолжительность этого периода (ч) в год проведения изысканий, принимаемые по данным ближайшей метеостанции.

В том случае когда в период эксплуатации сооружения предусматриваются вертикальная планировка территории подсыпкой, регулирование поверхностного стока и другие мероприятия, приводящие к понижению уровня подземных вод и уменьшению влажности грунта сезонного слоя, в формулу (13.1) вводятся эмпирические коэффициенты $k_{w,c}$ и k_w , значения которых приведены в табл. 13.1. Коэффициент k_w определяется при суммарной влажности грунта W_{tot} , устанавливаемой по данным изысканий в период их проведения. Значение коэффициента $k_{w,c}$ в формуле (13.1) следует принимать при более низкой влажности грунта W' которая может формироваться при понижении уровня подземных вод. В СНиП 2.02.04-88 приводятся значения суммарной влажности грунтов различного состава W' , которые рекомендуется использовать при расчете нормативных глубин сезонного оттаивания грунтов при мероприятиях, приводящих к понижению уровня подземных вод (табл. 13.2). Для крупнообломочных и песчаных грунтов эти значения приняты постоянными, а влажность пылевато-глинистых и биогенных грунтов определяется по эмпирическим формулам, приведенным в табл. 13.2. Если понижения уровня грунтовых вод не предусматривается, коэффициенты $k_{w,c}$ и k_w равны между собой и их можно не учитывать при расчете.

Таблица 13.1

Значения коэффициентов $k_{w,c}$ и k_w для грунтов различного состава и влажности

Грунты	Суммарная влажность грунта W_{tot} , доли единицы					
	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
Коэффициенты $k_{w,c}$ и k_w						
Песчаные	1,0	0,92	0,83	0,75	0,7	-
Пылевато-глинистые	—	1,03	0,94	0,88	0,85	0,83

Таблица 13.2

Рекомендуемые значения влажности W' грунтов различного состава при понижении уровня подземных вод

Грунты	Значения суммарной влажности W' , доли единицы
Крупнообломочные	0,04
	0,07
	0,10
	$W_p + 0,5 I_p$
	$1,1 W_p$
Пески (кроме пылеватых)	
Пески пылеватые	
Пылевато-глинистые	
Биогенные	

Примечание. I_p и W_p — соответственно число пластичности и влажность грунта на границе пластичности.

Пример 1. Требуется определить нормативную глубину сезонного оттаивания грунтов для района г. Уренгой. Средняя температура воздуха за период положительных температур (средняя летняя температура воздуха) в год проведения изысканий $T_{th} = 9,4^{\circ}\text{C}$. Продолжительность периода с положительными температурами воздуха (продолжительность летнего периода) в год проведения изысканий $t_{th} = 2900$ ч. По данным многолетних наблюдений, согласно СНиП 23-01-99, средняя температура воздуха за период положительных температур $T_{th,m} = 10,1^{\circ}\text{C}$. Продолжительность летнего периода $t_{th,m} = 2920$ ч. Грунт представлен суглинком; суммарная влажность грунта по данным инженерно-геологических изысканий $W_{tot} = 0,3$; влажность грунта на границе пластичности $W_p = 0,18$ число пластичности $I_p = 0,15$. Температура начала заморзания грунта $T_{bf} = -0,2^{\circ}\text{C}$. Максимальная глубина сезонного оттаивания грунта, зафиксированная по данным натурных исследований в год проведения изысканий, $d'_{th} = 1,5$ м. На площадке предусматриваются мероприятия, приводящие к понижению уровня подземных вод.

1. По формуле (13.2) определяем расчетную температуру поверхности грунта в летний период:

$$T_{th,c} = 1,4 \cdot 10,1 + 2,4 = 16,5^{\circ}\text{C}.$$

2. По формуле (13.3) определяем расчетную продолжительность летнего периода:

$$t_{th,c} = 1,15 \cdot 2920 + 360 = 3718 \text{ ч}.$$

3. Определяем рекомендуемое значение влажности грунта с учетом понижения уровня подземных вод — W' (см. табл. 13.2):

$$W' = 0,18 + 0,5 \cdot 0,15 = 0,225.$$

4. По табл. 13.1 определяем значения коэффициентов k_w и $k_{w,c}$: при естественной влажности грунта $W_{tot} = 0,3$ значение коэффициента $k_w = 0,88$. С учетом понижения уровня подземных вод при влажности грунта $W' = 0,225$ значение коэффициента $k_{w,c} = 0,9$

5. Определяем по формуле (13.1) нормативную глубину сезонного оттаивания грунтов:

$$d_{th,n} = 1,5 \cdot \frac{0,9}{0,88} \cdot \sqrt{\frac{[16,5 - (-0,2)] \cdot 3718}{[9,4 - (-0,2)] \cdot 2920}} = 2,3 \text{ м}.$$

При *отсутствии данных натурных наблюдений* нормативную глубину сезонного оттаивания грунта $d_{th,n}$ (м), согласно СНиП 2.02.04-88, допускается определять по формуле

$$d_{th,n} = \sqrt{\frac{2\lambda_{th}(T_{th,c} - T_{bf})t_{th,c}}{q_1} + \left(\frac{Q}{2q_1}\right)^2} - \frac{Q}{2q_1}, \quad (13.4)$$

где Q — параметр, определяющий отток тепла в мерзлый грунт, Вт • ч/м² [ккал/м²]

$$Q = \left(0,25 - \frac{t_{th,c}}{t_1}\right)(T_0 - T_{bf})k_m\sqrt{\lambda_f C_f t_{th,c}}; \quad (13.5)$$

q_1 — удельная теплота таяния мерзлого грунта, Вт • ч/м³ [ккал/м³];

$$q_1 = L_v + \left(\frac{t_{th,c}}{t_2} - 0,1\right)[C_{th}(T_{th,c} - T_{bf}) - C_f(T_0 - T_{bf})]; \quad (13.6)$$

$$t_{th,c} = 1,15 t_{th,m} + 0,1 t_1; \quad (13.7)$$

$T_{th,c}$ и T_{bf} — обозначения те же, что в формуле (13.1);

t_1 — время, принимаемое равным 3600 ч;

t_2 — время, принимаемое равным 7500 ч;

T_0 — среднегодовая температура многолетнемерзлого грунта на глубине нулевых годовых амплитуд, °С, которая устанавливается на основании прогнозных расчетов температурного режима грунтов на застроенной территории;

λ_{th} и λ_f — коэффициенты теплопроводности соответственно талого и мерзлого грунта, Вт/(м • °С) [ккал/(м • ч • °С)];

C_{th} и C_f — объемная теплоемкость соответственно талого и мерзлого грунта, Вт • ч/(м³ • °С) [ккал/(м³ • °С)];

k_m — коэффициент, принимаемый для песчаных грунтов равным 1,0, а для пылевато-глинистых — по табл. 13.3 в зависимости от значения теплоемкости C_f и средней температуры грунта T , °С, определяемой по формуле

$$T = (T_0 - T_{bf})(t_{th,c} t_1 - 0,22); \quad (13.8)$$

L_v — удельная теплота таяния мерзлого грунта, Вт • ч/м³ [ккал/м³], определяемая по формуле

$$L_v = L_0 (W_{tot} - W_w) \rho_d, \quad (13.9)$$

где $L_0 = 93$ Вт • ч/кг [80 ккал/кг] — удельная теплота фазовых превращений вода—лед (затраты тепла на фазовые переходы);

W_{tot} — суммарная влажность мерзлого грунта, доли единицы;

W_w — влажность мерзлого грунта за счет незамерзшей воды, доли единицы, определяемая при температуре грунта, равной $0,5\bar{T}$, °C;

ρ_d — плотность сухого грунта (скелета грунта), кг/м³.

Таблица 13.3

Значения коэффициентов k_m в зависимости от температуры грунта $\bar{T}$ и его объемной теплоемкости C_f

Температура $\bar{T}$, °C	Объемная теплоемкость грунта, C_f , Вт·ч/(м ³ ·°C) [ккал/(м ³ ·°C)]			
	348 [300]	464 [400]	580 [500]	696 [600]

-1	6,8	5,9	5,3	5,0
-2	5,2	4,5	4,0	3,7
-4	3,7	3,2	2,8	2,5
-6	3,0	2,6	2,3	2,1
-8	2,5	2,2	1,9	1,6
-10	1,8	1,6	1,4	1,2

В случаях, когда предусматривается вертикальная планировка территории подсыпкой, регулирование поверхностного стока и другие мероприятия, приводящие к понижению уровня подземных вод, значения теплофизических характеристик при расчете глубин сезонного оттаивания грунтов по формуле (13.4) следует определять при значении влажности грунтов W' (см. табл. 13.2).

Пример 2. Требуется определить нормативную глубину сезонного оттаивания грунтов для района г. Уренгой. Средняя летняя температура воздуха по данным многолетних наблюдений $T_{th,m}$ -- 10,1°C. Продолжительность летнего периода $t_{th,m}$ = 2920 ч. Грунт представлен суглинком; суммарная влажность грунта W_{tot} = 0,3; влажность за счет незамерзшей воды W_w = 0,08; плотность сухого грунта (объемный вес скелета грунта) ρ_d = 1400 кг/м³. Коэффициенты теплопроводности талого и мерзлого грунта равны соответственно λ_{th} - 1,45 Вт/(м·°C), λ_f = 1,57 Вт/(м·°C); объемная теплоемкость талого и мерзлого грунта равны соответственно C_{th} = 835 Вт·ч/(м³·°C), C_f = 603 Вт·ч/(м³·°C). Среднегодовая температура грунта на глубине нулевых годовых амплитуд T_0 = -2°C, температура начала замерзания грунта T_{bf} = -0,2°C. Понижение уровня подземных вод на участке не предусматривается.

1. По формуле (13.2) определяем расчетную температуру поверхности грунта в летний период:

$$T_{th,c} = 1,4 \cdot 10,1 + 2,4 = 16,5^\circ\text{C}.$$

2. По формуле (13.7) определяем расчетную продолжительность летнего периода:

$$t_{th,c} = 1,15 \cdot 2920 + 0,1 \cdot 3600 = 3718 \text{ ч.}$$

3. Определяем по формуле (13.8) значение средней температуры грунта слоя сезонного оттаивания за летний период:

$$\bar{T} = [-2 - (-0,2)] \cdot \left(\frac{3718}{3600} - 0,22 \right) = -1,5^\circ \text{C.}$$

4. При этой температуре и объемной теплоемкости мерзлого грунта, равной $603 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/\text{м}^3$, по табл. 13.3 значение коэффициента k_m равно 4,5.

5. Определяем теплоту таяния грунта (затраты тепла на фазовые переходы) по формуле (13.9):

$$L_0 = 93 \cdot (0,3 - 0,08) \cdot 1400 = 28644 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/\text{м}^3.$$

6. По формуле (13.5) определяем значение Q :

$$Q = \left(0,25 - \frac{3718}{3600} \right) \cdot [-2 - (-0,2)] \cdot 4,5 \cdot \sqrt{1,57 \cdot 603 \cdot 3718} = 11895,6 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/\text{м}^2.$$

7. По формуле (13.6) определяем значение q_1 :

$$q_1 = 28644 + \left(\frac{3718}{7500} - 0,1 \right) \cdot \{ 835 \cdot [16,5 - (-0,2)] - 603 \cdot [-2 - (-0,2)] \} = 34591,8 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/\text{м}^3.$$

8. Определяем по формуле (13.4) нормативную глубину сезонного оттаивания грунтов:

$$d_{th,n} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,45 \cdot [16,5 - (-0,2)] \cdot 3718}{34591,8} + \left(\frac{11895,6}{2 \cdot 34591,8} \right)^2} - \frac{11895,6}{2 \cdot 34591,8} = 2,1 \text{ м.}$$

13.2. Определение нормативных глубин сезонного промерзания грунта

Нормативная глубина сезонного промерзания грунта $d_{f,n}$ (м) принимается равной средней из ежегодных максимальных глубин сезонного промерзания грунтов (по данным наблюдений не менее чем за 10 лет) на открытой, оголенной от снега горизонталь-

ной площадке при уровне грунтовых вод, расположенном ниже глубины сезонного промерзания грунтов.

При *отсутствии данных натурных наблюдений* нормативную глубину сезонного промерзания грунтов, согласно СНиП 2.02.04-88 [3], допускается определять по формуле

$$d_{f,n} = \sqrt{\frac{2\lambda_f(T_{bf} - T_{f,m})t_{f,m}}{q_2}}, \quad (13.10)$$

где $T_{f,m}$ и $h_{f,m}$ — соответственно средняя по многолетним данным температура воздуха за период отрицательных температур (°C) и продолжительность этого периода, ч. Значения $T_{f,m}$ и $h_{f,m}$ принимаются либо по данным ближайшей метеостанции за период не менее чем 10 лет, либо по СНиП 23-01-99 [4]; q_2 — удельные затраты тепла на замерзание талого грунта, Вт · ч/м³ [ккал/м³]:

$$q_2 = L_v - 0,5C_f(T_{f,m} - T_{bf}), \quad (13.11)$$

где L_v — удельная теплота замерзания грунта, Вт · ч/м³ [ккал/м³], определяемая по формуле (13.9); содержание незамерзшей воды в формуле (13.9) определяется при температуре грунта $\bar{T} = 0,5(T_{f,m} - T_{bf})$, °C. Остальные обозначения те же, что в формуле (13.4).

Пример. Требуется определить нормативную глубину сезонного промерзания грунтов для района г. Москвы. По данным многолетних наблюдений, согласно СНиП 23-01-99, средняя температура воздуха за период отрицательных температур $T_{f,m} = -6,6^\circ\text{C}$. Продолжительность зимнего периода $t_{f,m} = 3500$ ч. Грунт представлен песком, суммарная влажность грунта, по данным инженерно-геологических изысканий, $W_{tot} = 0,07$; влажность за счет незамерзшей воды $W_w = 0$; плотность сухого грунта (объемный вес скелета грунта) $\rho_d = 1600$ кг/м³. Температура начала замерзания грунта $T_{bf} = 0^\circ\text{C}$. Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта $\lambda_f = 1,62$ Вт/(м·°C), объемная теплоемкость мерзлого грунта $C_f = 489$ °Вт · ч/(м³ · °C).

1. По формуле (13.9) определяем удельную теплоту замерзания грунта (затраты тепла на фазовые переходы):

$$L_v = 93 \cdot (0,07 - 0) \cdot 1600 = 10416 \text{ Вт} \cdot \text{ч/м}^3.$$

2. По формуле (13.11) определяем значение q_2 :

$$q_2 = 10416 - 0,5 \cdot 489 \cdot (-6,6 - 0) = 12029,7 \text{ Вт} \cdot \text{ч/м}^3.$$

3. Определяем по формуле (13.10) нормативную глубину сезонного промерзания грунтов:

$$d_{f,n} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,62 \cdot [0 - (-6,6)] \cdot 3500}{12029,7}} = 2,5 \text{ м.}$$

13.3. Определение расчетных глубин сезонного оттаивания и промерзания грунта

Расчетные глубины сезонного оттаивания и промерзания грунта определяются с учетом теплового влияния зданий и сооружений и используются при решении задач механического взаимодействия сооружений с многолетнемерзлыми грунтами, например при определении несущей способности оснований, расчете оснований и фундаментов по устойчивости на воздействие сил морозного пучения.

Согласно СНиП 2.02.04-88 [3], расчетная глубина сезонного оттаивания d_{th} и расчетная глубина сезонного промерзания грунта d_f определяются по формулам:

$$d_{th} = k'_h d_{th,n}; \quad (13.12)$$

$$d_f = k_h d_{f,n}; \quad (13.13)$$

где $d_{th,n}$ и $d_{f,n}$ — нормативные глубины соответственно сезонного оттаивания и сезонного промерзания грунта; k'_h и k_h — коэффициенты теплового влияния сооружения. Значения коэффициентов k'_h и k_h для зданий и сооружений с холодным подпольем, когда многолетнемерзлые грунты используются по принципу I, и для опор мостов приведены в табл. 13.4. Значения коэффициента k_h для отапливаемых зданий и сооружений при использовании многолетнемерзлых грунтов по принципу II, т.е. в оттаянном состоянии, в соответствии с требованиями СНиП 2.02.01-83 [2] определяются по табл. 13.5.

Таблица 13.4

Значения коэффициентов k'_h и k_h		
Сооружения	k'_h	k_h
Здания и сооружения с холодным подпольем (многолетнемерзлые грунты используются по принципу I):		
у наружных стен с отмостками, имеющими асфальтовые и им подобные покрытия	1,2	—
у наружных стен с отмостками без асфальтовых покрытий	1,0	—
у внутренних опор	0,8	—

Сооружения	k'_h	k_h

Мосты:		
промежуточные массивные опоры с фундаментами мелкого заложения или фундаментами из свай и свай-столбов с плитой (ростверком), заглубленной в грунт при ширине опор по фасаду от 2 до 4 м	1,3	1,2
4 м и более	1,5	1,3
промежуточные столбчатые и свайные опоры, рамно-стоечные опоры с фундаментами мелкого заложения	1,2	1,1
обсыпные устои	1,0	1,0

Примечания. 1. Данные таблицы не распространяются на случаи применения теплоизоляции и других специальных теплозащитных мероприятий (вентилируемые и теплоизолирующие подсыпки, охлаждающие устройства и т. д.).

2. Для устоев мостов, обсыпанных песчаным грунтом, значения k'_h следует принимать по данным теплотехнического расчета, но не менее 1,2.

Таблица 13.5

Значение коэффициента k_h

Особенности сооружения	Коэффициент k_h и расчетной средней температуры воздуха (°С) в помещении, примыкающем к наружным фундаментам				
	0	5	10	15	20 и более
Без подвала с полами, устраиваемыми:					
по фундаменту	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5
на лагах по грунту	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6
по утепленному цокольному перекрытию	1,0	1,0	0,9	0,8	0,7
С подвалом или техническим подпольем	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4

Примечание. Для наружных и внутренних фундаментов неотапливаемых сооружений значение k_h принимается равным 1,1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методика мерзлотной съемки / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.
2. СНиП 2.02.01-83 Основания зданий и сооружений / Госстрой СССР. М.: Стройиздат, 1985. 40 с.
3. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах / Госстрой СССР. М.: ЦИТП Госстроя СССР. 1990. 56 с.
4. СНиП 23-01-99. Строительная климатология / Госстрой России. М.: ЦИТП Госстроя России, 2000. 73 с.

МЕЛИОРАЦИЯ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ КАК ОСНОВАНИЙ СООРУЖЕНИЙ

Под мелиорацией (улучшением) понимается целенаправленное изменение среднегодовой температуры, состава, строения и свойств мерзлых, промерзающих и протаивающих грунтов, их водно-теплового режима в направлении, необходимом для решения определенных практических задач. При этом используется тепловая, водно-тепловая, механическая, физико-химическая и химическая мелиорация [2].

В последнее время наибольшее распространение получили тепловая и водно-тепловая мелиорации грунтов. Тепловая мелиорация заключается в искусственном понижении или повышении температуры грунтов с использованием различных способов [1, 2]. Теплопередача в грунтах при этом методе осуществляется кондуктивным способом. В основном тепловая мелиорация применяется при подготовке грунтов к использованию в качестве оснований инженерных сооружений или вмещающей среды, противофилтратационных экранов, а также для облегчения разработки мерзлых грунтов.

Изменение температурного режима грунтов чаще всего осуществляется до начала или в процессе строительства, реже в период эксплуатации сооружений. Понижение температуры грунтов применяют при строительстве по I принципу, а повышение — по II принципу строительства.

Охлаждение пластичномерзлых и замораживание талых грунтов производится с целью превращения их в твердомерзлые и соответственно повышения их прочности и снижения деформационных свойств. Применяются как естественные, так и искусственные способы замораживания грунтов.

Естественное охлаждение, как и замораживание, возможно удалением снежного покрова, затенением или защитой поверхности грунта теплоизоляцией летом, сооружением проветриваемых подполий (рис. 14. 1), укладкой в основании сооружений труб с естественной вентиляцией в зимний период (рис. 14.2) и др. Продолжительность охлаждения и замораживания при этих способах может быть весьма длительной, что не всегда приемлемо.

Для ускорения процесса производится искусственное нагнетание холодного воздуха в скважины, пройденные на всю мощность охлаждаемой и замораживаемой зоны, или в замораживающие колонки специальных воздушных установок, опущенных в эти скважины (рис. 14.3). Глубина охлаждения и замораживания

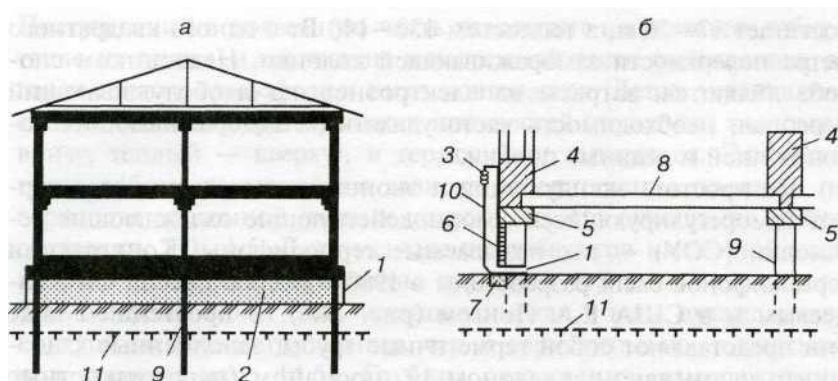


Рис. 14.1. Схемы здания с вентилируемым подпольем (а) и фрагмента подполья (б): 1 — вентиляционные отверстия; 2 — вентилируемое подполье; 3 — решетка; 4 — стена здания; 5 — рандбалка; 6 — ограждение цоколя; 7 — вспомогательная (цокольная) балка; 8 — перекрытие над подпольем; 9 — свая; 10 — приставной вентиляционный короб; 11 — верхняя граница многолетнемерзлого грунта

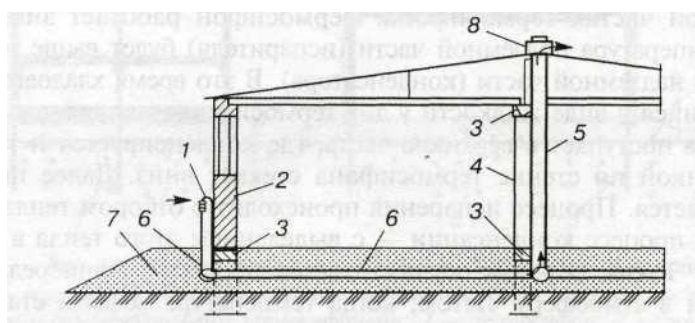


Рис. 14.2. Схема охлаждения здания вентилируемыми трубами: 1 — решетка; 2 — стена здания; 3 — рандбалка; 4 — колонна; 5 — вытяжная труба; 6 — трубчатая система; 7 — подсыпка из крупноскелетного материала; 8 — крышный вентилятор

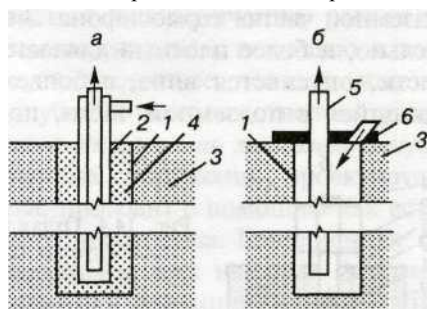


Рис. 14.3. Охлаждение, замораживание грунтов воздушными установками: а — колонками; б — трубами; 1 — скважина; 2 — колонка; 3 — грунт; 4 — песчаная подсыпка; 5 — отсасывающая труба; 6 — входной патрубок с крышкой

достигает 17—20 м, а теплосъем 130—140 Вт с одного квадратного метра поверхности замораживающей колонки. Недостатком способа являются: затраты на электроэнергию и обслуживающий персонал, необходимость часто удалять из замораживающих колонок иней и ледяные пробки.

По простоте эксплуатации и экономичности первенство держат саморегулирующиеся сезоннодействующие охлаждающие установки (СОУ) — так называемые термосифоны. Конструкции термосифонов были разработаны в 1960-х годах в России СИ. Гапеевым и в США Е.А. Лонгом (рис. 14.4). В простейшем виде они представляют собой герметичные трубы, заполненные хладагентом: аммиаком, хладоном-12, пропаном (парожидкостные термосифоны Лонга, теплосъем 80—115 Вт/м²) или керосином, хладоном-30, этиленгликолем (жидкостные термосифоны Гапеева, теплосъем 40—60 Вт/м²). Принцип работы парожидкостных термосифонов основан на процессах испарения—конденсации хладагента под действием разности температур в подземной и надземной частях термосифона. Термосифон работает зимой, когда температура подземной части (испарителя) будет выше температуры надземной части (конденсатора). В это время хладагент, находящийся в виде жидкости у дна термосифона, испаряется и в виде пара поступает в верхнюю часть, где конденсируется и тонкой пленкой по стенке термосифона стекает вниз. Далее цикл продолжается. Процесс испарения происходит с отбором тепла из грунта, а процесс конденсации — с выделением этого тепла в атмосферу. Таким образом осуществляется процесс теплопередачи из грунта в атмосферу. Летом, когда температура воздуха становится выше температуры грунта, конденсация не происходит и термосифон перестает работать (запирается).

Принцип работы жидкостного термосифона основан на конвекции хладагента, обусловленной инверсией его плотностей в надземной и подземной частях термосифона. Зимой более холодный, а следовательно, и более плотный хладагент, находящийся в надземной части, опускается вниз, а более теплый и менее плотный, находящийся в подземной части, поднимается вверх.

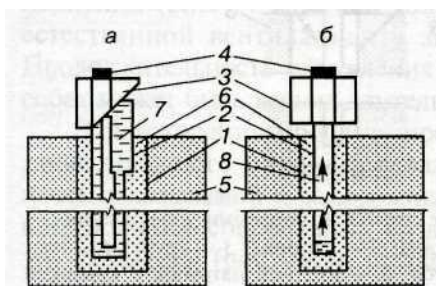


Рис. 14.4. Охлаждение, замораживание грунтов термосифонами: а — жидкостными, б — парожидкостными; 1 — скважина; 2 — испаритель; 3 — конденсатор; 4 — запорная арматура; 5 — грунт; 6 — песчаная засыпка; 7 — жидкостный хладагент; 8 — парожидкостный хладагент

Поступивший в подземную часть хладагент нагревается, забирая тепло из грунта, а хладагент в надземной части охлаждается, отдавая тепло в атмосферу, и цикл повторяется. Летом устанавливается устойчивая стратификация плотностей (холодный хладагент внизу, теплый —верху), и термосифон запирается. Эффективность работы термосифона зависит от отношения площади поверхности надземной части к подземной. Это отношение должно составлять 1,0—1,5. Для уменьшения габаритов надземной части широко применяют оребрение труб или стальные конвекторы. Термосифоны могут быть установлены как в виде охлаждающего контура по периметру здания, так и горизонтально, в подсыпке под зданием (рис. 14.5). Глубина охлаждения, замораживания термосифонами обычно не превышает 15 м, а время работы ограничено зимним периодом.

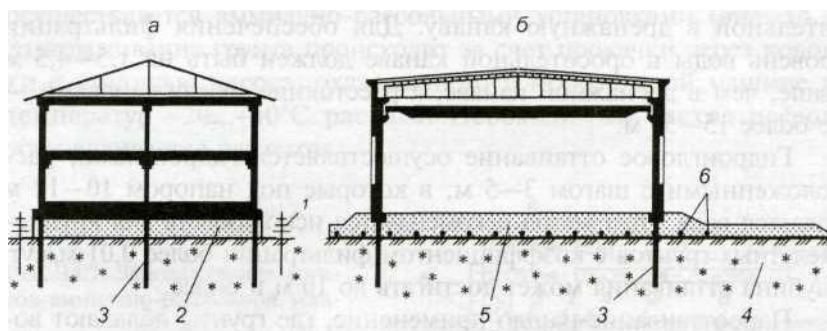


Рис. 14.5. Схемы зданий, возводимых по I принципу строительства: а — гражданского с охлаждающим контуром из термосифонов, б — промышленного с горизонтальными термосифонами; 1 — термосифон; 2 — вентилируемое подполье; 3 — свайный фундамент; 4 — многолетнемерзлый грунт; 5 — крупноскелетная подсыпка; 6 — горизонтальные термосифоны

Большей эффективностью (теплосъем до 250—500 Вт/м², глубина промораживания неограниченна, работа ведется круглый год) отличается замораживание с помощью холодильных машин, однако оно более дорогостоящее, поэтому чаще всего применяется при проходке глубоких шахтных стволов, туннелей и др.

Предпостроечное оттаивание многолетнемерзлых грунтов как оснований инженерных сооружений, проектируемых по II принципу строительства, проводят с помощью как естественных, так и искусственных источников тепла. Естественные способы оттаивания грунтов эффективны при наличии достаточного времени. Область их применения ограничивается в основном южными районами криолитозоны. Эти способы основаны главным образом на регулировании теплового баланса дневной поверхности (задержание снега зимой и его уборка весной, удаление напоч-

венного растительного покрова, зачернение поверхности и др.). Оттаивание многолетнемерзлых грунтов искусственными источниками тепла более производительны. Существует множество способов оттаивания: дождевальны́й, фильтрационно-дренажный, гидроигловой, оттаивание паром, электропрогрев мерзлых пород переменным током и др.

Дождевальный оттаивание эффективно использовать для грунтов с высокой водопроницаемостью (более 50 м/сут, крупноскелетные грунты) в талом состоянии. В этом случае вода разбрызгивается из дождевальных установок, расположенных по сетке.

Фильтрационно-дренажное оттаивание применяется для крупноскелетных грунтов с коэффициентом фильтрации более 40 м/сут, в талом состоянии. Оттаивание происходит за счет теплоотдачи горизонтального фильтрационного потока,двигающегося из оросительной в дренажную канаву. Для обеспечения фильтрации уровень воды в оросительной канаве должен быть на 1,5—4,5 м выше, чем в дренажной канаве, а расстояние между канавами — не более 15—50 м.

Гидроигловое оттаивание осуществляется гидроиглами, расположенными с шагом 3—5 м, в которые под напором 10—12 м подается вода. Этот метод рекомендуется использовать для крупноскелетных грунтов с коэффициентом фильтрации более 0,01 м/сут. Глубина оттаивания может достигать до 10 м и более.

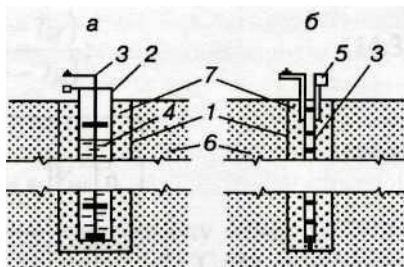
Парооттаивание нашло применение, где грунты обладают водопроницаемостью не ниже 0,01 м/сут и не имеют крупнообломочных включений. Пар под давлением в несколько атмосфер подается к иглам, которые под собственным весом погружаются в грунт со скоростью 0,7—1,5 м/ч по мере его оттаивания. Существуют открытые и закрытые иглы. В открытых иглах пар выпускается в конце трубы в грунт, а в закрытых он циркулирует внутри трубы. Этот способ позволяет оттаивать грунт в основном до 10 м.

Наиболее эффективно (любые типы грунтов, большая скорость оттаивания) электрооттаивание, основанное на использовании закона Джоуля—Ленца. Существуют два способа использования токоприемников — в качестве электронагревателей (электролитических и омических, рис. 14.6) и в качестве электродов. Питание электронагревателей осуществляется переменным током напряжением 20—30 В, электродов — переменным током напряжением 380 В.

Применение того или иного метода тепловой мелиорации зависит от конкретной цели и назначается на основе технико-экономического расчета.

Рис. 14.6. Оттаивание мерзлых грунтов нагревателями:

a — электрическим, *б* — омическим; 1 — скважина; 2 — корпус нагревателя; 3 — электрод; 4 — электролит; 5 — дополнительные металлические стержни; 6 — грунт; 7 — песчаная засыпка

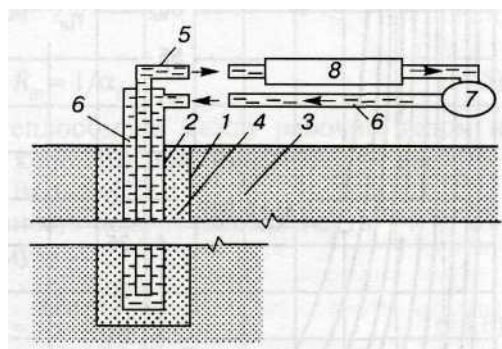


14.1. Определение радиуса замораживания грунтов вокруг замораживающей аммиачно-рассольной установки

Машинное замораживание грунтов (Трупак, 1974), как правило, осуществляется аммиачно-рассольными установками (рис. 14.7). Замораживание грунта происходит за счет прокачки через колонки с помощью насоса, охлажденного в морозильной машине до температур $-20...-40^{\circ}\text{C}$ рассола. Необходимый расход рассола устанавливается расчетом.

Рис. 14.7. Замораживание грунтов аммиачно-рассольной установкой:

1 — скважина; 2 — колонка; 3 — грунт; 4 — песчаная засыпка; 5 — распределительная линия; 6 — рассол; 7 — насос; 8 — холодильная машина



Расчет радиуса льдогрунтового цилиндра вокруг замораживающей колонки (r_f , м) в соответствии с предложением Х.Р. Хакимова (1957) осуществляется по формуле

$$r_f = \eta_a r_p, \quad (14.1)$$

где r_p — внешний радиус замораживающей колонки; η_a — безразмерный параметр, определяемый по номограмме (рис. 14.8) в зависимости от значений безразмерных параметров b , M , H_a , которые, в свою очередь, вычисляются по формулам:

$$b = \frac{\lambda_f}{r_p} R_{in}; \quad (14.2)$$

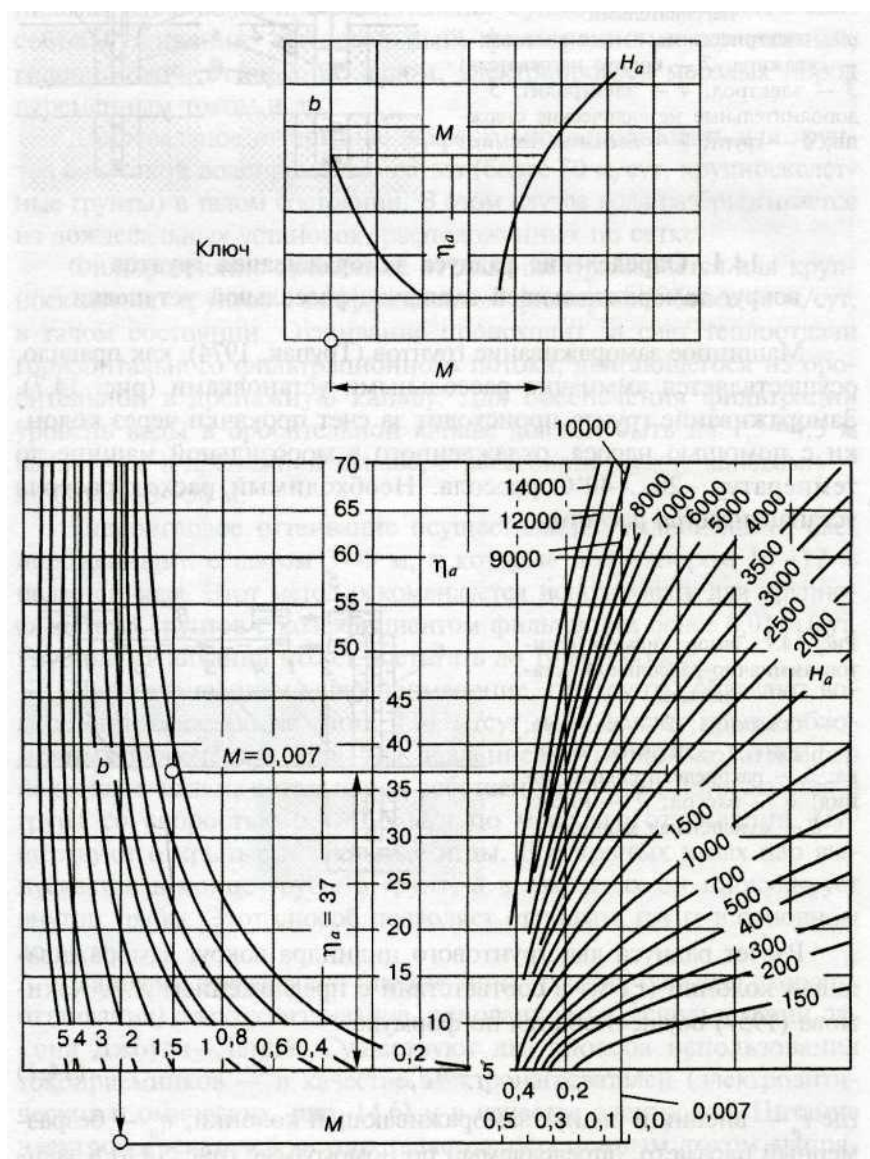


Рис. 14.8. Номограмма для расчета радиуса льдогрунтового цилиндра в зимний период

$$M = \frac{\lambda_{th}(T_0 - T_{bf})}{\lambda_f(T_{bf} - T_{in})}; \quad (14.3)$$

$$H_a = \frac{\lambda_f(T_{bf} - T_{in})t_f}{r_p^2 L_0 \rho_{d,th} W_{tot}}, \quad (14.4)$$

где R_{in} — термическое сопротивление теплообмену между рабочим телом и внутренней поверхностью колонки, $\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}$, определяемое по формуле (14.5); λ_f ; λ_{th} — теплопроводность грунта в мерзлом и талом состояниях, $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{C})$; T_{bf} — температура начала замерзания грунта, $^\circ\text{C}$; T_f — максимальная температура мерзлого грунта в твердомерзлом состоянии, $^\circ\text{C}$; T_0 — температура грунта у подошвы слоя с нулевыми годовыми амплитудами температуры, $^\circ\text{C}$; T_{in} — средняя по длине колонки температура рабочего тела, равная $T_p + 1^\circ\text{C}$ (T_p — температура рассола в подающей магистрали); t_f — продолжительность замораживания, ч; L_0 — удельная теплота фазовых превращений вода—лед в расчете на единицу массы, равная $93 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/\text{кг}$ ($80 \text{ ккал}/\text{кг}$); $\rho_{d,th}$ — плотность талого грунта в сухом состоянии, $\text{кг}/\text{м}^3$; W_{tot} — суммарная влажность грунта, доли единицы.

$$R_{in} = 1/\alpha_{in}, \quad (14.5)$$

где α_{in} — коэффициент теплообмена между рабочим телом и внутренней поверхностью колонки, принимаемый для рассольных установок равным $116 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{C})$.

Необходимая интенсивность подачи рассола (G_p , $\text{м}^3/\text{ч}$) к колонке вычисляется по формуле

$$G_p = \frac{1,2\pi r_f^2 I_p L_v}{C_{w,h} \Delta T t_f}, \quad (14.6)$$

где l_p — длина подземной части замораживающей колонки (глубина погружения в грунт), м; L_v — количество холода для замораживания 1 м^3 грунта, определяемое по формуле (14.7), $\text{Вт} \cdot \text{ч}/\text{м}^3$; $C_{w,h}$ — объемная теплоемкость рабочего тела, принимаемая для рассола равной $957 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$; ΔT — разность температуры рабочего тела на входе и выходе колонки, принимаемая для рассола равной 2°C .

$$L_v = L_0 \rho_{d,th} W_{tot}. \quad (14.7)$$

Пример решения задачи. Требуется определить радиус льдогрунтового цилиндра вокруг замораживающей колонки аммиачно-рассольной установки, работающей в течение $t_f = 2000$ ч, а также вычислить необходимую интенсивность подачи рассола к колонке.

Радиус колонки $r_p = 0,054$ м, глубина погружения в грунт $I_p = 10$ м. Температура рассола $T_p = -40^\circ\text{C}$. Грунт — песок с суммарной влажностью $W_{\text{tot}} = 0,14$, плотностью сухого грунта $\rho_{d,th} = 1600$ кг/м³, коэффициентами теплопроводности мерзлого грунта $\lambda_f = 1,7$ и талого грунта $\lambda_{th} = 1,2$ Вт/(м · °C) и температурой начала замерзания $T_{bf} = -0,1^\circ\text{C}$. Начальная температура грунта у подошвы слоя с нулевыми годовыми амплитудами температуры $T_0 = 0,3^\circ\text{C}$.

Вначале определяем среднюю по даине колонки температуру

$$T_{in} = -40 + 1 = 39^\circ\text{C}.$$

По формуле (14.5) находим термическое сопротивление теплообмену между рабочим телом и внутренней поверхностью колонки:

$$R_{in} = 1/116 = 0,0086 \text{ м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}.$$

Далее по формулам (14.2)—(14.4) вычисляем безразмерные параметры b , M , H_a :

$$b = (1,7/0,054) \cdot (1/116) = 0,27;$$

$$M = \{1,2 \cdot [0,3 - (-0,1)]\} / \{1,7 \cdot [-0,1 - (-39)]\} = 0,007;$$

$$H_a = \{1,7 \cdot [-0,1 - (-39)] \cdot 2000\} / \{0,054^2 \cdot 93 \cdot 1600 \cdot 0,14\} = 2177.$$

рабочего тела:

На рис. 14.8 дан ключ, который показывает, как пользоваться номограммой для определения безразмерного параметра η_a , имея значения b , M , H_a . На горизонтальной оси откладываем вычисленное значение параметра M (0,007). Затем перемещаем полученный отрезок вверх параллельно шкале M , так, чтобы его концы были заключены между полученными параметрами b (0,27) и H_a (2177). По вертикальной шкале находим искомое значение параметра $\eta_a = 37$.

По формуле (14.1) вычисляем радиус замораживания вокруг колонки:

$$r_f = 37 \cdot 0,054 = 2,00 \text{ м}.$$

Необходимую интенсивность подачи рассола (G_p) в колонку определяем по формуле (14.6), предварительно рассчитав (формула (14.7)) количество холода для замораживания 1 м³ грунта $L_v = 93 \cdot 1600 \cdot 0,14 = 20832$ Вт · ч/м³, и получим ответ:

$$G_p = (1,2 \cdot \pi \cdot 2^2 \cdot 10 \cdot 20832) / (957 \cdot 2 \cdot 2000) = 0,82 \text{ м}^3/\text{ч}.$$

14.2. Определение времени оттаивания многолетнемерзлого грунта пропусканием через него электрического тока

Одним из индустриальных способов повышения температуры грунтов является электрооттаивание. Оттаивание проводится непосредственным пропусканием через грунт переменного (напряжением 380 В и выше) трехфазного тока через электроды (специальные стальные иглы), расположенные в шахматном порядке с шагом 2—4 м. В практике известно оттаивание мерзлых грунтов этим способом на глубину до 40 и более метров. Область применения способа — оттаивание глинистых грунтов со льдосодержанием не более 150 кг/м³ и удельным электрическим сопротивлением в талом состоянии до 30 Ом • м. Затраты на электроэнергию при таком оттаивании составляют 60—80 кВт • м³.

Время оттаивания (t_{th} , с) пропусканием через грунт электрического тока определяется по формуле [3]:

$$t_{th} = D \left\{ 0,5(1 - k_e)^2 \left[\left(\frac{r_{th}}{r_e} \right)^2 \left(\ln \frac{r_{th}}{r_e} - 0,5 \right) - \left(\frac{r_w}{r_e} \right)^2 \left(\ln \frac{r_w}{r_e} - 0,5 \right) \right] + k_e(1 - k_e) \frac{r_{th}^2 - r_w^2}{r_e^2} \ln \frac{r_{th}}{r_e} + k_e^2 \Delta \ln^2 \frac{r_{th}}{r_e} \right\}, \quad (14.8)$$

где r_e , r_w — радиусы электрода и буровой скважины, м; r_{th} — расчетный радиус оттаивания, м; k_e — отношение удельного электрического сопротивления мерзлого грунта ρ_f (Ом • м) к удельному электрическому сопротивлению талого грунта ρ_e (Ом • м); Δ , D — вспомогательные параметры, вычисляемые по формулам:

$$\Delta = \text{Li}(x_1^2) - \text{Li}(x_2^2), \quad x_1 = r_{th}/r_e, \quad x_2 = r_w/r_e; \quad (14.9)$$

$$D = 1,033 \left(\ln^3 \frac{l'_e}{l_e} + 5,18 \right) \rho_e r_e^2 \left(\frac{L_v}{U^2} \right), \quad (14.10)$$

где l_e , l'_e — длины электрода и его незащищенной части соответственно, м; U — электрическое напряжение, В; L_i (...) — обозначение интегрального логарифма, определяемого по табл. 14.1; L_v — теплота таяния мерзлого грунта, Дж/м³.

Удельные затраты электроэнергии на оттаивание (Y_e , Дж/м³) определяются по формуле

$$Y_e = \frac{0,302 U^2 l'_e t_{th}}{r_{th}^2 l_e \ln \frac{r_{th}}{r_e}} \left(\frac{1}{\rho_e} + \frac{1}{\rho_f} \right). \quad (14.11)$$

Таблица 14.1

Значения интегрального логарифма $\text{Li}(x)$

x	$\text{Li}(x)$	x	$\text{Li}(x)$	x	$\text{Li}(x)$	x	$\text{Li}(x)$
1,25	-0,686	50,0	18,47	1700	274,9	4400	613,3
1,35	-0,302	60,0	20,97	1800	288,3	4500	625,3
1,45	-0,004	70,0	23,36	1900	301,6	4600	637,1
1,50	0,125	80,0	25,68	2000	314,8	4700	649,0
1,60	0,354	90,0	27,93	2100	327,9	4800	660,7
1,70	0,554	100	30,13	2200	341,0	4900	672,5
1,80	0,735	125	35,42	2300	353,9	5000	684,3
1,90	0,895	150	40,50	2400	366,8	5500	742,7
2,00	1,045	175	45,41	2500	379,6	6000	800,4
3,00	2,164	200	50,19	2600	392,4	6500	857,6
4,00	2,968	250	59,43	2700	405,0	7000	914,3
5,00	3,635	300	68,33	2800	417,7	7500	970,6
6,00	4,222	350	76,98	2900	430,2	8000	1026
7,00	4,757	400	85,42	3000	442,8	8500	1062
8,00	5,254	450	93,68	3100	455,2	9000	1136
9,00	5,721	500	101,7	3200	467,6	9500	1191
10,00	6,166	600	117,6	3300	480,0	100 000	1246
12,00	7,001	700	133,1	3400	492,3	105 000	1300
14,00	7,781	800	148,2	3500	504,6	110 000	1354
16,00	8,520	900	163,0	3600	516,2	115 000	1407
18,00	9,226	1000	177,6	3700	529,0	120 000	1461
20,00	9,905	1100	192,0	3800	541,2	125 000	1514
25,00	11,51	1200	206,2	3900	553,3	130 000	1567
30,00	13,02	1300	220,2	4000	565,4	135 000	1619
35,00	14,46	1400	234,1	4100	577,4	140 000	1672
40,00	15,84	1500	247,8	4200	589,4	145 000	1724
45,00	17,17	1600	251,4	4300	601,4	150 000	1776

Пример решения задачи. Требуется определить время оттаивания суглинка пропусканием электрического тока и удельные расходы электроэнергии при следующих исходных данных: теплота таяния грунта $L_v = 6,7 \cdot 10^7$ Дж/м³; удельное электрическое сопротивление талого грунта $\rho_e = 30$ Ом•м и мерзлого $\rho_f = 210$ Ом•м; расчетный радиус оттаивания $r_{th} = 2,89$ м; электрическое напряжение $U = 380$ В, длина электрода $l_e = 15$ м, а его неизолированной части $l'_e = 8$ м; радиус буровой скважины $r_w = 0,05$ м; радиус электрода $r_e = 0,03$ м.

Сначала определяем следующие отношения:

$$k_e = \rho_f / \rho_e = 210 / 30 = 7;$$

$$x_1 = r_{th} / r_e = 2,89 / 0,03 = 96,33; \quad x_2 = r_w / r_e = 0,05 / 0,03 = 1,67;$$

$$x_1^2 = 96,33^2 = 9279; \quad x_2^2 = 1,67^2 = 2,79.$$

Находим вспомогательные параметры Δ и D по формулам (14.9) и (14.10), предварительно взяв интегральные логарифмы интерполяцией по табл. 14.1:

$$\Delta = \text{Li} (9279) - \text{Li} (2,79) = 1167 - 1,9 = 1165,1;$$

$$D = 1,033 \cdot [\ln^3 (8/15) + 5,18] \cdot 30 \cdot 0,03^2 \cdot [(6,7 \cdot 10^7)/380^2] = 63,8.$$

Вычисляем время оттаивания по формуле (14.8):

$$t_{th} = 63,8 \cdot \{0,5 \cdot (1 - 7)^2 [9279 \cdot (\ln 96,33 - 0,5) - 2,79 \cdot (\ln 1,67 - 0,5)] + 7 \cdot (1 - 7) \cdot [(2,89^2 - 0,05^2)/0,03^2] \cdot \ln 96,33 + 7^2 \cdot 1165,1 \cdot \ln^2 96,33\} = 5,8 \cdot 10^6 \text{ с.}$$

Находим удельные затраты электроэнергии на оттаивание грунта по формуле (14.11):

$$Y_e = [0,302 \cdot 380^2 \cdot 8 \cdot 5,8 \cdot 10^6 \cdot (1/30 + 1/210)] / (2,89^2 \cdot 15 \cdot \ln 96,33) = 1,4 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^3.$$

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ершов Э.Д.* Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.
2. Основы геокриологии. Ч. 5. Инженерная геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 460-502.
3. Рекомендации по использованию электронагревателей для оттаивания многолетнемерзлых грунтов. М.: НИИОСП, 1982. 25 с.
4. *Трунук Н.Г.* Замораживание грунтов в подземном строительстве. М.: Недра, 1974. 279 с.
5. *Хакимов Х.Р.* Вопросы теории и практики искусственного замораживания грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 191 с.

ГЛАВА 15

ТЕПЛОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ С МЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ

Геологическая среда в криолитозоне отличается особой чувствительностью к изменению теплового состояния пород. При этом изменяются физико-механические и теплофизические свойства пород, развиваются инженерно-геологические процессы, изменяется режим подземных вод. Температура многолетнемерзлых пород — важнейший фактор, определяющий их прочностные и деформационные свойства. С ее повышением прочность мерзлых пород снижается, а их способность к деформированию возрастает. Особенно опасен переход температуры в положительную область, т.е. оттаивание мерзлых пород. Оно вызывает нарушение внутренних связей и потерю общей устойчивости. Повышение температуры является одной из причин устойчивости массивов горных пород, разрушения возведенных на них сооружений, про-

рывов мерзлых плотин, обводнения горных выработок и активизации негативных мерзлотно-геологических процессов (термокарст, солифлюкция и пр.). В связи с этим всякое освоение области распространения многолетнемерзлых пород, которая занимает около 65% территории России, должно опираться на наблюдения и прогноз температурного режима пород и на управление этим режимом. Этому посвящены многие нормативные и рекомендательные документы в области изысканий и строительства на многолетнемерзлых грунтах.

Все инженерные сооружения оказывают тепловое воздействие на многолетнемерзлые грунты, являющиеся их основанием или вмещающей средой. Температура грунтов увеличивается вплоть до их оттаивания, и с этим связано подавляющее число случаев деформации сооружений. Известны также случаи деформации сооружений при понижении температуры основания за счет морозобойного растрескивания.

От температуры мерзлых грунтов зависит их несущая способность и соответственно тип и размеры фундаментов. Глубина оттаивания мерзлых грунтов определяет совместную деформацию основания и сооружения и в связи с этим необходимость конструктивных усиления сооружений, состав и объемы работ по предварительной подготовке оснований. Поэтому прогноз температурного режима грунтов, включая прогноз глубины оттаивания, является первой и наиболее ответственной частью проектирования сооружений.

При проектировании и строительстве сооружений по I принципу (с сохранением мерзлого состояния грунтов основания) для обеспечения заданной температуры в основании сооружений служат различного рода охлаждающие устройства (гл. 14), поэтому расчет таких систем составляет неотъемлемую часть проектирования. Особое внимание занимает определение расчетной температуры многолетнемерзлого грунта, которая соответствует минимальной несущей способности основания.

Использование грунтов основания по II принципу (с допущением их оттаивания) требует знания глубины оттаивания грунтов в основании сооружений, а в ряде случаев — глубины многолетнего промерзания под зданием. При прокладывании подземных и наземных газопроводов, нефтепроводов и прочих трубопроводов в криолитозоне необходимо знание ореолов оттаивания вокруг них.

Часто на застроенной территории в силу ряда обстоятельств (неоднородность инженерно-геологических условий, экономические причины и др.) может возникнуть необходимость возведения близко расположенных сооружений по разным принципам строительства. В этом случае следует учитывать их взаимное тепловое влияние. Это влияние может иметь негативные последствия, если не будет принято во внимание при проектировании. Особенно

опасно повышение температуры мерзлого грунта под подошвой фундаментов зданий, построенных по I принципу, поскольку оно связано с уменьшением несущей способности основания. Поэтому между такими зданиями и сопридельной застройкой, возводимой по II принципу, предусматриваются полосы безопасности (определенные расчетом), ширина которых гарантирует повышение температуры в основании указанных зданий не более чем на $0,1^{\circ}\text{C}$. Для определения полос безопасности, несомненно, в первую очередь необходимо знать динамику температурного поля под всей застройкой. О направлении и темпе мерзлотного процесса дает представление среднеинтегральная температура поверхности в черте застройки [5]. Последняя полностью определяет направление и скорость теплового процесса в многолетнемерзлых грунтах. Инженерные расчеты по определению теплового режима на застроенной территории ведутся как аналитически, так и с помощью современных вычислительных машин (численные методы) [2.4]. При прогнозировании теплового взаимодействия мерзлых оснований с окружающей средой и сооружениями центральной является задача распространения тепла в неоднородных средах с подвижными границами раздела фаз (границами промерзания-оттаивания). Огромный вклад в решение этой задачи внес австрийский математик Ж. Стефан (1889). Эта весьма сложная в математическом отношении задача теперь носит его имя [1]. Алгоритм ее решения реализован многими исследователями численным интегрированием и решается с применением ЭВМ. Тепловые расчеты в инженерной практике, как правило, учитывают только кондуктивный перенос тепла. Если возникает необходимость в учете конвективного переноса тепла, то в решение кондуктивной задачи вводят различные поправки, учитывающие перенос тепла водой (например, фильтрационную поправку к коэффициенту теплопроводности). Ниже приведены три наиболее распространенных и простых расчета, рекомендованных СНиП 2.02.04-88.

15.1. Расчет вентилируемого подполья

Одним из основных и простых видов охлаждающих устройств, обеспечивающих теплоотвод от сооружений, является вентилируемое подполье (см. рис. 14.1, 14.2) [1]. Его главное достоинство — надежность работы, недостаток — большие затраты на устройство и технические сложности в случае передачи на полы первого этажа промышленных зданий значительных нагрузок от транспорта и оборудования. Для уменьшения теплотерь через перекрытие над подпольем в жилых зданиях приходится применять непродуваемые многослойные полы с теплоизоляцией. Теплотехнические расчеты, предложенные в свое время НА. Цытовичем и развитые другими исследователями, строятся на предположении полного

удаления тепла из зданий, что достигается назначением модуля вентилирования подполья. Модуль вентилирования (M , безразмерная величина) представляет собой отношение суммарной площади вентиляционных отверстий в ограждении цоколя здания к площади здания в плане.

Расчет модуля вентилирования, необходимого для обеспечения расчетной температуры воздуха в подполье при его естественном вентилировании, ведется по формуле (СНиП 2.02.04-88)

$$M = k_c \sqrt{1 + \kappa} \left[T_{in} - T_{c,a} - (T_{c,a} - T_{out})C + P \right] / \left[1000 R_0 k_a v_a (T_{c,a} - T_{out}) \right], \quad (15.1)$$

где k_c — безразмерный коэффициент, зависящий от расстояния между зданиями a и их высоты h , равный: 1,0 при $a \geq 5h$ и более; 1,2 при a от $3h$ до $5h$; 1,5 при $a \leq 3h$; T_{in} — температура воздуха в помещениях, расположенных над подпольем, °С; T_{out} — среднегодовая температура наружного воздуха, °С; $T_{c,a}$ — среднегодовая температура воздуха в подполье, вычисляемая по формуле (15.2), °С; v_a — средняя годовая скорость ветра, м/с; k_a — безразмерный обобщенный аэродинамический коэффициент, принимаемый равным: для зданий прямоугольной формы в плане — 0,37, П-образной — 0,30, Т-образной — 0,33, L-образной — 0,29; R_0 — термическое сопротивление перекрытия подполья, м² · °С/Вт, определяемое по формуле (15.3); C — безразмерный параметр, учитывающий теплопотери через цоколь здания: для подполий без цокольного ограждения принимается $C=0$, для подполий с цокольным ограждением C , вычисляемый по формуле (15.4); P — параметр, учитывающий влияние расположенных в подполье трубопроводов на его тепловой режим, °С, находимый по формуле (15.5); κ — безразмерный коэффициент потерь аэродинамического напора в вентиляционном канале или отверстии, определяемый по формуле (15.6).

$$T_{c,a} = T'_0 + T_{th} (t_{th}/t_y) (1 - \lambda_{th}/\lambda_f), \quad (15.2)$$

где T'_0 — среднегодовая температура грунта на подошве слоя сезонного оттаивания под зданием, °С, задаваемая по данным табл. 15.1; T_{th} — среднелетняя температура наружного воздуха, °С; t_y , t_{th} — продолжительность соответственно годового и летнего периодов, ч; λ_f , λ_{th} — коэффициенты теплопроводности грунта слоя сезонного оттаивания в подполье, в мерзлом и талом состояниях, Вт/(м · °С).

$$R_0 \geq 0,9 [T_{in} - T_x (T_{c,a}/T_{out})] / \Delta T^n \alpha_n, \quad (15.3)$$

где T_x — температура наружного воздуха наиболее холодной пятидневки, °С; ΔT^n — нормативный температурный перепад между температурой пола и воздуха в помещении, принимается равным

2,5°C; α_n — коэффициент теплоотдачи от поверхности пола к воздуху в помещении, задается равным 6,5 Вт/(м² • °C).

$$C = (A_z/A_b) (R_0/R_z), \quad (15.4)$$

где A_b , A_z — площади вентилируемого подполья по наружному контуру и цоколя здания, м²; R_z — термическое сопротивление цоколя здания, м² • °C/Вт.

$$P = \frac{R_0}{A_b t_y} \sum_{j=1}^n \frac{L_{pj}}{R_{pj}} (T_{pj} - T_{c,a}) t_{pj}, \quad (15.5)$$

где n — число трубопроводов; L_{pj} — длина j -го трубопровода, м; R_{pj} — сопротивление теплопередаче теплоизоляции j -го трубопровода, м² • °C/Вт; T_{pj} — температура теплоносителя в j -м трубопроводе, °C; t_{pj} — продолжительность работы j -го трубопровода в течение года, ч.

$$\kappa = \sum_{i=1}^m \kappa_i, \quad (15.6)$$

где κ_i — безразмерный коэффициент, учитывающий потерю аэродинамического напора на i -м участке, принимается по данным табл. 15.2.

Таблица 15.1

Среднегодовая температура грунта на подошве слоя сезонного промерзания—оттаивания под зданием, T_0 , °C

Значения $T_0 - T_{bf}$, °C	Ширина здания B , м	Значения $T'_0 - T_{bf}$, °C для фундаментов				
		столбчатых		свайных		
		при глубине заложения в мерзлый грунт, считая от подошвы слоя сезонного оттаивания, м				
		1	3	5	7	10
-0,5	12	-10	-3,5	-5	-3	-2,5
	24	-8	-2,5	-3,5	-2,5	-2
-1	12	-10	-3	-4	-2,5	-1,5
	24	-8	-2,5	-3,5	-2	-1,5
-2	12	-9	-2	-3	-1,5	-1
	24	-7	-2	-3	-2	-1
-5	12	-6,5	-1	-1	-1	-1
	24	-6	-1	-2	-1	-1
-8	12	-3	-1	-1	-1	-1
	24	-4	-1	-1	-1	-1

Примечание. T_0 — расчетная (прогнозная) среднегодовая температура многолетнемерзлого грунта на застраиваемой территории, °C; T_{bf} — температура начала замерзания грунта, °C.

Таблица 15.2

Значения коэффициента

№ п/п	Участок подполья	κ_i
1	Вход с сужением потока	0,50
2	Жалюзийная решетка	2,00
3	Поворот на 90 град.	1,32
4	Выход с расширением потока	0,64

Пример решения задачи. Определить модуль вентилирования подполья прямоугольного здания длиной $L=100$ м, шириной $B=12$ м, высотой цоколя $h_c=1,5$ м. Фундамент столбчатый, с глубиной заложения подошвы в мерзлый грунт $d=3$ м. Отношение расстояния между зданиями a к высоте здания h равно 4. Подполье вентилируется через вентиляционные отверстия в цоколе без жалюзийных решеток. Термическое сопротивление ограждения цоколя $R_z = 0,17 \text{ м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}$. Температура воздуха в помещении $T_{in} = 18^\circ\text{C}$; среднегодовая температура наружного воздуха $T_{out} = -10,3^\circ\text{C}$; средне-летняя температура наружного воздуха $T_{th} = 12,1^\circ\text{C}$; температура наружного воздуха наиболее холодной пятидневки $T_x = -45^\circ\text{C}$; расчетная температура грунта вне контура здания $T_0 = -1,0^\circ\text{C}$; температура начала замерзания грунта $T_{bf} = 0,0^\circ\text{C}$. Среднегодовая скорость ветра $v_a = 1,4$ м/с. Продолжительность летнего периода $t_{th} = 3640$ ч. Коэффициенты теплопроводности мерзлого грунта $\lambda_f = 1,74$, талого — $\lambda_{th} = 1,63 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$. В подполье проложены прямая и обратная линии теплопровода протяженностью $L_{p1} = L_{p2} = 50$ м с термическим сопротивлением теплоизоляции

$R_{p1} = R_{p2} = 1,2 \text{ м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}$ и температурой теплоносителей прямой линии $T_{p1} = 90^\circ\text{C}$ и обратной — $T_{p2} = 70^\circ\text{C}$. Продолжительность работы трубопровода в течение года $t_{p1} = t_{p2} = 7200$ ч.

Сначала по табл. 15.1, исходя из данных о температуре грунта $T_0 = -1$ и $T_{bf} = 0^\circ\text{C}$ для здания с $B=12$ м и столбчатым фундаментом $d=3$ м, берем среднегодовую температуру грунта на подошве слоя сезонного промерзания—оттаивания под зданием $T_0' = -3,0^\circ\text{C}$.

Вычисляем среднегодовую температуру воздуха в подполье по формуле (15.2):

$$T_{c,a} = -3,0 + 12,1 \cdot (3640/8760) \cdot (1 - 1,63/1,74) = -2,7^\circ\text{C}.$$

По формуле (15.3) находим необходимое сопротивление теп-лопередачи над подпольем:

$$R_0 = 0,9 \cdot [18 - (-45) \cdot (-2,7/-10,3)] / (2,5 \cdot 6,5) = 1,65 \text{ м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}.$$

Определяем параметры C и P по формулам (15.4) и (15.5), предварительно вычислив площади: подполья по наружному контуру $A_b = 100 \cdot 12 = 1200 \text{ м}^2$ и цоколя здания $A_z = 2 \cdot (100 + 12) \cdot 1,5 = 336 \text{ м}^2$:

$$C = (336/1200) \cdot (1,65/0,17) = 2,72;$$

$$P = [1,65/(1200 \cdot 8760)] \cdot \{(50/1,2) \cdot [90 - (-2,7)] \cdot 7200 + (50/1,2) \cdot [70 - (-2,7)] \cdot 7200\} = 7,79^\circ\text{C}.$$

Используя данные табл. 15.2, по формуле (15.6) просуммируем коэффициенты κ_i , помня, что воздух всегда входит в вентиляционные отверстия с сужением потока ($\kappa_1 = 0,5$), а выходит в подполье с расширением ($\kappa_2 = 0,64$), независимо от наличия или отсутствия каких-либо дополнительных приспособлений, следовательно:

$$\kappa = 0,5 + 0,64 = 1,14.$$

Подставляя все результаты предварительных действий в формулу (15.1) и при этом учитывая, что $k_c = 1,2$, так как $a/h = 4$, получим искомый модуль вентилирования:

$$M = 1,2 \sqrt{1 + 1,44} \cdot \{18 - (-2,7) - [-2,7 - (-10,3)] \cdot 2,72 + 7,79\} / \{1000 \times \times 1,65 \cdot 0,37 \cdot 1,4 \cdot [-2,7 - (-10,3)]\} = 0,002.$$

15.2. Расчет чаши оттаивания под серединой здания для участка распространения многолетнемерзлой толщи сливающегося типа

Для расчета основания здания, возводимого по принципу II, необходимо знать глубину оттаивания многолетнемерзлого грунта в его основании. Последняя (H_c , м) под серединой здания на момент времени / для участка многолетнемерзлых грунтов сливающегося типа, когда слой сезонного промерзания смыкается с верхней поверхностью мерзлоты (рис. 15.1), определяется по формуле, предложенной Г.В. Порхаевым [3], которая впоследствии вошла в СНиП 2.02.04-88 [4]:

$$H_c = k_n \xi_c B, \quad (15.7)$$

где k_n — безразмерный коэффициент, принимаемый по данным табл. 15.3 в зависимости от соотношения L/B (соответственно длина и ширина здания, м); ξ_c — безразмерная глубина оттаивания под серединой здания, определяемая по номограмме на рис. 15.2 в зависимости от безразмерных температуры β , вычисляемой по формуле (15.8), и времени оттаивания J , определяемого по формуле (15.9):

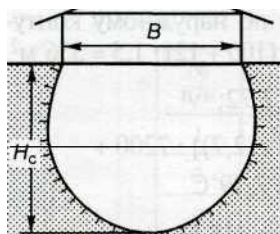


Рис. 15.1. Схема расчета чаши оттаивания под центром здания.
Пояснение в тексте

Таблица 15.3

Значения k_n											
J	$L/B=1$ при β					$L/B=2$ при β					$L/B>2$
	0,0	0,4	0,8	1,2	2,0	0,0	0,4	0,8	1,2	2,0	

0,1	1,0	0,93	0,87	0,83	0,8	1,0	1,0	0,99	0,97	0,96	1,0
0,25	0,95	0,85	0,78	0,74	0,7	1,0	0,97	0,92	0,89	0,96	1,0
0,50	0,94	0,78	0,68	0,66	0,7	0,99	0,95	0,88	0,86	0,88	1,0
1,0	0,92	0,70	0,63	0,66	0,7	0,97	0,90	0,84	0,86	0,88	1,0
1,5	0,90	0,64	0,63	0,66	0,7	0,96	0,87	0,84	0,86	0,88	1,0
2,5	0,89	0,58	0,63	0,66	0,69	0,95	0,84	0,82	0,85	0,87	1,0
3,5	0,88	0,57	0,63	0,66	0,68	0,94	0,83	0,82	0,85	0,87	1,0

$$\beta = -\lambda_f T_0 / \lambda_{th} T_1; \quad (15.8)$$

$$J = \lambda_{th} T_1 t / L_v B^2, \quad (15.9)$$

где λ_f , λ_{th} — теплопроводность грунта в мерзлом и талом состояниях, Вт/(м • °С); t — продолжительность расчетного периода, ч; L_v — теплота таяния мерзлого грунта, определяемая по формуле (15.10), Вт•ч/м³; T_0 — расчетная (прогнозная) среднегодовая температура многолетнемерзлого грунта на застраиваемой территории вне контура здания, °С; T_1 — температура поверхности грунта под зданием, вычисляемая по формуле (15.12), °С:

$$L_v = L_0 (W_{tot} - W_w) \rho_{d,f}, \quad (15.10)$$

где L_0 — удельная теплота фазовых превращений вода—лед в расчете на единицу массы, равная 93 Вт • ч/кг (80 ккал/кг); $\rho_{d,f}$ — плотность мерзлого грунта в сухом состоянии, кг/м³; W_{tot} — суммарная влажность грунта, доли единицы; W_w — количество незамерзшей воды в грунте, находимое по формуле (15.11), доли единицы:

$$W_w = k_w W_p, \quad (15.11)$$

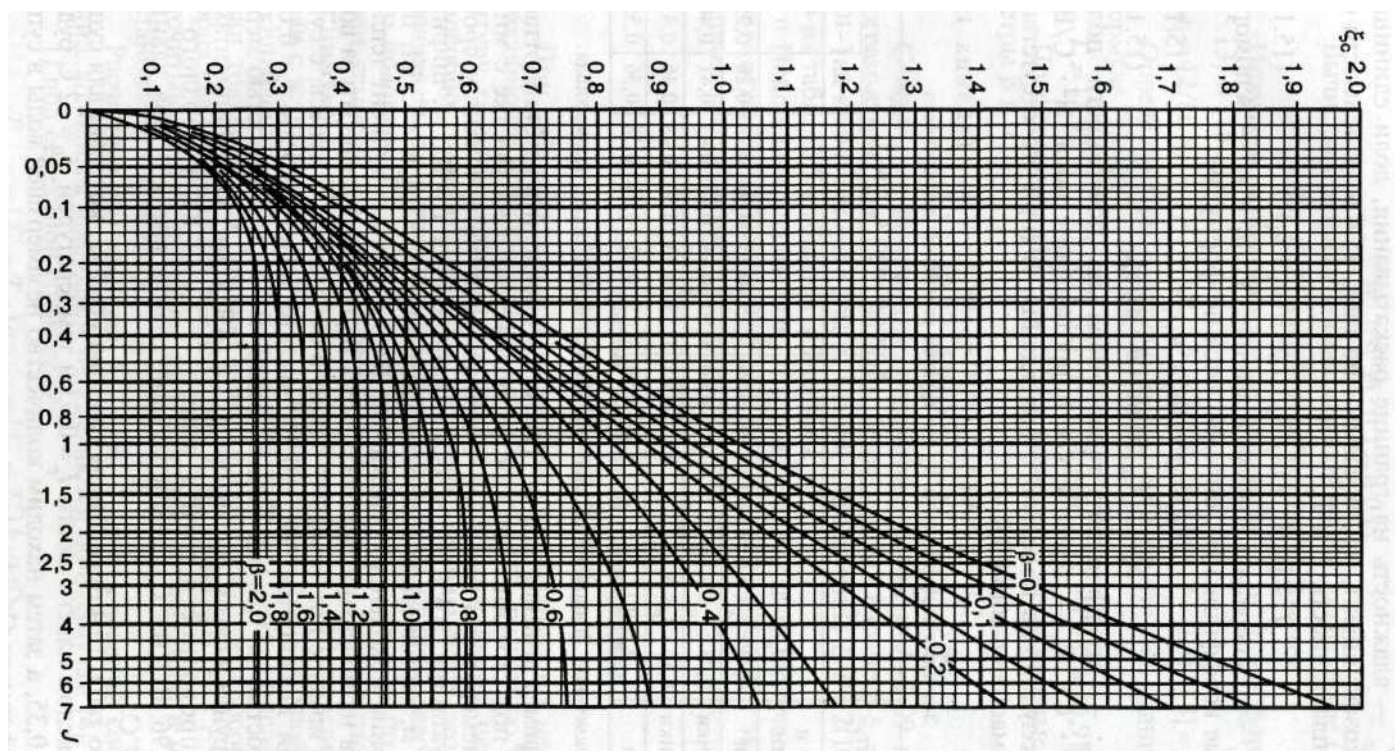


Рис. 15.2. Номограмма для определения глубины оттаивания под серединой здания

где W_p — влажность на границе раскатывания, доли единицы; k_w — коэффициент, принимаемый по табл. 15.4 в зависимости от числа пластичности I_p и T_0 .

$$T_1 = [a_1 T_{in} + (\lambda_f / \lambda_{th}) T_0 b_1] / (a_1 + b_1), \quad (15.12)$$

где T_{in} — температура воздуха в здании, °C; a_1 и b_1 — вспомогательные коэффициенты, определяются по формулам:

$$a_1 = B / (1 / \alpha_n + R_0); \quad (15.13)$$

$$b_1 = 2 (\lambda_{th} / \pi) \ln [(B - \delta) / \delta], \quad (15.14)$$

где α_n — коэффициент теплообмена на поверхности пола, Вт/(м² • °C); R_0 — термическое сопротивление пола, м² • °C/Вт; δ — полуширина цокольного ограждения, м (при его отсутствии принимается равной 0,4 м).

Таблица 15.4

Значения коэффициента k_w для грунтов различной дисперсности

Грунт	I_p	Коэффициент k_w при T_0 , °C								
		-0,3	-0,5	-1	-2	-3	-4	-6	-8	-10
Пески и супеси	$I_p \leq 0,02$									
Супеси	$0,02 < I_p \leq 0,07$									
Суглинки	$0,07 < I_p \leq 0,13$									
Суглинки	$0,13 < I_p \leq 0,17$									
Глины	$I_p > 0,17$									
		0	0	0	0	0	0	0	0	0
		0,60	0,50	0,40	0,35	0,33	0,30	0,28	0,28	0,25
		0,70	0,65	0,60	0,50	0,48	0,45	0,43	0,41	0,40
		*	0,75	0,65	0,55	0,53	0,50	0,48	0,46	0,45
		*	0,95	0,90	0,65	0,63	0,60	0,58	0,56	0,55

Примечание. Знаком «*» обозначено, что вся вода в порах незамерзшая.

Пример решения задачи. Требуется определить глубину оттаивания под серединой здания, расположенного на участке с многолетнемерзлыми грунтами сливающегося типа, к концу срока эксплуатации $t=438\,000$ ч, если длина здания $L=100$ м, ширина $B=12$ м, термическое сопротивление пола $R_0=1,4$ м² • °C/Вт, полуширина цокольного ограждения $\delta=0,3$ м, коэффициент теплообмена на поверхности пола $\alpha_n=8,7$ Вт/(м² • °C), температура воздуха в помещении $T_{in}=18$ °C. Грунт в основании — супесь, с суммарной влажностью $W_{tot}=0,25$; числом пластичности $I_p=0,03$; влажностью на границе раскатывания $W_p=0,1$; плотностью мерзлого грунта в сухом состоянии $\rho_{d,f}=1450$ кг/м³; коэффициентами теплопроводности грунта талого — $\lambda_{th}=1,82$ и мерзлого — $\lambda_f=1,96$ Вт/(м • °C); температурой грунта вне контура здания $T_0=-2$ °C

По табл. 15.4 определяем коэффициент k_w , который для супеси с числом пластичности $I_p=0,03$ и температурой $T_0=-2$ °C будет равен 0,35, а затем находим количество незамерзшей воды в супеси по формуле (15.11):

$$W_w = 0,35 \cdot 0,1 = 0,035.$$

Вычисляем теплоту таяния мерзлой супеси по формуле (15.10):

$$L_v = 93 \cdot (0,25 - 0,035) \cdot 1450 = 28993 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/\text{м}^3.$$

Получаем вспомогательные величины a_1 и b_1 по формулам (15.13) и (15.14):

$$a_1 = 12/(1/8,7 + 1,4) = 7,92; \quad b_1 = 2(1,82/\pi) \cdot \ln[(12 - 0,3)/0,3] = 4,24.$$

Определяем температуру поверхности грунта под зданием по формуле (15.12):

$$T_1 = [7,92 \cdot 18 + (1,96/1,82) \cdot (-2) \cdot 4,24]/(7,92 + 4,24) = 10,97^\circ\text{C}.$$

По формулам (15.8) и (15.9) вычисляем безразмерные параметры β и J :

$$\beta = -[1,96 \cdot (-2)]/(1,82 \cdot 10,97) = 0,2;$$

$$J = (1,82 \cdot 10,97 \cdot 438000)/(28993 \cdot 12^2) = 2,09.$$

С помощью полученных параметров ($\beta = 0,2$ и $J = 2,09$ по номограмме (см. рис. 15.2) находим безразмерный параметр $\xi_c = 1,08$.

Так как отношение длины здания к его ширине $L/B > 2(100/12)$, то из табл. 15.3 выбираем значения $k_n = 1$.

Подставляя значения k_n и ξ_c в формулу (15.7), получаем глубину оттаивания грунта под серединой здания на конец эксплуатационного периода:

$$H_c = 1 \cdot 1,08 \cdot 12 = 13 \text{ м}.$$

15.3. Определение расчетной температуры многолетнемерзлого грунта

При расчетах многолетнемерзлых оснований по несущей способности и деформациям необходимо знать расчетную температуру грунтов, которая соответствует минимальной несущей способности основания. Для столбчатых фундаментов это будет максимальная в течение года температура на глубине заложения его подошвы T_m , для свайных фундаментов — средняя по длине сваи температура многолетнемерзлого грунта, соответствующая минимуму эпюры прочности смерзания боковой поверхности сваи с грунтом, она называется эквивалентной температурой — T_e . Эквивалентная температура определяет несущую способность сваи только по ее боковой поверхности. Несущую способность торца сваи определяет температура T_z на глубине z (z — глубина, отсчитываемая от подошвы слоя сезонного оттаивания) в момент установления эквивалентной температуры.

Расчетные температуры T_m , T_e и T_z для оснований сооружений с холодным подпольем определяются по формулам [4].

1) под серединой сооружения

$$T_{m,e,z} = (T'_0 - T_{bf}) a_{m,e,z} + (T_0 - T'_0) k_1 + T_{bf}; \quad (15.15)$$

2) под краем сооружения

$$T_{m,e,z} = (T'_0 - T_{bf}) a_{m,e,z} + (T_0 - T'_0)(0,5 a_{m,e,z} + k_2) + T_{bf}; \quad (15.16)$$

3) для оснований опор линий электропередач, антенно-мачтовых сооружений и опор надземных трубопроводов

$$T_{m,e,z} = (T_0 - T_{bf}) a_{m,e,z} k_{ts} + T_{bf}, \quad (15.17)$$

где T'_0 — среднегодовая температура грунта на подошве слоя сезонного промерзания—оттаивания под зданием, °С, определяемая по табл. 15.1; T_{bf} — температура начала замерзания грунта, °С; T_0 — расчетная (прогнозная) среднегодовая температура многолетнемерзлого грунта на застраиваемой территории вне контура здания, °С; a_m , a_e , a_z — коэффициенты сезонного изменения температуры грунтов основания (a_m — для столбчатого, a_e и a_z — для свайного фундамента), принимаемые по табл. 15.5 в зависимости от значения параметра $z\sqrt{C_f/\lambda_f}$, ч^{0,5}; где z — глубина от поверхности многолетнемерзлого грунта, м; C_f — объемная теплоемкость, Вт·ч/(м³·°С) и λ_f — теплопроводность мерзлого грунта, Вт/(м·°С), определяются в интервале глубин от 0 до z (для неоднородных грунтов вычисляются их средние значения по формуле (15.18)); k_1 и k_2 — коэффициенты теплового влияния сооружения, находят по табл. 15.6 в зависимости от отношений z/B и L/B ; L и B — соответственно длина и ширина сооружения, м; k_{ts} — коэффициент теплового изменения поверхностных условий при возведении фундаментов линейных сооружений, принимаемый по табл. 15.7 в зависимости от вида и глубины заложения фундаментов.

$$A_s = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}, \quad (15.18)$$

где A_s — среднее значение характеристики грунта (C_f или λ_f); A_i — характеристики грунта i -го слоя; h_i — мощность i -го слоя, м; n — число слоев грунта в интервале глубин от 0 до z —

Таблица 15.5

Значения коэффициентов сезонного изменения температуры грунтов

Коэффициенты	Значение $z\sqrt{C_f/\lambda_f}$, ч ^{0,5}									
	0	25	50	75	100	125	150	175	250	300
a_m										
a_z										
a_e										
	0	0,38	0,61	0,76	0,85	0,91	0,94	0,96	0,99	1,0
	0	0,40	0,67	0,85	0,95	1,01	1,03	1,03	1,01	1,0
	0	0,21	0,38	0,51	0,61	0,68	0,74	0,78	0,85	0,88

Значения коэффициентов теплового влияния сооружения

Форма сооружения в плане	L/B	Коэффициенты k для определения T_m , T_z , T_e							
		k_1 при z/B				k_2 при z/B			
		0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
Прямоугольная	1	0,41/0,21	0,67/0,38	0,87/0,57	0,96/0,75	0,17/0,09	0,28/0,16	0,39/0,25	0,47/0,34
	2	0,33/0,17	0,56/0,31	0,80/0,50	0,93/0,68	0,15/0,08	0,26/0,14	0,37/0,23	0,45/0,32
	3	0,32/0,16	0,53/0,30	0,76/0,47	0,91/0,65	0,15/0,08	0,25/0,14	0,36/0,22	0,44/0,31
	≥ 5	0,29/0,15	0,50/0,27	0,71/0,44	0,84/0,62	0,15/0,07	0,25/0,14	0,35/0,22	0,42/0,30
Круглая	—	0,45/0,23	0,71/0,41	0,89/0,62	0,97/0,78	0,22/0,13	0,32/0,20	0,40/0,28	0,45/0,36

Примечания: 1. В числителе указаны значения коэффициентов k для температур T_m и T_z в знаменателе — для температуры T_e . 2. При $z/B=0$ коэффициенты k следует принимать равными 0.

Таблица 15.7

Значения коэффициента k_{ts} для фундаментов линейных сооружений

Виды фундаментов	Коэффициент k_{ts} при z , м		
	до 2	от 2 до 6	свыше 6
Массивные и свайные с ростверком, заглубленным в грунт	0,7	0,9	1,0
Свайные с высоким ростверком и сборные под опоры рамно-стоечного типа	0,9	1,0	1,0

Пример решения задачи. Требуется определить расчетную температуру многолетнемерзлого грунта в основании здания со столбчатым фундаментом и вентилируемым подпольем. Исходные данные: прогнозная температура на застроенной территории вне здания $T_0 = -0,6^\circ\text{C}$; температура начала замерзания грунта $T_{bf} = -0,2^\circ\text{C}$; среднегодовая температура грунта на подошве слоя сезонного промерзания—оттаивания под зданием $T_0' = -3,6^\circ\text{C}$; средние значения объемной теплоемкости и коэффициента теплопроводности мерзлого грунта $C_f = 522 \text{ Вт ч}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$, $\lambda_f = 1,74 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$; расчетная глубина сезонного оттаивания грунта под зданием $H_c = 1,5 \text{ м}$; длина здания $L = 100 \text{ м}$, его ширина $B = 14 \text{ м}$; глубина заложения подошвы фундамента, считая от дневной поверхности, $d = 2,5 \text{ м}$.

Определяем глубину заложения подошвы фундамента от поверхности многолетнемерзлого грунта:

$$z = 2,5 - 1,5 = 1 \text{ м.}$$

$$\text{Вычисляем значение } z \sqrt{C_f / \lambda_f} = 1 \cdot \sqrt{522 / 1,74} = 17,3 \text{ ч}^{0,5}.$$

Затем находим значение коэффициента сезонного изменения температуры грунтов для столбчатого фундамента a_m интерполяцией по табл. 15.5:

$$\text{для } z \sqrt{C_f / \lambda_f} = 17,3 \text{ } a_m = 0,26.$$

Далее определяем значения коэффициентов теплового влияния сооружения k_1 и k_2 интерполяцией по табл. 15.6, предварительно вычислив отношения

$$z/B = 1/14 = 0,07 \text{ и } L/B = 100/14 = 7,14,$$

тогда для строки $L/B \geq 5$ $k_1 = 0,08$ и $k_2 = 0,04$.

Подставляя найденные значения всех коэффициентов в формулы (15.5) и (15.6), получим ответ:

под серединой здания $T_m = [(-3,1 - (-0,2)) \cdot 0,26 + [(-0,6 - (-3,1)) \cdot 0,08 + (-0,2) = -0,8^\circ\text{C};$

под краем здания $T_m = [(-3,1 - (-0,2)) \cdot 0,26 + [(-0,6 - (-3,1)) \times (0,5 \cdot 0,26 + 0,04) + (-0,2) = -0,5^\circ\text{C}.$

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ершов Э.Д.* Общая геокриология М: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.
2. Основы геокриологии. Ч. 5. Инженерная геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 7-54.
3. *Порхаев Г. В.* Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с вечноммерзлыми грунтами. М: Наука, 1970. 206 с.
4. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечноммерзлых грунтах. Госстрой СССР. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1990. 56 с.
5. *Хрусталева Л.Н.* Температурный режим вечноммерзлых грунтов на застроенной территории. М: Наука, 1971. 167 с.

ГЛАВА 16

МЕХАНИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ С МЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ

Основания и фундаменты сооружений криолитозоны рассчитываются на силовое воздействие по двум группам предельных состояний: первая группа — по несущей способности, вторая — по деформациям. Расчеты по первой группе предельных состояний проводят для определения способности грунтов основания выдержать нагрузку от сооружения. Цель расчета по второй группе предельных состояний — определение допустимых деформаций грунта, не приводящих к потере устойчивости сооружения.

При расчете по предельным состояниям несущая способность основания и его ожидаемые деформации устанавливаются с учетом принципа использования многолетнемерзлых грунтов. При строительстве по I принципу расчет ведется по первой группе предельных состояний для твердомерзлых грунтов, а для пластичноммерзлых и сильнольдистых грунтов и подземных льдов — по двум группам предельных состояний. При использовании многолетнемерзлых грунтов по II принципу расчет производится по второй группе предельных состояний, а в некоторых случаях — по двум группам предельных состояний. К последним относятся

случаи: когда на основание передаются значительные горизонтальные нагрузки (подпорные стены, фундаменты распорных конструкций и т.п.), в том числе и сейсмические; когда фундамент или сооружение в целом расположены на бровке откоса или вблизи крутопадающего слоя грунта; когда основание сложено сильно водонасыщенными глинистыми и заторфованными грунтами; когда основание сложено скальными грунтами.

Кроме вышеперечисленных расчетов основания и фундаменты дополнительно рассчитываются по устойчивости и прочности на воздействие сил морозного пучения, а сами фундаменты как элементы конструкции — по прочности материала.

16.1. Расчет несущей способности свайного фундамента в многолетнемерзлых грунтах

Расчет по первой группе предельных состояний включает расчет устойчивости фундамента по несущей способности [2]:

$$N \leq F_u / \gamma_n, \quad (16.1)$$

где N — расчетная нагрузка на основание, кН; F_u — несущая способность основания, кН, определяемая по формуле (16.2) или по данным полевых испытаний свай; γ_n — коэффициент надежности (применяется в зависимости от класса сооружения по СНиП 2.02.04-88).

В расчетную нагрузку на основание фундамента N входят: вес надфундаментной конструкции вместе с техническим оборудованием и вес фундамента. Несущая способность основания F_u складывается из сопротивления сдвигу мерзлого грунта по поверхности смерзания части фундамента, находящейся в мерзлом грунте, и сопротивления мерзлых грунтов нормальному давлению на подошве фундамента.

Несущая способность основания F_u (кН) вертикально нагруженной свайей определяется по формуле (СНиП 2.02.04-88):

$$F_u = \gamma_t \gamma_c \left(RA + \sum_{i=1}^n R_{af,i} A_{af,i} \right), \quad (16.2)$$

где γ_t — безразмерный температурный коэффициент, равный 1,1 для твердомерзлых грунтов (с коэффициентом сжимаемости $\delta \leq 0,1$ кПа⁻¹) и 1,0 — для пластичномерзлых (с $\delta > 0,1$ кПа⁻¹); γ_c — безразмерный коэффициент условий работы, находится по табл. 16.1; R — расчетное давление на мерзлый грунт под ниж-

ним концом сваи, определяемое по данным табл. 16.2, кПа; A — площадь торца сваи, м²; $R_{af,i}$ — расчетное сопротивление мерзлого грунта сдвигу по боковой поверхности смерзания фундамента в пределах i -го слоя, находимое по данным табл. 16.3, кПа; A_i — площадь поверхности смерзания i -го слоя грунта с боковой поверхностью сваи, м²; n — число выделенных слоев многолетнемерзлого грунта, на которое разделяется толщина основания в пределах поверхности смерзания сваи с грунтом.

Количество выделенных слоев грунта для расчета несущей способности основания определяется однородностью инженерно-геокриологических характеристик основания и длиной сваи. Толщина расчетного слоя не должна превышать двух метров, в пределах однородного грунта.

Величины R и $R_{af,i}$ приравниваются к значениям длительных сопротивлений сжатию и сдвигу и зависят от состава, льдистости грунтов и их расчетной температуры.

Таблица 16.1

Значения коэффициента условий работы γ_c

Виды фундаментов и способы их устройства	γ_c
Столбчатый и другие фундаменты на естественном основании	1,0
То же на подсыпках	0,9
Буроопускные сваи с применением грунтовых растворов, превышающих по прочности смерзания вмещающие грунты	1,1
То же при равной прочности грунтовых растворов и вмещающего грунта	1,0
Опускные и буронабивные сваи	1,0
Бурозабивные сваи при диаметре лидерных скважин менее 0,8 диаметра свай	1,0
То же при большем диаметре лидерных скважин	0,9

Таблица 16.3

Расчетные сопротивления мерзлых грунтов сдвигу по поверхности смерзания R_{af}

Грунты	R_{af} кПа, при температуре грунта, °С											
	$\geq -0,3$	-0,5	-1	-1,5	-2	-2,5	-3	-3,5	-4	-6	-9	≤ -10
Песчаные	50	80	130	160	200	230	260	290	330	380	440	500
Глинистые	40	60	100	130	150	180	200	230	250	300	340	380

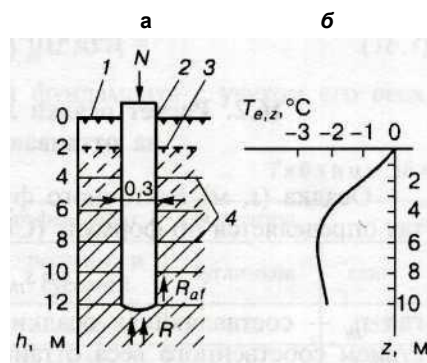
Расчетные давления на мерзлые грунты R под нижним концом свай

Глубина погружения свай, м	R , кПа, при температуре грунта, °C											
	$\geq -0,3$	-0,5	-1	-1,5	-2	-2,5	-3	-3,5	-4	-6	-9	≤ -10
1. Крупнообломочные грунты (при льдистости $i_i < 0,2$)												
При любой глубине	2500	3000	3500	4000	4300	4500	4800	5300	5800	6500	6800	7300
2. Пески крупные и средней крупности (при $i_i < 0,2$)												
То же	1500	1800	2100	2400	2500	2700	2800	3100	3400	3700	4600	5500
3. Пески мелкие и пылеватые (при $i_i < 0,2$)												
3-5	850	1300	1400	1500	1700	1900	1900	2000	2100	2600	3000	3500
10	1000	1550	1650	1750	2000	2100	2200	2300	2500	3000	3500	4000
15 и более	1100	1700	1800	1900	2200	2300	2400	2500	2700	3300	3800	4300
4. Супеси (при $i_i < 0,2$)												
3-5	750	850	1100	1200	1300	1400	1500	1700	1800	2300	2700	3000
10	850	950	1250	1350	1450	1600	1700	1900	2000	2600	3000	3500
15 и более	950	1050	1400	1500	1600	1800	1900	2100	2200	2900	3400	3900
5. Суглинки и глины (при $i_i < 0,2$)												
3-5	650	750	850	950	1100	1200	1300	1400	1500	1800	2300	2800
10	800	850	950	1100	1250	1350	1450	1600	1700	2000	2600	3000
15 и более	900	950	1100	1250	1400	1500	1600	1800	1900	2200	2900	3500
6. Все виды грунтов, указанные в позициях 1—5 (при $0,2 \leq i_i \leq 0,4$)												
3-5	400	500	600	750	850	950	1000	1100	1150	1500	1600	1700
10	450	550	700	800	900	1000	1050	1150	1250	1600	1700	1800
15 и более	550	600	750	850	950	1050	1100	1300	1350	1700	1800	1900

Пример решения задачи. Требуется определить несущую способность основания вертикально нагруженной висячей сваи длиной 12 м и сечения 0,3 х 0,3 м. Способ погружения сваи — буронабивной. Расчетная глубина сезонного оттаивания 2 м, льдистость грунта за счет ледяных включений $i_l < 0,2$. Многолетнемерзлый грунт с глубины от 2 до 6 м представлен супесью с коэффициентом сжимаемости $\delta = 0,06 \text{ кПа}^{-1}$, ниже — суглинком с $\delta = 0,01 \text{ кПа}^{-1}$. Распределение расчетной температуры $T_{e,z}$ по глубине z мерзлого основания даны ниже в таблице (основание ниже подошвы слоя сезонного оттаивания разбито на пять слоев толщиной по 2 м (рис. 16.1).

Рис. 16.1. Схема для расчета несущей способности основания вертикально нагруженной висячей сваи (а) и график распределения расчетной температуры грунтов $T_{e,z}$ по глубине заложения сваи в мерзлом грунте (б):

1 — дневная поверхность; 2 — свая; 3 — верхняя граница многолетнемерзлых фунтов; 4 — границы выделенных для расчета слоев грунта



$z, \text{ м}$
$T_{e,z}, ^\circ\text{C}$

1	3	5	7	9	10
-0,3	-1,6	-2,1	-2,2	-2,0	-1,9

Используя данные по $T_{e,z}$, для середины каждого выделенного слоя мерзлых супеси и суглинка интерполяцией по табл. 16.3 находим расчетные сопротивления сдвигу по поверхности смерзания R_{af} , а по табл. 16.2 определяем расчетное сопротивление мерзлого суглинка (с льдистостью $i_l < 0,2$) под торцом сваи R

Затем составляем таблицу:

Номер слоя	Глубина, м	Грунт	$T_{e,z}, ^\circ\text{C}$	$R_{af}, \text{ МПа}$	$R, \text{ МПа}$
1	0-2	супесь	-0,3	0,050	—
2	2-4	супесь	-1,6	0,168	—
3	4-6	суглинок	-2,1	0,156	-
4	6-8	суглинок	-2,2	0,162	-
5	8-10	суглинок	-2,0	0,150	—
торец	10	суглинок	-1,9	—	1,250

Вычисляем площадь торца сваи A и площадь ее боковой поверхности $A_{af,i}$ в пределах 2-метрового слоя:

$$A = 0,3 \cdot 0,3 = 0,09 \text{ м}^2; A_{af,i} = 4 \cdot (0,3 \cdot 2) = 2,4 \text{ м}^2.$$

Коэффициент условия работы γ_c по табл. 16.1 равен 1,0, ибо по условию задачи способ погружения сваи — буронабивной.

Температурный коэффициент γ_t берем равным 1,1, так как грунты основания находятся в твердомерзлом состоянии (коэффициенты сжимаемости грунтов основания даны $< 0,1 \text{ кПа}^{-1}$).

Подставляя все найденные параметры в формулу (16.2), получаем несущую способность свайного фундамента:

$$F_u = 1,1 \cdot 1 \cdot [1,25 \cdot 0,09 + 2,4 \cdot (0,05 + 0,168 + 0,156 + 0,162 + 0,15)] \cdot 10^6 = \\ = 1,93 \cdot 10^6 \text{ Н} = 1930 \text{ кН}.$$

16.2. Расчет осадки ленточного фундамента на оттаивающих грунтах

Осадка (s , м) ленточного фундамента на оттаивающих грунтах определяется по формуле (СНиП 2.02.04-88)

$$s = s_{th} + s_p, \quad (16.3)$$

где s_{th} — составляющая осадки основания, обусловленная действием собственного веса оттаивающего грунта, вычисляемая по формуле (16.4), м; s_p — другая часть осадки, за счет дополнительного давления на грунт от действия веса сооружения, определяемая по формуле (16.5), м.

$$s_{th} = \sum_{i=1}^n (A_{th,i} + \delta_i \delta_{zg,i}) h_i, \quad (16.4)$$

где $A_{th,i}$ и δ_i — коэффициент оттаивания, доли единицы, и коэффициент сжимаемости, МПа^{-1} , i -го слоя оттаивающего грунта; $\sigma_{zd,i}$ — вертикальное напряжение от собственного веса в середине i -го слоя, находится по формуле (16.6). МПа; n — число слоев, на которое условно разбивается оттаивающий грунт при расчете осадки; h_i — толщина i -го слоя.

$$s_p = p_0 b k_h \sum_{i=1}^n \delta_i k_{\mu i} (k_i - k_{i-1}), \quad (16.5)$$

где p_0 — дополнительное (к природному) вертикальное давление на основание под подошвой фундамента, МПа, вычисляемое по формуле (16.7); b — ширина подошвы фундамента, м; k_h и $k_{\mu i}$ — безразмерные коэффициенты, выбираемые по табл. 16.4 в зависимости от отношения z/b , где z для коэффициента k_h является рас-

стоянием от подошвы фундамента до нижней границы зоны оттаивания H , а для $k_{\mu,i}$ — расстоянием от подошвы фундамента до середины i -го слоя, м; k_i и k_{i-1} — безразмерные коэффициенты, находимые по табл. 16.5 в зависимости от отношения l/b , z_i/b и z_{i-1}/b , где l — длина фундамента, м; z_i и z_{i-1} — расстояния от подошвы фундамента соответственно до подошвы и кровли i -го слоя грунта, м.

$$\sigma_{zg,i} = g \rho_{d,th,i} [d + 0,5 (z_i + z_{i-1})] \cdot 10^{-6}, \quad (16.6)$$

где g — ускорение силы тяжести, равное $9,81 \text{ м/с}^2$; $\rho_{d,th,i}$ — плотность оттаявшего i -го слоя грунта, кг/м^3 ; d — глубина заложения фундамента, м.

$$p_0 = p - g \rho_{d,th} d \cdot 10^{-6}, \quad (16.7)$$

где p — давление под подошвой фундамента с учетом его веса, МПа.

Таблица 16.4

z/b	k_h	Коэффициент k_μ для грунтов			
		крупно-обломочных	песчаных и супесей	суглинков	глин
0-0,25	1,35	1,35	1,35	1,36	1,55
0,25-0,5	1,25	1,33	1,35	1,42	1,79
0,5-1,5	1,15	1,31	1,35	1,45	1,96
1,5-3,5	1,10	1,29	1,35	1,52	2,15
3,5-5,0	1,05	1,29	1,35	1,53	2,22
5,0	1,00	1,28	1,35	1,54	2,28

Таблица 16.5

z/b	Коэффициент k при l/b						
	1	1,4	1,8	2,4	3,2	5	10

1	2	3	4	5	6	7	8
0	0	0	0	0	0	0	0
0,2	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,104
0,4	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,208
0,6	0,299	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,311
0,8	0,380	0,394	0,397	0,397	0,397	0,397	0,412
1,0	0,446	0,472	0,482	0,486	0,486	0,486	0,511
1,2	0,499	0,538	0,556	0,565	0,565	0,567	0,605

1	2	3	4	5	6	7	8
1,4	0,542	0,592	0,618	0,635	0,640	0,640	0,687
1,6	0,577	0,637	0,671	0,696	0,707	0,709	0,763
1,8	0,606	0,676	0,717	0,750	0,768	0,772	0,831
2,0	0,630	0,708	0,756	0,796	0,820	0,830	0,892
2,5	0,676	0,769	0,832	0,889	0,928	0,952	1,020
3,0	0,708	0,814	0,887	0,958	1,011	1,056	1,138
3,5	0,732	0,846	0,927	1,016	1,123	1,131	1,230
4,0	0,751	0,872	0,960	1,051	1,128	1,205	1,316
6,0	0,794	0,933	1,037	1,151	1,257	1,384	1,550
10,0	0,830	0,983	1,100	1,236	1,365	1,547	1,696
16,0	0,850	1,011	1,137	1,284	1,430	1,645	2,095
20,0	0,857	1,021	1,149	1,300	1,451	1,679	2,236

Пример решения задачи. Требуется определить осадку ленточного фундамента на оттаивающем основании. Глубина заложения подошвы фундамента $d=3$ м, ширина $b=1,0$ м и длина $l=32$ м. Глубина оттаивания многолетнемерзлого грунта в месте расположения фундамента составляет 11 м, что соответствует мощности сжимаемой зоны $H_s = 11 - 3 = 8$ м. Давление под подошвой фундамента составляет $p = 0,4$ МПа. Грунты основания до глубины 5 м представлены среднезернистыми песками с плотностью $\rho_{d,th} = 1700$ кг/м³ и коэффициентами сжимаемости $\delta = 0,02$ МПа⁻¹ и оттаивания $A_{th} = 0,01$; ниже 5 м — суглинками с $\delta = 0,03$ МПа⁻¹, $\rho_{d,th} = 1800$ кг/м³ и $A_{th} = 0,016$.

Разбиваем сжимаемую зону $H_s=8$ м на 7 слоев (рис. 16.2), исходя из двух условий: а) толщина слоя в верхней части разреза под фундаментом не должна быть более 0,4 B (в нашем случае $b=1,0$, следовательно, толщина первого слоя будет равна $0,4 \times 1,0 = 0,4$ м), далее по разрезу вниз толщина слоев постепенно увеличивается; б) в пределах слоя свойства грунта должны быть постоянны.

Затем составляем таблицу, в которую будем заносить результаты промежуточных расчетов для всех выделенных слоев сжимаемой зоны грунта. В колонках этой таблицы запишем: в первой — номер слоя сжимаемой зоны i ; во второй — мощность i -го слоя h_i ; в третьей — название грунта; в четвертой — плотность грунта $\rho_{d,th,i}$; в пятой и шестой — значения коэффициентов сжимаемости δ_i и оттаивания $A_{th,i}$ грунта; в седьмой и восьмой — расстояния

Таблица результатов

i	h_i , м	Грунт	$\rho_{d,th,i}$, кг/м ³	δ_i , кПа ⁻¹	$A_{th,i}$, доли еди- ницы	z_i , м	z_{i-1} , м	$\sigma_{zg,i}$, МПа	$s_{th,i}$, м	$k_{\mu,i}$	k_i	k_{i-1}	$s_{p,i}$, м	s_i , м
										безразмерные				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	0,4	песок	1700	0,02	0,010	0,4	0,0	0,053	0,004	1,35	0,208	0,0	0,002	0,006
2	0,4	песок	1700	0,02	0,010	0,8	0,4	0,060	0,004	1,35	0,412	0,208	0,002	0,006
3	0,6	песок	1700	0,02	0,010	1,4	0,8	0,068	0,007	1,35	0,687	0,412	0,003	0,010
4	0,6	песок	1700	0,02	0,010	2,0	1,4	0,078	0,007	1,35	0,892	0,687	0,002	0,009
5	1,0	песок	1700	0,02	0,010	3,0	2,0	0,092	0,012	1,35	1,138	0,892	0,002	0,014
6	2,0	песок	1700	0,02	0,010	5,0	3,0	0,117	0,025	1,35	1,433	1,138	0,003	0,028
7	3,0	суглинок	1800	0,03	0,016	8,0	5,0	0,168	0,063	1,54	1,623	1,433	0,003	0,066

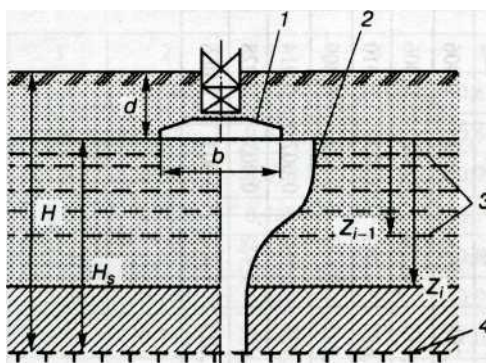


Рис. 16.2. Схема для расчета осадки оттаивающего основания под ленточным фундаментом:

1 — ленточный фундамент;
2 — эпюра напряжений под подошвой фундамента; 3 — границы выделенных для расчета слоев грунта; 4 — верхняя граница многолетнемерзлых грунтов

от подошвы фундамента до подошвы z_i и кровли z_{i-1} i -го слоя грунта; в девятой — вычисленные значения напряжения $\sigma_{za,i}$ в середине каждого слоя; в десятой — посчитанную часть осадки основания, обусловленную действием собственного веса оттаивающего грунта $s_{th,i}$; в одиннадцатой, двенадцатой и тринадцатой — безразмерные коэффициенты $k_{\mu,i}$, взятые по табл. 16.4, и k_i , k_{i-1} — по табл. 16.5; в четырнадцатой — найденную часть осадки за счет дополнительного давления на грунт от действия веса сооружения $s_{p,i}$; в пятнадцатой — вычисленную полную осадку s_i для каждого i -го слоя грунта.

После заполнения первых восьми колонок таблицы результатов приступаем к вычислениям.

Определяем напряжение $\sigma_{za,i}$ в середине каждого i -го слоя по формуле (16.6) и первую часть осадки $s_{th,i}$ по формуле (16.4) для каждого слоя, например, для $i = 1$:

$$\sigma_{zg,i} = 9,81 \cdot 1700 \cdot [3 + 0,5 \cdot (0,4 + 0,0)] \cdot 10^6 = 0,053 \text{ МПа};$$

$$s_{th,1} = (0,01 + 0,02 \cdot 0,053) \cdot 0,4 = 0,004 \text{ м},$$

вносим результаты в девятую и десятую колонки таблицы.

Вычисляем дополнительное вертикальное давление на основание под подошвой фундамента по формуле (16.7):

$$p_0 = 0,4 - 9,8 \cdot 1700 \cdot 3,0 \cdot 10^{-6} = 0,35 \text{ МПа}.$$

Далее по табл. 16.4 находим коэффициенты k_h и k_{μ} ; так как $z/b = 8/1 = 8$, то $k_h = 1,0$, а k_{μ} будут равны 1,35 для песка и 1,54 для суглинка, последние вносим в 11-ю колонку таблицы результатов.

По условию задачи $l/b (32/1) > 10$, в этом случае коэффициенты k_i и k_{i-1} берем в табл. 16.5 по последней колонке и для всех слоев грунта записываем в таблицу результатов в 12 и 13-ю колонки.

Определяем вторую часть осадки $s_{p,i}$ по формуле (16.5) для каждого слоя, например, для $i = 1$:

$$s_{p,1} = 0,35 \cdot 1,0 \cdot 1,0 \cdot [0,02 \cdot 1,35 \cdot (0,208 - 0,0)] = 0,35 \cdot [0,027 \cdot 0,208] = 0,002 \text{ м}$$

и вписываем результаты в четырнадцатую колонку таблицы.

Суммируем осадки $s_{th,i}$ и $s_{p,i}$ по формуле (16.3) для каждого слоя, получаем общую осадку s_i данного слоя и вносим ее значение в последнюю колонку таблицы, например для слоя $i = 1$:

$$s_1 = s_{th,1} + s_{p,1} = 0,004 + 0,002 = 0,006 \text{ м.}$$

Общую осадку s грунтов под ленточным фундаментом вычисляем суммированием осадки каждого слоя s_i по пятнадцатой колонке:

$$s = 0,006 + 0,006 + 0,010 + 0,009 + 0,014 + 0,028 + 0,066 = 0,139 \text{ м.}$$

16.3. Расчет оснований и фундаментов по устойчивости на воздействие сил морозного пучения

В период промерзания грунтов слоя сезонного оттаивания или промерзания на фундамент действуют силы выпучивания, направленные вертикально вверх и стремящиеся «выдернуть» фундамент из многолетнемерзлых или талых грунтов. Силы пучения, обусловленные смерзанием пучинистого грунта с боковой поверхностью фундамента, действуют по касательной к его поверхности. Эти силы учитывают при проектировании основных типов фундаментов, глубина заложения которых, согласно СНиП 2.02.04-88 [2], должна превышать расчетную глубину сезонного оттаивания (промерзания) грунтов на участке строительства (см. 13.3).

Расчет оснований и фундаментов по устойчивости на воздействие сил морозного пучения грунтов следует производить как для условий эксплуатации сооружения, так и для условий периода строительства, если до передачи на фундаменты проектных нагрузок возможно промерзание грунтов слоя сезонного оттаивания (промерзания). При необходимости в проекте должны быть предусмотрены мероприятия по предотвращению выпучивания фундаментов в период строительства.

Устойчивость фундаментов на действие касательных сил морозного пучения грунтов рассчитывают при условии, что выпучивающие фундамент силы должны быть меньше сил, удерживающих фундамент от выпучивания (рис. 16.3):

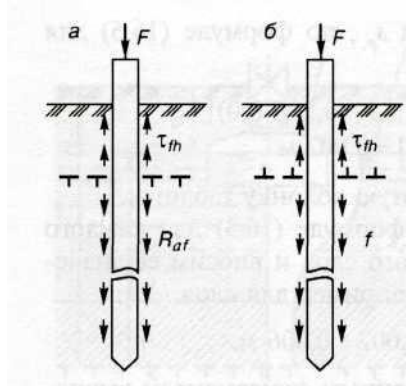


Рис. 16.3. К расчету фундаментов на действие касательных сил пучения в многолетнемерзлых (а) и талых (б) грунтах.

Пояснение в тексте

$$\tau_{fh} A_{fh} - F \leq \frac{\gamma_c}{\gamma_n} F_r, \quad (16.8)$$

где τ_{fh} — расчетная удельная касательная сила пучения, кПа (кгс/см²); A_{fh} — площадь боковой поверхности смерзания фундамента в пределах расчетной глубины сезонного промерзания-оттаивания грунта, м² (см²);

F — расчетная нагрузка на фундамент, кН (кгс), принимаемая с коэффициентом 0,9 по наиболее невыгодному сочетанию нагрузок и воздействий, включая выдергивающие (ветровые, крановые и т.п.);

F_r — расчетное значение силы, удерживающей фундамент от выпучивания, кН (кгс), определяется по формулам (16.9), (16.10);

γ_c — коэффициент условий работы, принимаемый равным 1,0;

γ_n — коэффициент надежности по назначению сооружения, принимаемый равным 1,1, а для фундаментов опор мостов — 1,3. Расчетную удельную касательную силу морозного пучения τ_{fh} следует определять, как правило, опытным путем. Для сооружений II и III классов ответственности значения τ_{fh} допускается принимать по табл. 16.6 в зависимости от состава, влажности и глубины сезонного промерзания и оттаивания грунтов $d_{f(th)}$.

Таблица 16.6

Значения удельных касательных сил пучения грунтов τ_{fh}

Грунты и степень их водонасыщения	τ_{fh} , кПа (кгс/см ²), при глубине сезонного промерзания-оттаивания $d_{f(th)}$		
	1,0	1,0	3,0
Пылевато-глинистые при $I_L > 0,5$, пески мелкие и пылеватые при $S_r > 0,95$	130 (1,3)	110 (1,1)	90 (0,9)
Пылевато-глинистые при $0,25 < I_L \leq 0,5$, пески мелкие и пылеватые при $0,8 < S_r \leq 0,95$, крупнообломочные с заполнителем (глинистым, мелкопесчаным и пылеватым) свыше 30%	100 (1,0)	90 (0,9)	70 (0,7)
Пылевато-глинистые при $I_L \geq 0,25$, пески мелкие и пылеватые при $0,6 < S_r \leq 0,8$, а также крупнообломочные с заполнителем (пылевато-глинистым, мелкопесчаным и пылеватом) свыше 30%	80 (0,8)	70 (0,7)	50 (0,5)

Примечания: 1. I_L — показатель текучести; S_r — коэффициент водонасыщения.

2. Приведенные в таблице значения τ_{fh} относятся к поверхности бетонного фундамента. Для фундаментов из других материалов табличные значения τ_{fh} должны умножаться на коэффициент γ_{af} , значения которого даны в табл. 16.7.

3. Для поверхностей фундаментов, покрытых специальными составами, уменьшающими силы смерзания, а также при применении других противопучинных мероприятий, значение τ_{fh} следует принимать на основании опытных данных.

Расчетное значение силы F_r , удерживающей фундаменты от выпучивания, следует определять по формулам:

при использовании многолетнемерзлых грунтов по принципу I

$$F_r = u \sum_{i=1}^n R_{af,i} h_i; \quad (16.9)$$

при использовании многолетнемерзлых грунтов по принципу II

$$F_r = u \sum_{i=1}^n f_i h_i, \quad (16.10)$$

где u — периметр сечения поверхности сдвига, м (см), принимаемый равным: для свайных и столбчатых фундаментов без анкерной плиты — периметру сечения фундамента; для столбчатых фундаментов с анкерной плитой — периметру анкерной плиты;

$R_{af,i}$ — расчетное сопротивление i -го слоя многолетнемерзлого грунта сдвигу по поверхности смерзания, кПа (кгс/см²), принимаемое по табл. 16.3 с учетом вида поверхности смерзания (см. табл. 16.7);

h_i — толщина i -го слоя мерзлого или талого грунта, расположенного ниже подошвы слоя сезонного промерзания — оттаивания, м (см);

f_i — расчетное сопротивление i -го слоя талого грунта сдвигу по поверхности фундамента, кПа (кгс/см²), принимаемое в соответствии с требованиями СНиП 2.02.03-85 [1].

Таблица 16.7

Значения коэффициента γ_{af} в зависимости от вида поверхности смерзания

Характер поверхности смерзания	Коэффициент γ_{af}
Бетонные поверхности фундаментов, изготавливаемые в металлической опалубке	1,0
Деревянные поверхности, не обработанные масляными антисептиками	1,0
Деревянные поверхности, обработанные масляными антисептиками	0,9
Металлические поверхности из горячекатанного проката	0,7

В том случае, когда инженерно-геологический разрез сложен однородным грунтом, расчетное значение силы, удерживающей фундаменты от выпучивания, допускается определять по формулам:

при использовании многолетнемерзлых грунтов по принципу I

$$F_r = uR_{af}z; \quad (16.11)$$

при использовании многолетнемерзлых грунтов по принципу II

$$F_r = u f z, \quad (16.12)$$

где R_{af} — среднее расчетное сопротивление слоя многолетнемерзлого грунта сдвигу по поверхности смерзания в интервале глубин от подошвы слоя сезонного оттаивания до глубины заложения фундамента, кПа (кгс/см²), принимаемое в соответствии с требованиями СНиП 2.02.04-88;

z — глубина заложения фундамента ниже подошвы слоя сезонного промерзания — оттаивания, м (см);

f — среднее расчетное сопротивление слоя талого грунта сдвигу по поверхности фундамента в интервале глубин от подошвы слоя сезонного промерзания до глубины заложения фундамента, кПа (кгс/см²), принимаемое в соответствии с требованиями СНиП 2.02.03-85.

Пример решения задачи. Требуется рассчитать устойчивость свайного основания надземного трубопровода на воздействие касательных сил морозного пучения. Сваи металлические диаметром $D=0,32$ м. Глубина погружения сваи от верхней поверхности многолетнемерзлого грунта $z=3$ м. Расчетная нагрузка на сваю $F=5$ кН. Грунт представлен суглинком мягкопластичной консистенции, показатель текучести $I_L=0,6$. Расчетная глубина сезонного оттаивания $d_{th}=1,8$ м. Расчетная (прогнозная) среднегодовая температура многолетнемерзлого грунта $T_0=-1,5^\circ\text{C}$. Температура начала замерзания грунта $T_{bf}=-0,3^\circ\text{C}$. Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта $\lambda_f=1,4$ Вт/(м^{#0}С). Объемная теплоемкость мерзлого грунта $C_f=522$ (Вт·ч/(м³·°С)).

1. При показателе текучести грунта $I_L=0,6$ и $d_{th}=1,8$ м, интерполируя данные табл. 16.6, получаем значение удельных касательных сил пучения грунта $\tau_{fh}=114$ кПа. Учитывая, что свая металлическая, полученное значение τ_{fh} умножаем на коэффициент $\gamma_{af}=0,7$ (см. табл. 16.7); $\tau_{fh}=114 \cdot 0,7=79,8$ кПа.

2. Определяем площадь боковой поверхности смерзания сваи в пределах расчетной глубины сезонного оттаивания грунта:

$$A_{fh} = \pi D d_{th} = 3,14 \cdot 0,32 \cdot 1,8 = 1,8 \text{ м}^2.$$

3. Прежде чем определить расчетное значение силы, удерживающей фундамент от выпучивания, определяем расчетную тем-

температуру многолетнемерзлого грунта по длине сваи (см. 15.3). Для этого находим параметр

$$z\sqrt{C_f/\lambda_f}, \text{ он равен } 3 \cdot \sqrt{522/1,4} = 57,9 \text{ ч}^{0,5}.$$

4. Поскольку инженерно-геологический разрез сложен однородным грунтом, в формуле (15.17) используем коэффициент сезонного изменения температуры грунтов основания a_e . По интерполяции данных табл. 15.5 значение этого коэффициента равно 0,42. Значение коэффициента k_{ts} по табл. 15.7 равно 1. Отсюда

$$T_e = (T_0 - T_{bf})a_e k_{ts} + T_{bf} = [-1,5 - (-0,3)] \cdot 0,42 \cdot 1 + (-0,3) = -0,8^\circ\text{C}.$$

5. По табл. 16.3 при расчетной температуре $T_e = -0,8^\circ\text{C}$ определяем среднее значение расчетного сопротивления сдвигу мерзлых грунтов по поверхности смерзания. По интерполяции данных таблицы для глинистых грунтов получаем $R_{af} = 84$ кПа. Учитывая, что свая металлическая, полученное значение R_{af} умножаем на коэффициент $\gamma_{af} = 0,7$ (см. табл. 16.7): $R_{af} = 84 \cdot 0,7 = 58,8$ кПа.

6. По формуле (16.11) определяем расчетное значение силы, удерживающей фундамент от выпучивания:

$$F_r = \pi D R_{af} z = 3,14 \cdot 0,32 \cdot 58,8 \cdot 3 = 177,2 \text{ кПа}.$$

7. Проверяем устойчивость фундамента на действие касательных сил морозного пучения:

левая часть уравнения (16.8), определяющая силы выпучивания фундамента, равна

$$79,8 \cdot 1,8 - 5 \cdot 0,9 = 139,4 \text{ кН};$$

правая часть уравнения (16.8), определяющая силы, удерживающие фундамент от выпучивания, равна

$$(1/1,1) \cdot 177,2 = 161,1 \text{ кН}.$$

Поскольку $139,4 < 161,1$, свайное основание надземного трубопровода будет устойчиво на действие касательных сил морозного пучения при заглублении свай ниже подошвы слоя сезонного оттаивания на 3 м. Глубина погружения свайного основания, с учетом расчетной глубины сезонного оттаивания, составляющей 1,8 м, будет равна $3 + 1,8 = 4,8$ м.

ЛИТЕРАТУРА

1. СНиП 2.02.03-85. Свайные фундаменты / Госстрой СССР. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1986. 48 с.
2. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах / Госстрой СССР. М.: ЦИТП Госстроя СССР. 1990. 56 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>ПРЕДИСЛОВИЕ</i>	3
 РАЗДЕЛ I	
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД	
<i>Глава 1. ОТБОР, УПАКОВКА, ТРАНСПОРТИРОВКА, ХРАНЕНИЕ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД</i>	5
<i>Глава 2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД</i>	19
2.1. Плотность и пористость	19
2.2. Влажность и льдистость	29
2.3. Температура замерзания и оттаивания пород	39
2.4. Содержание незамерзшей воды	46
2.5. Состав и строение льда	66
<i>Глава 3. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ ПОРОД И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ</i>	76
3.1. Криогенные структуры и текстуры мерзлых пород	76
3.2. Методы изучения криогенных текстур	87
3.3. Микростроение мерзлых пород	95
3.4. Методы изучения залежеобразующих подземных льдов ..	105
<i>Глава 4. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ И МАС- СОПРОВОДНЫХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД</i>	115
4.1. Теплофизические свойства мерзлых пород	115
4.2. Влагопроводные свойства дисперсных пород	135
<i>Глава 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД</i>	148
<i>Глава 6. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ И ОТТАИВАЮЩИХ ПОРОД</i>	168
6.1. Характеристики физико-механических свойств мерзлых и оттаивающих пород	168
6.2. Лабораторные методы определения деформационных и прочностных характеристик мерзлых и оттаивающих пород	173
6.3. Полевые методы испытания мерзлых пород	212
6.4. Температурные деформации мерзлых пород	239

РАЗДЕЛ II
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА,
СЕЗОННОГО И МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ
И ОТТАИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 7. РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОРОД.....	248
7.1. Влияние составляющих радиационно-теплового баланса на среднегодовую температуру и годовую амплитуду температур на дневной поверхности	250
7.2. Влияние лесной и кустарниковой растительности на температурный режим пород.....	256
7.3. Влияние рельефа местности на температурный режим пород	260
7.4. Влияние снежного покрова на температурный режим пород	264
7.5. Влияние напочвенных растительных покровов на температурный режим пород.....	273
7.6. Влияние состава и свойств пород на их температурный режим	279
7.7. Влияние инфильтрации летних осадков на температурный режим пород.....	283
7.8. Влияние водного покрова на температурный режим донных отложений	287
7.9. Приближенная формула В.А. Кудрявцева для определения глубин сезонного промерзания (оттаивания) пород ...	296
7.10. Потенциальное сезонное промерзание и потенциальное сезонное оттаивание пород	301
Глава 8. РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД.....	304
8.1. Минимально возможное время формирования многолетнемерзлых толщ пород	304
8.2. Глубина многолетнего промерзания пород при периодических колебаниях температуры на поверхности	308
8.3. Восстановление по палеоклиматическим данным верхних граничных температурных условий многолетнего промерзания и оттаивания массивов горных пород	313
Глава 9. ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА, ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ ПОРОД.....	320
9.1. Определение составляющих радиационно-теплового баланса поверхности	320
9.2. Снегомерная съемка, изучение мощности и плотности снежного покрова.....	328
9.3. Изучение влияния растительности на температурный режим пород	332
	505

9.4. Полевые методы изучения глубины сезонного оттаивания и промерзания пород	335
9.5. Полевые методы изучения температурного режима пород..	344
9.6. Определение среднегодовой температуры пород по единовременному замеру температур в скважине	354

РАЗДЕЛ III

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

Глава 10. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОБСТВЕННО КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ.....	358
10.1. Морозобойное растрескивание пород и формирование полигонально-жильных структур	358
10.2. Морозное пучение и усадка дисперсных пород	376
10.3. Термокарст	389
Глава 11 МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРМОГИДРОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ	404
11.1. Термоабразия	404
11.2. Термоэрозия	411
Глава 12. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ	427
12.1. Солифлюкция.....	427
12.2. Курумообразование.....	436

РАЗДЕЛ IV

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Глава 13. ОПРЕДЕЛЕНИЕ НОРМАТИВНЫХ И РАСЧЕТНЫХ ГЛУБИН СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТА.....	454
13.1. Определение нормативных глубин сезонного оттаивания грунта	454
13.2. Определение нормативных глубин сезонного промерзания грунта	460
13.3. Определение расчетных глубин сезонного оттаивания и промерзания грунта.....	462
Глава 14. МЕЛИОРАЦИЯ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ КАК ОСНОВЫ СООРУЖЕНИЙ	464
14.1. Определение радиуса замораживания грунтов вокруг замораживающей аммиачно-рассольной установки	469
14.2. Определение времени оттаивания многолетнемерзлого грунта пропусканием через него электрического тока....	473

<i>Глава 15. ТЕПЛОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ С МЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ</i>	475
15.1. Расчет вентилируемого подполья	477
15.2. Расчет чаши оттаивания под серединой здания для участка распространения многолетнемерзлой толщи сливающегося типа.....	481
15.3. Определение расчетной температуры многолетнемерзлого грунта	485
<i>Глава 16. МЕХАНИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ С МЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ</i>	489
16.1. Расчет несущей способности свайного фундамента в многолетнемерзлых грунтах	490
16.2. Расчет осадки ленточного фундамента на оттаивающих грунтах.....	494
16.3. Расчет оснований и фундаментов по устойчивости на воздействие сил морозного пучения	498

Учебное издание
Коллектив авторов
МЕТОДЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Зав.
редакцией
Г.С. Савельева
Редактор *Г.*
Г. Есакова
Художественный редактор *ЮМ.*
Добрянская
Переплет художника
В.А. Чернецова
Технические редакторы *Н.И.*
Смирнова, З.С. Кондрашова
Корректоры *Г.А.*
Ярошевская, Г. В. Сибирцева
Компьютерная верстка
Ю.В. Одинцовой

Подписано в печать 07.12.2004.
Формат 60х90 1/16- Бумага офс. № 1.
Гарнитура Тайме. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 32,0. Уч.-изд. л. 31,84.
Тираж 1000 экз. Заказ № 7413. Изд. № 7727

Ордена «Знак Почета»
Издательство Московского университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Тел.: 229-50-91. Факс: 203-66-71.
Тел.: 939-33-23 (отдел реализации).
E-mail: kd_mgu@rambler.ru

В Издательстве МГУ
работает служба «КНИГА—ПОЧТОЙ»
Тел.: 229-75-41

*В Издательстве Московского
университета имеются в продаже
книги:*

Грунтоведение / Под ред. В.Т. Трофимова: Учебник. - М.: Изд-во МГУ, 2004. — 1024 с. — (Классический университетский учебник).

В учебнике описаны теоретико-методологические основы грунтоведения, его положение в системе геологических наук, состав и строение, химические, физико-химические, физические, биотические и физико-механические свойства грунтов. Охарактеризованы природные и техногенные скальные, дисперсные и мерзлые грунты, даны современные представления о формировании состава, строения, состояния и свойств магматических, метаморфических, осадочных, кригенных и техногенных грунтов, а также общие представления о массивах грунтов и особенностях разных их типов.

Для студентов, аспирантов, а также широкого круга специалистов-геологов, инженер-геологов, изыскателей, механиков, связанных с изучением грунта.

Баженова О.К. и др. Геология и геохимия нефти и газа: Учебник. — 2-е изд., перераб. и доп. — М: Изд-во МГУ, 2004. — 415 с, илл. — (Классический университетский учебник).

В учебнике представляется одна из фундаментальных проблем естествознания, имеющая большое значение для решения практических задач развития экономики страны, подчеркивается необходимость углубленного изучения геохимии и химии углеводородов для развития геологии нефти и газа. Образование углеводородов рассматривается как повсеместный процесс и естественный результат развития земной коры. Особое внимание уделяется роли флюидо-динамических процессов в формировании структур и нефтегазоносности осадочных бассейнов. Типизация осадочных бассейнов проводится с позиций современной геодинамики, с использованием новейших представлений о строении земной коры и нелинейности процессов тектогенеза и литогенеза. Рассматривается роль нефти и газа в экономике и топливно-энергетическом балансе страны и мира.

Для студентов университетов, обучающихся по специальности «Геология и геохимия горючих ископаемых».

*В Издательстве МГУ работает отдел
«Книга—почтой».*

*По всем вопросам, связанным с приобретением книг,
обращайтесь в Издательство МГУ по адресу:
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Тел./факс: (095) 939 33 23, 229 75 41.
E-mail: kd_mgu@rambler.ru*

Дорогие читатели!

В Издательстве МГУ им. М.В. Ломоносова работает служба «КНИГА—ПОЧТОЙ». Вы можете заказать любые книги по действующему прайс-листу, и мы вышлем их Вам заказной бандеролью.

Закажите книги:

- по почте: 125009, Москва, ул. Б. Никитская, д. 5/7, Издательство МГУ;
- по телефону или факсу: (095) 229-75-41;
- по электронной почте: E-mail: kdmgu@rambler.ru.

Заявка заполняется в произвольной форме и считается действительной при наличии: Ф.И.О., почтового адреса, номера телефона (с кодом города).

Мы выпишем вам счет и отошлем по указанному вами адресу.

Перечислите указанную в счете сумму на р/с Издательства МГУ.

В течение 15 рабочих дней после поступления средств на счет Издательства МГУ книги будут высланы по вашему адресу.

Примечания:

1. Счет включает в себя стоимость заказанных книг и почтовые расходы (ориентировочно 50% от стоимости книг + НДС).
2. Заказчик имеет право исключить из счета любое название (или уменьшить количество экземпляров) без согласования с Издательством.
3. После оплаты счета необходимо сообщить письменно, по телефону, факсу или электронной почте номер платежного поручения и номер счета.
4. Заказ сохраняется в течение одного месяца со дня выписки счета.
5. ***При несвоевременной оплате счета Издательство оставляет за собой право изменить отпускные цены на книги без дополнительного объявления.***