
Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова



**ОСНОВЫ МЕРЗЛОТНОГО ПРОГНОЗА
ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Москва
2016

ОСНОВЫ МЕРЗЛОТНОГО ПРОГНОЗА ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Под редакцией Л.С. Гарагули и А.В. Брушкова

**Москва
2016**

УДК 551.32:551.34

ББК 26.36

О 75

Рекомендуется УМС геологического факультета
Московского государственного университета
имени М.В. Ломоносова в качестве учебного
пособия для студентов и аспирантов,
обучающихся по направлению «Геология».

В.А. Кудрявцев, Л.С. Гарагуля, С.Н. Булдович, Р.Г. Мотенко

Рецензенты: д.г.-м.н., профессор М.А. Минкин, д.г.-м.н., профессор В.С. Якушев

О 75 Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях.

Учебное пособие. Издание 2-е, переработанное и дополненное.

М.: Издательство «Геоинфо», 2016, 512 с.

ISBN 978-5-9908493-0-3

Учебное пособие содержит основные положения методики прогноза изменения геокриологических условий под влиянием естественной и техногенной динамики компонентов природной среды.

Для количественной оценки изменения температурного режима пород, глубины сезонного и многолетнего промерзания и оттаивания, механических и теплофизических свойств пород, мерзотно-геологических процессов используются приближенные аналитические решения тепловых задач. Эти решения иллюстрируются конкретными примерами расчетов (приведено решение около 60 задач).

Учебное пособие состоит из предисловия, 10 глав, иллюстрированных большим количеством таблиц, графиков и рисунков. Каждая глава сопровождается списком литературы. Объем пособия составляет 512 страниц.

Учебное пособие будет полезно широкому кругу специалистов – геокриологам, инженер-геологам, геологам, географам, изыскателям, связанным с изучением многолетнемерзлых пород.

ISBN 978-5-9908493-0-3

УДК 551.32:551.34

ББК 26.36

© Коллектив авторов, 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

Оглавление	4
Предисловие	12
ГЛАВА I	
Основные положения геокриологического прогноза	17
§ 1. Методологические основы составления геокриологического прогноза	17
§ 2. Виды геокриологического прогноза	19
§ 3. Методы составления геокриологического прогноза	23
ГЛАВА II	
Взаимосвязь географических, геологических и теплофизических условий формирования и существования сезонно- и многолетнемерзлых пород	30
§ 1. Радиационно-тепловой баланс поверхности и температурный режим горных пород	30
<i>Расчет радиационной поправки (Δt_R) к температуре дневной поверхности (пример 1)</i>	<i>47</i>
§ 2. Климатический расчет составляющих радиационного баланса	49
§ 3. Методы расчета составляющих теплового баланса	58
ГЛАВА III	
Кондуктивный и конвективный теплообмен в горных породах и их промерзание и оттаивание	63
§ 1. Температурное поле пород, теплообмен и теплообороты	63
§ 2. Уравнение теплопроводности	65
§ 3. Температурные волны	67
§ 4. О природе асимметрии огибающих годовых колебаний температуры и о глубине распространения в толщах (массивах) пород	70
<i>Расчет глубины распространения годовых колебаний температуры на поверхности почвы и в подстилающих горных породах (пример 2)</i>	<i>72</i>
§ 5. Определение среднегодовых температур пород на глубине годовых нулевых амплитуд (t_h) по единовременному замеру температуры в скважине	73
<i>Определение t_h без учета геотермического градиента (пример 3а)</i>	<i>73</i>
<i>Определение t_h с учетом геотермического градиента (пример 3б)</i>	<i>75</i>

§ 6. Определение конфигурации мерзлого массива и температурного поля в нем с помощью решения стационарной задачи теплопроводности	76
§ 7. Формулировка задачи о промерзании и оттаивании пород	78
1. Постановка задачи о промерзании (оттаивании) однородных горных пород с образованием границы раздела фаз (задача Стефана)	79
2. Постановка задачи о промерзании (оттаивании) пород с учетом незамерзшей воды (с образованием зоны промерзания)	80
§ 8. Краткий обзор частных решений задачи Стефана	82
§ 9. Решение задач Стефана	83
1. Решение классических задач Стефана	83
2. Приближенные решения задачи Стефана	84
А. Формула Стефана для определения глубины сезонного и многолетнего промерзания (оттаивания) пород	84
Б. Определение глубины сезонного и многолетнего промерзания (оттаивания) пород по методу Лейбензона	85
В. Формула В.С. Лукьянова для определения глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород	87
§ 10. Методика приближенной оценки и прогнозирования геокриологических характеристик – среднегодовой температуры и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород	87
1. Однослойная расчетная схема	88
2. Двухслойная схема	101
3. Влияние конвективного теплопереноса в СТС на температуру и глубину сезонного оттаивания мерзлых пород	106
§ 11. Численные решения тепловых задач	110
§ 12. Использование программы «Тундра» для расчета теплового взаимодействия термостабилизатор – грунт	120
1. Методы термостабилизации грунтовых оснований инженерных сооружений ..	120
2. Задача о тепловом и механическом взаимодействии ВТС с грунтовым основанием (задача о «тепловом ударе»)	123
3. Прогноз интенсивности промерзания грунтов с помощью ВТС	126

ГЛАВА IV

Приближенные формулы для определения теплооборотов

и глубин сезонного промерзания (оттаивания) пород

129

§ 1. Приближенные формулы для определения теплооборотов и мощности сезонно-мерзлого (сезонно-талого) слоя	129
1.1. Приближенные формулы для расчета глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород	129
<i>Расчет глубины сезонного оттаивания (промерзания) в случае равенства коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состоянии (пример 4)</i>	<i>131</i>

<i>Расчет</i> глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород с применением номограмм (пример 5)	134
1.2. Приближенные формулы для определения теплооборотов в слое годовых колебаний температуры	135
<i>Расчет</i> теплооборотов в слое годовых колебаний температуры в области сезонного промерзания пород (пример 6)	136
§ 2. Определение температурной сдвижки в слое сезонного промерзания (оттаивания) пород при неравенстве их теплопроводности в талом и мерзлом состоянии	141
<i>Расчет</i> величины температурной сдвижки Δt_{λ} (пример 7а)	143
<i>Расчет</i> величины температурной сдвижки Δt_{λ} при сезонном увлажнении породы (пример 7б)	145
§ 3. Потенциальное сезонное промерзание и потенциальное сезонное оттаивание горных пород	146
<i>Расчет</i> глубины потенциального сезонного промерзания пород и мощности перелетка (пример 8)	147
§ 4. Определение расчетных характеристик для решения задач	150
ГЛАВА V	
Прогноз изменения температурного режима и глубин сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород	164
§ 1. Классификация типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород	164
§ 2. Зависимость температурного режима и глубин сезонного промерзания и оттаивания пород от их состава, влажности и теплофизических характеристик	168
<i>Расчет</i> величины температурной сдвижки Δt_{λ} с применением номограммы (пример 9)	170
§ 3. Влияние снежного покрова на температурный режим и глубину сезонного промерзания (оттаивания) пород	172
<i>Расчет</i> тепляющего влияния снежного покрова по сокращенной формуле В.А. Кудрявцева (пример 10)	173
<i>Расчет</i> тепляющего влияния снега с учетом теплооборотов в подстилающих породах (пример 11)	174
§ 4. Влияние растительного покрова на температурный режим и глубину сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород	183
<i>Расчет</i> влияния растительного покрова на формирование температуры поверхности пород (почвы) через радиационно-тепловой баланс поверхности (пример 12)	185
<i>Влияние</i> слабовлажных напочвенных растительных покровов (как слоя теплоизоляции на поверхности пород) на геокриологические условия (пример 13)	189
<i>Влияние</i> влажных растительных покровов на геокриологические условия (пример 14)	195

<i>Расчет влияния растительного покрова на глубину ζ с учетом широтной зональности (пример 15)</i>	204
А. Расчет влияния мохового покрова в центральных областях многолетнемерзлых пород	205
Б. Расчет влияния мохового покрова вблизи южной границы многолетнемерзлых пород	208
§ 5. Влияние водного покрова на температурный режим донных отложений и на их сезонное промерзание и оттаивание	210
<i>Расчет температуры и глубины сезонного промерзания в донных отложениях мелких озер по В.А. Кудрявцеву (пример 16)</i>	212
<i>Расчет влияния водного покрова с учетом теплообмена в донных отложениях (пример 17)</i>	213
§ 6. Зависимость температурного режима, глубин сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород от рельефа и экспозиции склонов	222
<i>Расчет влияния крутизны и экспозиции склона на формирование температуры пород (пример 18)</i>	223
§ 7. Оценка влияния конвективного теплопереноса в породах сезонно-талого слоя на формирование геокриологических условий	225
<i>Оценка влияния конвективного теплопереноса и тепловыделения в породах СТС для природных условий Чульманской впадины (пример 19)</i>	228
§ 8. Анализ суммарного влияния основных природных факторов на температурный режим и глубину сезонного оттаивания (промерзания) горных пород	235
ГЛАВА VI	
Прогноз изменения характеристик толщ многолетнемерзлых пород	240
§ 1. Принципы классификации многолетнемерзлых горных пород	240
Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по геологическим и географическим условиям	240
Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по характеру теплообмена	242
Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по особенностям распространения, залегания и основным характеристикам	244
§ 2. Общие закономерности формирования толщ многолетнемерзлых пород	246
Состав, структура и текстура мерзлых толщ	246
Влияние верхних граничных условий на формирование мерзлых толщ и их температурный режим	248
Влияние литологических особенностей состава и льдистости пород	248
Влияние подземных вод	249
Влияние неоднородных по площади граничных и грунтовых условий на конфигурацию мерзлых толщ	250
<i>Определение конфигурации толщ многолетнемерзлых пород и построение сетки движения теплопотока в массиве при наличии на поверхности контура теплового возмущения (пример 20)</i>	252

§ 3. Прогноз формирования криогенных текстур многолетнемерзлых пород	255
1. Криогенные текстуры в скальных породах	255
2. Криогенные текстуры рыхлых отложений	256
§ 4. Особенности прогнозирования верхних граничных условий формирования и динамики многолетнемерзлых пород	261
§ 5. Определение динамики промерзания массива горных пород и оттаивания многолетнемерзлых толщ	264
<i>Расчет</i> динамики многолетнего промерзания массива пород (пример 21)	268
<i>Расчет</i> динамики деградации толщи многолетнемерзлых пород (пример 22)	271
§ 6. Влияние производственной деятельности человека на изменение температурного режима и мощности многолетнемерзлых толщ	274
<i>Расчет</i> мощности талого просяла пород, разобцающего сезонно-мерзлый слой с многолетней толщиной (пример 23).	278
§ 7. Прогноз изменения температуры многолетнемерзлых пород в слое годовых колебаний на момент смыкания промерзающего слоя СТС с кровлей ММП	281
<i>Расчет</i> температуры пород на момент смыкания промерзающего сезонноталого слоя с многолетнемерзлой толщиной при наличии снежного покрова (пример 24)	281
<i>Расчет</i> температур пород в слое годовых теплооборотов на момент смыкания многолетнемерзлой толщи при отсутствии снежного покрова (пример 25)	284
ГЛАВА VII	
Закономерности и прогноз изменения фазового состава влаги, теплофизических, электрических и акустических свойств мерзлых пород	
§ 1. Закономерности изменения фазового состава влаги в мерзлых породах	286
<i>Расчет</i> содержания незамерзшей воды для тяжелой пылеватой супеси (пример 26)	294
§ 2. Закономерности изменения теплофизических свойств горных пород	295
<i>Расчет</i> коэффициента теплопроводности крупнообломочного грунта с песчаным заполнителем (пример 27)	300
<i>Расчет</i> удельной теплоемкости пород (пример 28)	313
<i>Расчет</i> температурной сдвижки в зависимости от отношения λ_r/λ_m и континентальности климата (пример 29)	316
<i>Расчет</i> глубины затухания годовых колебаний температуры (h) в зависимости от теплопроводности и теплоемкости пород разного состава, плотности и влажности (пример 30)	316
§ 3. Электрические и акустические свойства мерзлых пород	318
Электрические свойства	318
Акустические свойства	323

ГЛАВА VIII

Закономерности и прогноз изменения механических свойств

мерзлых дисперсных пород332

- § 1. Закономерности изменения механических свойств мерзлых дисперсных пород . . .332
Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их дисперсности333
Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их влажности339
Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их строения342
Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их температуры345
- § 2. Прогноз прочности и деформируемости мерзлых грунтов349
Прогноз изменения прочности мерзлых грунтов во времени351
Определение параметров уравнения длительной прочности и расчет длительной прочности на срок службы сооружения (пример 31)352
Прогноз длительных деформаций мерзлых грунтов353
Определение параметров уравнения ползучести и прогноз деформации на срок службы сооружения (пример 32)355
- § 3. Прогноз тепловых осадок грунтов при оттаивании359
Расчет величины тепловой осадки при оттаивании многолетнемерзлых пород (пример 33)360
Расчет высоты насыпи, сооружаемой для предотвращения тепловых осадок грунтов (пример 34)363
- § 4. Прогноз изменения инженерно-геологических свойств мерзлых, замерзающих и оттаивающих пород364

ГЛАВА IX

Закономерности формирования таликов и прогноз их образования366

- § 1. Классификация таликов по причинам образования и существования в различных температурных зонах366
- § 2. Особенности влияния теплообмена на земной поверхности на формирование таликов366
Радиационно-тепловой баланс поверхности и его роль в формировании таликов . . .366
Оценка возможности существования радиационного талика на склонах южной экспозиции (пример 35)368
Расчет влияния эффективного излучения на образование радиационного талика (пример 36)370
Роль снежного покрова в формировании таликов теплового подтипа371
Расчет критической высоты снега, при которой могут образовываться и существовать талики теплового подтипа (пример 37)373
Оценка тепляющего влияния снега на участках с плотным и неплотным его прилеганием (пример 38)377

Влияние обводненности и заболоченности участков на формирование таликов теплового подтипа	378
Влияние снежников и ледников на формирование таликов теплового подтипа . . .	380
Влияние инфильтрации атмосферных осадков в сезонно-талый слой пород на формирование таликов радиационно-инфильтрационного подтипа	380
§ 3. Роль бокового влияния толщ многолетнемерзлых пород на формирование таликов небольших плановых размеров	381
<i>Оценка условий формирования талика на участке ограниченной площади (пример 39)</i>	386
§ 4. Влияние водных покровов и состава донных отложений на формирование таликов подводного типа	388
<i>Расчет времени образования талика и его конфигурации (по методу Д.В. Редозубова) под термокарстовым озером (пример 40)</i>	388
<i>Определение характера талика, образующегося в слабофильтрующем подрусловом аллювии (пример 41)</i>	391
§ 5. Влияние подземных вод на формирование таликов водно-теплового типа	393
<i>Определение возможности формирования инфильтрационного талика за счет стока поверхностных вод в трециноватую зону (пример 42)</i>	393
§ 6. Особенности распространения таликов с учетом широтной зональности и геоструктурных условий	397
ГЛАВА X	
Закономерности развития и прогноз мерзлотно-геологических процессов	401
§ 1. Систематизация процессов	401
§ 2. Закономерности развития и прогнозирование криогенного (морозобойного) растрескивания пород	410
<i>Прогнозная оценка морозобойного растрескивания пород (пример 43)</i>	415
§ 3. Закономерности развития и прогнозирование пучения пород	421
<i>Расчет величины сезонного пучения пород (пример 44)</i>	430
<i>Определение вероятного размера многолетнего бугра пучения и динамики его роста (пример 45)</i>	433
§ 4. Закономерности формирования и прогноз развития наледей	436
<i>Оценка динамики роста наледи и ее оттаивания (Пример 46)</i>	437
<i>Расчет влияния наледи на температурный режим подстилающих пород (Пример 47)</i>	439
§ 5. Закономерности развития и прогнозирование термокарста	442
<i>Прогнозная оценка условий зарождения термокарста (пример 48)</i>	448

§ 6. Влияние заболачивания и болотообразования на геокриологические условия	453
§ 7. Региональные особенности проявления криогенных склоновых процессов	458
§ 8. Закономерности и прогнозирование разрушения берегов морей, озер, водохранилищ процессами термоденудации и термоабразии	466
<i>Оценка скорости отступления берегового уступа термокарстового озера (пример 49)</i>	<i>469</i>
§ 9. Закономерности развития и прогнозирование термоэрозии	473
§ 10. Закономерности развития и прогнозирование солифлюкции	482
<i>Оценка условий развития солифлюкции (пример 50)</i>	<i>485</i>
§ 11. Инженерно-геологическая оценка курумов	489
Литература	504

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 2011 году состоялась Всероссийская конференция геокриологов России, посвященная 100-летию со дня рождения профессора, заведующего первой в СССР и в России кафедрой мерзлотоведения (геокриологии с 1986 года) геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова Владимира Алексеевича Кудрявцева. В итоговых постановлениях конференции было принято решение о переиздании учебника «Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях» (1974), инициатором написания которого, автором и редактором был В.А. Кудрявцев.

Создание учебника было связано с тем, что в области распространения многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания инженерно-геологические условия изменяются из-за различных свойств пород в талом и мерзлом состоянии, и при изменении температуры пород в пределах отрицательных значений. Условия залегания и распространения многолетнемерзлых толщ, их температурный режим и криогенное строение, свойства мерзлых пород, процессы многолетнего промерзания талых и оттаивания мерзлых пород, а также развитие мерзлотно-геологических процессов и явлений определяются теплообменом на земной поверхности. Последний формируется в определенных географических и геологических условиях и изменяется под влиянием динамики климата и производственного освоения территории. Направленность и характер изменения теплообмена можно учесть, изучив количественные связи между составляющими природной среды и их техногенными изменениями, с одной стороны, и характеристиками сезонно- и многолетнемерзлых пород, с другой. Установленные таким образом закономерности позволяют прогнозировать мерзлотные условия.

С этих позиций В.А. Кудрявцев разработал основы прогноза и предложил расчетные методы для количественной оценки изменений инженерно-геологических характеристик. Одновременно он вел большую организаторскую и научно-просветительную работу. В статьях и докладах (в том числе и на правительственном уровне) он на примерах доказывал необходимость выполнения мерзлотного прогноза для обеспечения надежности инженерных объектов, сооружаемых на многолетнемерзлых грунтах. Эта его деятельность нашла отражение в нормативных документах и практике проектирования. После выхода в свет учебника, мерзлотный (геокриологический) прогноз стал неотъемлемой частью региональных и инженерно-геологических исследований в криолитозоне.

В течение 40 лет учебник оставался единственным в СССР (в России) и за рубежом, в котором с единых методических позиций рассматриваются задачи прогноза природной и техногенной динамики геокриологических характеристик и предлагаются конкретные решения. На доступном уровне в нем объясняются причинно-следственные связи между характеристиками геокриологических условий и факторами, определяющими теплообмен в горных породах. Кроме того, показана существующая в природе взаимообусловленность геокриологических характеристик (например, прямая зависимость глубины сезонного оттаивания пород от их среднегодовой температуры и обратная), приводятся примеры решения задач, сформулированных по материалам полевых и лабораторных исследований. Используемые в учебнике приближенные математические методы позволяют получать многовариантные решения и определять динамику изучаемых характеристик, в том числе в результате хозяйственной деятельности человека.

За разработку научных основ мерзлотного прогноза и создание учебника «Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях» Владимир Алексеевич Кудрявцев был награжден премией им. М.В. Ломоносова I степени.

В течение прошедших лет накоплен, обобщен и опубликован значительный объем материалов по разным научным направлениям в геокриологии. Их изучение подтверждает пра-

вильность методического подхода В.А. Кудрявцева к прогнозу геокриологических условий в связи с естественной динамикой природной среды и ее техногенными нарушениями. По-прежнему остается актуальной необходимость использования приближенных методов решения задачи Стефана о промерзании и оттаивании пород, позволяющих надежно и просто оценивать роль различных природных и техногенных факторов.

При подготовке второго издания учебника сохранена его структура и методические подходы к прогнозированию изменений геокриологических условий. В текст внесены уточнения, касающиеся постановки задач, выделены самостоятельные главы, посвященные прогнозу свойств мерзлых и оттаивающих горных пород.

Наряду с использованием системы уравнений В.А. Кудрявцева для расчета среднегодовой температуры, глубины сезонного оттаивания и промерзания пород, основанной на определении годовых теплооборотов через земную поверхность в периодически установившемся температурном режиме, в учебнике описана и применена система уравнений, полученных С.Н. Булдовичем. Эта система также базируется на определении годовых теплооборотов, но позволяет получать решения, приближенные к реальным условиям теплообмена в породах при существовании снежного, растительного, водного покровов и при температурном режиме дневной поверхности, определяемом суммами градусочасов с положительной и отрицательной температурами. В ряде случаев ее применение раскрывает зависимость процессов теплообмена от условий и приводит к новым представлениям о закономерностях.

В главе I рассматриваются методологические положения мерзлотного прогноза, под которым понимается предсказание о направлении развития и степени изменения мерзлотных условий в будущем, либо в связи с естественно-историческими причинами, либо в связи с хозяйственным освоением территории.

Эти положения сводятся к комплексному изучению территории, включающему мерзлотную (геокриологическую) съемку и картирование, лабораторные исследования свойств пород и математическое моделирование процессов, благодаря чему устанавливаются закономерности формирования, пространственной и временной изменчивости геокриологических характеристик. Определены виды, задачи и методы прогноза на разных стадиях исследований (изысканий).

В главе II рассматривается радиационно-тепловой баланс земной поверхности как условие формирования и динамики сезонно- и многолетнемерзлых пород. Определяется роль структуры радиационно-теплого баланса за полугодие в формировании теплооборотов в подстилающих горных породах. Показано, что в полупериод охлаждения теплообороты в условиях сокращения прихода солнечной радиации близки по значению к величине отрицательного радиационного баланса и, следовательно, расходуются почти полностью на длинноволновое излучение дневной поверхности. Уделяется внимание факторам (в том числе и геологическим), формирующим структуру радиационно-теплого баланса, на основе которого определяется разность температуры дневной поверхности и приземного слоя воздуха. В краткой и доступной форме изложена методика определения отдельных составляющих баланса.

В главе III рассматриваются теоретические основы тепло- и массообменных процессов, развивающихся в мерзлых, оттаивающих и промерзающих горных породах. Для их изучения используются решения задачи промерзания в кондуктивной постановке в периодически установившемся режиме. Уравнение теплопроводности и законы Фурье применяются для изучения температурного режима мерзлых пород, в которых отсутствует фазовый переход воды в диапазоне отрицательных температур ниже точки замерзания (ниже -3°C в суглинках и ниже $-1 \div -2^{\circ}\text{C}$ в песчаных и супесчаных породах).

Частные решения задачи Стефана и приближенные аналитические методы расчета среднегодовой температуры и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород на основе изучения структуры годовых теплооборотов используются применительно к сложным природным условиям (наличие естественных и искусственных покровов). Предлагаемые расчетные урав-

нения позволяют оценить роль влияния отдельных природных факторов на геокриологические характеристики. Предложены также методы оценки влияния конвективного теплопереноса на температурный режим пород в сезонно-талом слое.

Разработка и проверка аналитических методов основывались на результатах решения задачи Стефана численными методами, краткий обзор которых приводится в конце главы.

В главе IV приводятся примеры расчетов годовых теплооборотов и глубин сезонного оттаивания (промерзания) пород при равенстве их коэффициентов теплопроводности в мерзлом и талом состоянии. При неравенстве коэффициентов рассчитывается температурная сдвигка среднегодовой температуры в сезонно-талом (сезонно-мерзлом) слое в зависимости от состава и режима увлажнения пород.

Для расчетов используются формулы В.А. Кудрявцева, дающие хорошие результаты в простых условиях (отсутствие или наличие одного напочвенного покрова), и формулы С.Н. Булдовича для сложных условий с наличием нескольких покровов, с сезонным изменением структуры годовых теплооборотов. Рассматриваются понятия «потенциальное» сезонное промерзание и «потенциальное» сезонное оттаивание пород и связанные с ними процессы образования перелетков мерзлых пород и мерзлоты «несливающейся». Дан пример расчета мощности перелетка.

В конце главы приводятся способы определения расчетных характеристик верхних граничных условий для решения геокриологических задач.

Глава V посвящена прогнозированию изменения среднегодовой температуры и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород на основе количественной оценки влияния на них природных компонентов. В начале главы приводится классификация типов сезонного оттаивания (промерзания) пород В.А. Кудрявцева, в которой по совокупности четырех признаков определяются величина годовых теплооборотов, глубина сезонного оттаивания (промерзания), закономерности ее пространственной изменчивости и динамики.

Для оценки влияния природных компонентов на геокриологические условия используются как система эмпирических формул В.А. Кудрявцева, предусматривающая последовательное суммирование влияния каждого в отдельности компонента, так и система приближенных аналитических уравнений С.Н. Булдовича, в которой влияние компонентов взаимозависимо от годовых теплооборотов в горных породах. Приведены расчеты, в которых, например, объясняется, почему отепляющее влияние снега высотой 10–15 см в условиях резкоконтинентального климата (например, в Забайкалье) может быть таким же, как влияние снега высотой 40–50 см в условиях умеренноморского или умеренноконтинентального климата (например, на севере Западной Сибири). Предложены решения тепловых задач с учетом конвективных составляющих теплообмена в породах. На примерах рассматривается влияние инфильтрации атмосферных осадков и конденсации водяного пара в крупнодисперсных породах сезонно-талого слоя на геокриологические условия.

В VI главе рассматриваются задачи прогноза характеристик многолетнемерзлых пород – мощности, условий залегания в разрезе и распространения по площади – изменение которых происходит под влиянием изменения теплообмена на земной поверхности в процессе многолетнего промерзания пород.

Реакция мерзлых толщ на техногенные воздействия зависит от их исходных характеристик, сформировавшихся в определенных географических и геологических условиях. Поэтому в начале главы рассматриваются основные признаки классификации многолетнемерзлых горных пород и даны закономерности их формирования, включая влияние неоднородных по площади верхних граничных и грунтовых условий на конфигурацию мерзлых толщ. Уделяется большое внимание прогнозированию верхних граничных условий в связи с изменением климата и техногенными нарушениями природной среды.

В главе даны примеры расчета многолетнего промерзания массива пород и оценки динамики новообразования многолетнемерзлых пород там, где они прежде отсутствовали. Так-

же прогнозируются возможность деградации мерзлых толщ и образование талого прослоя, разобщающего ее с сезонно-мерзлыми породами. Определяется температура поверхности почвы и горных пород на момент смыкания промерзающего сезонно-талого слоя с многолетнемерзлой толщей.

Главы VII и VIII посвящены закономерностям изменения теплофизических и механических свойств мерзлых пород разного состава под влиянием изменения дисперсности, влажности и температуры. В VII главе систематизирован большой объем экспериментальных данных и даны методы расчета характеристик, позволяющие прогнозировать изменения фазового состава влаги, коэффициента теплопроводности и удельной объемной теплоемкости пород, что обеспечивает в значительной степени достоверность результатов решения тепловых задач.

В VIII главе рассматриваются зависимости прочности и деформируемости мерзлых пород от их состава, строения и температуры. С помощью эмпирических уравнений прогнозируется изменение этих свойств. Приводятся примеры определения параметров уравнений длительной прочности и уравнения ползучести, по которым выполняется прогноз изменения прочности и деформации мерзлых пород на срок службы сооружений.

При незапланированном техногенном оттаивании льдистых мерзлых пород происходят тепловые осадки, оказывающие негативное влияние на устойчивость возводимых на них сооружений. Поэтому в главе уделено большое внимание решению инженерных задач, связанных с прогнозированием тепловых осадков. Даны примеры расчетов.

В IX главе рассматриваются закономерности формирования таликов в связи с мерзлотными (геокриологическими) особенностями в различных геологических и географических условиях. Дается классификация таликов по причинам и условиям их существования в различных мерзлотно-температурных зонах.

Анализ распространения таликов разных подтипов в различных широтах, мерзлотных и геолого-структурных условиях позволяет определить возможность их возникновения при производственном освоении территорий. В главе на примерах показано, что составление конкретного прогноза возникновения техногенных таликов основывается на методах количественной оценки влияния нарушений условий теплообмена на поверхности и в подстилающих породах на температурный режим пород. Оцениваются условия существования водно-тепловых таликов на участках инфильтрационного питания подземных вод.

Глава X посвящена задачам прогноза развития (возникновения) и динамики мерзлотно-геологических (экзогенных) процессов. Они систематизированы по механизму и причинам развития, сопутствующим процессам и формам проявления в отложениях и рельефе. Подход к прогнозированию основан на изучении их распространения и форм проявления в различных географических, геолого-структурных и мерзлотных условиях и на оценке изменения теплообмена на поверхности почв и горных пород под влиянием техногенных нарушений природных ландшафтов.

Изучение причин развития процессов требует особого подхода. Были определены признаки типологического районирования территорий применительно к каждому процессу, позволяющие в совокупности оценить предрасположенность района (ландшафта) к возникновению процесса, а также определить, под влиянием каких изменений компонентов природной среды или техногенного воздействия это произойдет. Задачи прогнозирования динамики процессов, их проявления в рельефе решаются с помощью преимущественно эмпирических уравнений, примеры использования которых приводятся в главе.

В написании учебника принимал участие авторский коллектив: В.А. Кудрявцев (гл. I, II, IV, V, VI, § 3, 4 гл. VIII, IX, X), Л.С. Гарагуля (предисловие, гл. I, II, IV, V, VI, IX, X), С.Н. Булдович (гл. III, IV, V, VI, IX, § 4 главы X), Р.Г. Мотенко (гл. VII), А.В. Брушков (предисловие, § 1 гл. II; § 1 гл. VIII; § 7 гл. X), И.А. Комаров (гл. III), С.С. Волохов (§ 2 гл. VIII), Э.З. Кучуков (§ 9 гл. X), Е.И. Несмелова (§ 2, 3 гл. II), Е.Н. Оспенников (§ 1, 6 гл. X), С.Ю. Пармузин (гл. I, § 4 гл. IV).

Г.П. Пустовойт (§ 11 гл. III), А.И. Тюрин (§ 11 гл. X), Е.П. Шушерина (§ 1 гл. VIII), А.В. Кошурников (гл. VII). В многолетнем сборе и анализе материалов, подготовке настоящего издания, выполнении расчетов и обсуждении проблем мерзлотного прогноза в той или иной степени принимали участие Г.И. Гордеева, Э.Д. Ершов, В.В. Баулин, Л.Н. Хрусталева, Н.Н. Романовский, О.М. Лисицына, Л.Т. Роман, Ю.Д. Зыков, В.Г. Чеверев, А.В. Медведев, Л.В. Емельянова, Л.Н. Максимова, Е.М. Чувиллин, О.Н. Патрик и другие сотрудники кафедры геокриологии МГУ. Полезные замечания для совершенствования методов мерзлотного прогноза были получены от М.А. Минкина («Фундаментпроект»), а также сотрудников Института криосферы Земли и Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Института геоэкологии РАН и других организаций.

На всех этапах подготовки рукописи к печати большая работа выполнена Н.В. Гордеевой, включая верстку текста на бумажном и электронном носителях, подготовку и редактирование рисунков и таблиц, за что авторы приносят ей свою глубокую благодарность.

Данный учебник рассчитан на студентов-геокриологов, а также гидрогеологов, криолитологов, экологов и студентов и специалистов смежных направлений – изыскателей, проектировщиков, строителей. Книга будет полезна многим другим специалистам, работающим с сезонно- и многолетнемерзлыми породами.

ГЛАВА I.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

§ 1. Методологические основы составления геокриологического прогноза

Необходимость геокриологического прогноза на различных стадиях исследований, начиная с региональных и кончая инженерно-геокриологическими изысканиями и мониторингом, была обоснована В.А. Кудрявцевым в 60-х годах XX столетия. Он аргументировал это тем, что многолетнемерзлые толщи горных пород отличаются большой динамикой характеристик. Он подчеркивал, что количество льда и характер его распределения в породе определяют свойства мерзлых толщ, особенности мерзлотных процессов и в целом инженерно-геологические особенности территории. Поэтому необходимо изучить особенности мерзлотных текстур литолого-генетических комплексов пород в зависимости от факторов геолого-географической среды. То же относится и к изучению температурного режима и мощности многолетнемерзлых пород.

Принципы и приемы строительства, оптимальные условия эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне определяются геокриологическими условиями. Последние изменяются в результате освоения территории. Благоприятные на момент исследования геокриологические условия в процессе строительства и эксплуатации сооружений могут превращаться в неблагоприятные, что сопровождается деформациями сооружений, удорожанием их эксплуатации, а иногда и их разрушением. Известно, что многолетнемерзлые породы иногда возникают там, где их не было при предварительных исследованиях, и, наоборот, оттаивают, где на момент исследований в естественной обстановке природные условия были устойчивыми. В результате разрушения ландшафтов возможно развитие опасных мерзлотных процессов, таких как наледообразование, морозобойное растрескивание, образование ледяных жил, термокарст и термоэрозия, сплывы и другие. Очевидно, что проектирование, строительство и эксплуатация сооружений должны производиться с учетом этих изменений. Они должны учитываться и при определении схемы и условий освоения территорий промышленно-экономических районов, трасс линейных сооружений типа БАМа, магистральных нефте- и газопроводов и прилегающих к ним территорий.

Геокриологический прогноз по В.А. Кудрявцеву («Основы мерзлотного прогноза...»), (1974) представляет собой научное предсказание об изменениях геокриологических условий в будущем в связи с эволюцией природной среды либо в связи со строительством и хозяйственным освоением территории. Выполнение прогноза предполагает знание характеристик природной среды, определяющих закономерности формирования, пространственной и временной изменчивости многолетнемерзлых толщ горных пород, а также происходящих в них процессов. Изучение таких закономерностей является обязательной предпосылкой для выполнения прогноза.

По определению В.А. Кудрявцева (1975), закономерность есть интегральное выражение совокупности зависимостей, свойственных данному природному комплексу. В геокриологии принято говорить о **частных и общих закономерностях**. Под первыми обычно понимаются двухсторонние зависимости либо между отдельными характеристиками мерзлотной обстановки и отдельными природными факторами, либо между двумя собственно геокриологическими характеристиками, из которых одна рассматривается как фактор-причина, другая – как следствие. Например, мощность и плотность снежного покрова и среднегодовая температура пород. В различных природных ситуациях проявление зависимостей может быть не только количественно, но и качественно различно (например, в различных условиях водный покров может приводить как к повышению, так и к понижению среднегодовой температуры пород).

Следовательно, можно говорить об однозначности физической природы зависимости и о неоднозначности ее проявления в разных конкретных ситуациях, обусловленной взаимосвязью природных процессов. Под геокриологическими закономерностями понимается результат взаимодействия факторов, выраженный либо температурным режимом пород, либо мощностью или криогенным строением многолетнемерзлых толщ, либо определенным типом сезонно- и многолетнемерзлых пород. Геокриологические закономерности разделяются на **частные и общие**, при этом под первыми понимаются **закономерности, относящиеся к одному объекту**, например к определенному типу мерзлых горных пород (закономерности формирования среднегодовой температуры, мощности и других характеристик мерзлых пород в пределах данного природно-территориального комплекса), а под общими – **закономерности, относящиеся к группе объектов**, например закономерности льдовыделения в мерзлых тонкодисперсных породах различного генезиса (Гарагуля, 1987). Природные геокриологические закономерности носят **зонально-региональный характер** и определяются, с одной стороны, термодинамическими и теплофизическими законами и с другой – геолого-географическими условиями района. Нельзя рассматривать прогноз геокриологической обстановки в результате оценки влияния только одного из факторов. Например, отепляющее влияние снежного покрова нельзя рассчитывать только как результат влияния теплоизолирующего слоя (снега) с характеристиками термического сопротивления. Влияние снега в действительности будет определяться также годовыми теплооборотами в почве и горных породах. На двух участках с различными теплооборотами влияние снега при одинаковой его мощности и плотности будет различным. Чем больше будет величина теплооборотов, тем значительнее будет сказываться отепляющее влияние снежного покрова. Если учесть, что теплообороты зависят от состава пород, характера их сложения и залегания, влажностного режима, а также от климата, структуры радиационно-теплового баланса поверхности, то станет понятной вся сложность рассматриваемого вопроса. Влияние других факторов (растительности, водного покрова) будет также различно сказываться на температурном режиме пород и глубинах сезонного промерзания или сезонного оттаивания в зависимости от теплооборотов.

Методика геокриологического прогноза по В.А. Кудрявцеву («Основы мерзлотного прогноза...», 1974) состоит в следующем. В исследуемом районе проводится геокриологическая съемка, в результате которой изучаются геолого-генетические типы мерзлых пород: их состав, криогенное строение, свойства, температурный режим, мощность, глубина сезонного оттаивания (промерзания) пород и мерзлотные процессы и явления. При этом не только устанавливаются качественные зависимости мерзлотных характеристик от географических и геологических факторов природной среды, но и определяется количественное их выражение. Затем определяются изменения условий теплообмена на земной поверхности и в подстилающих породах в результате динамики природной среды и хозяйственного освоения территории и выполняется прогноз изменения геокриологических условий как для всей территории, так и для отдельных участков и инженерных сооружений (Кудрявцев, 1980). Таким образом, геокриологический прогноз является неотъемлемой частью геокриологических исследований, и только на его основе может выполняться проектирование, строительство и эксплуатация сооружений и в целом освоение территории в криолитозоне.

При хозяйственном освоении территории происходит **взаимодействие природной среды и человека** (возведение инженерных сооружений, регулирование естественного стока и создание водохранилищ, планировка местности, сельскохозяйственное освоение территории, вырубки и лесные насаждения и т.п.), результат этого взаимодействия будет определяться характером природной среды. Необходимо знать, как она преобразуется. Таким образом, важно понимать общие и частные закономерности развития геокриологической обстановки, выявить роль природных факторов в ее формировании и затем, зная, как производственная деятельность человека влияет на изменение природной среды, определить характер ожидаемого изменения

геокриологических условий. Кроме того, появляются дополнительные факторы: тепловыделение городских зданий и промышленных сооружений, загрязнение атмосферы, сток технических вод, искусственные водохранилища и другие. Их влияние необходимо также учитывать.

Важным элементом геокриологического прогноза является оценка изменения **гидрогеологических условий**. Закономерности формирования подземных вод в области распространения многолетнемерзлых пород и их взаимосвязь с динамикой многолетнемерзлых толщ определяют особенности их изучения и прогнозирования водоснабжения, оценки качества ресурсов и их запасов. Очевидно, что объекты, методика и формы геокриологического прогноза распространяются и на прогноз, связанный с оценкой инженерно-геологических и гидрогеологических условий в области распространения многолетнемерзлых пород.

По результатам прогноза должны быть разработаны **приемы управления**, целенаправленного изменения геокриологических и инженерно-геологических условий для обеспечения оптимальной работы инженерных сооружений.

Завершающим этапом должна быть проверка правильности прогнозирования, что устанавливается при мониторинге природных условий.

§ 2. Виды геокриологического прогноза

Необходимо различать виды геокриологического прогноза. В зависимости от причин, вызывающих изменения геокриологических условий, следует выделить прогноз влияния естественной эволюции природной среды и прогноз геокриологических последствий хозяйственной деятельности человека. Первый следует называть **естественно-историческим** (эволюционным), второй – **техногенным**. Задачей **естественно-исторического** прогноза является оценка изменения геокриологических характеристик в результате динамики ландшафтно-климатических условий, задаваемой по данным длительных (более 10–20 лет) натуральных наблюдений с учетом палеогеографической обстановки в период формирования многолетнемерзлых толщ горных пород.

Техногенный прогноз включает в себя оценку изменения геокриологических условий под влиянием техногенных нарушений природного комплекса (от локальных изменений ландшафтных и геокриологических условий до глобальных преобразований природы – создания искусственных водохранилищ, загрязнения промышленными отходами атмосферы, поверхностных и подземных вод, изменения их температурного режима и др.). Одним из разделов техногенного прогноза является **инженерно-геокриологический** прогноз, который выполняется для решения таких практических задач, как выбор строительных площадок и трасс линейных сооружений, оценка вариантов размещения строительных объектов и выбор принципа их строительства, выбор способов прокладки транспортных магистралей и способов разработки месторождений полезных ископаемых и ряд других вопросов, необходимых для проектирования, строительства и эксплуатации хозяйственных объектов. На основе инженерно-геокриологического прогноза рекомендуются мероприятия, исключающие или ограничивающие последствия нарушения геосистем, опасные для сооружений и природной среды; разрабатываются способы управления мерзлотным процессом. При этом в соответствии с характером техногенных воздействий прогнозируются изменения температурного режима пород; динамика, масштабы изменения проявления процессов многолетнего промерзания и протаивания горных пород; изменение их состава, строения и свойств; развитие мерзлотных процессов, возможность их активизации и возникновения новых, время их стабилизации, условия, вызывающие прогрессирующее развитие. Инженерно-геокриологический прогноз должен составляться с учетом результатов эволюционного прогноза. Характер и постановка задач определяются в зависимости от особенностей территории, детальности исследований (масштаба геокриологической съемки и изысканий) и их направленности.

Техногенный геокриологический прогноз по особенностям воздействия строительства на природную среду разделяется на: 1) **общий прогноз**, предусматривающий оценку изменения

составляющих природного комплекса без учета теплового и механического воздействия инженерного сооружения; 2) **инженерный прогноз**, включающий оценку результатов воздействия сооружений на геокриологическую обстановку.

При составлении общего геокриологического прогноза выделяются возможные изменения мерзлотных условий на территории строительства в результате проведения мероприятий, не предусматривающих внесение дополнительных источников или стоков тепла. К таким мероприятиям относятся: нарушение растительного покрова, условий снегонакопления, выторфовывание и замена грунтов оснований, планировка поверхности, изменение условий поверхностного и грунтового стока, устройство искусственных покрытий, газонов, насаждение деревьев, кустарников и др. Необходимость составления общего геокриологического прогноза при решении инженерных задач, связанных с хозяйственным освоением криолитозоны, обусловлена тем, что тепловыделяющие или теплопоглощающие сооружения при любых видах строительства занимают лишь часть площади нарушенных территорий. Так, площадь, занятая зданиями, в северных городах России составляет 13–40%, остальная часть площади городов занята дорогами, улицами, площадями, скверами и т.д. По данным ВСЕГИНГЕО, лишь на 9% площади газовых месторождений Западной Сибири расположены тепловыделяющие сооружения, на остальной территории происходит изменение природных условий при строительных работах. Кроме того, в практике хозяйственного освоения происходит разрыв во времени между началом строительства и вводом сооружений в эксплуатацию. В этом случае результаты общего прогноза служат исходными данными для составления инженерно-геокриологического прогноза, задачей которого является оценка теплового и механического взаимодействия сооружений с многолетнемерзлыми породами.

В зависимости от детальности прогноза, которая рассматривается в связи с размерами исследуемой территории, различаются обзорный, региональный и конкретный геокриологические прогнозы (Кудрявцев, 1979; Кудрявцев, Максимова, 1976 и др.).

Обзорный геокриологический прогноз составляется при оценке природных ресурсов территорий в связи с перспективой их экономического развития, а также в связи с разработкой глобальных планов преобразования природы (переброска рек, создание каскадов водохранилищ и т.д.). Общей задачей геокриологического прогноза этого вида является оценка основной тенденции развития геокриологической обстановки в будущем. В ходе прогнозирования характеризуется многолетняя (и вековая) динамика и направленность процесса промерзания и протаивания верхнего слоя земной коры в связи с изменениями климата, динамикой ландшафтов и оцениваются ожидаемые изменения распространения мерзлых толщ, их состава, строения и свойств; изучается влияние прогнозируемых изменений геокриологической обстановки на оценку промышленных запасов полезных ископаемых, подземных вод; исследуется возможность увеличения природных ресурсов путем направленного изменения мерзлотного процесса.

На естественное развитие природной среды все возрастающее воздействие оказывают техногенные факторы, такие как загрязнение атмосферы, влияние искусственных водоемов и т.д. Такого рода техногенные воздействия также оказывают влияние на геокриологические условия и должны учитываться при составлении техногенного обзорного геокриологического прогноза. Их влияние накладывается на естественный ход развития геолого-географической обстановки, вследствие чего в данном случае можно говорить о смешанном физико-техногенном воздействии.

Обзорная прогнозная оценка должна учитывать не только влияние природных и техногенных факторов на геокриологическую обстановку, но и обратное влияние геокриологических характеристик на природную среду, т.е. включать эколого-геокриологический прогноз (Максимова, 1979).

Обзорный геокриологический прогноз может быть полным, наиболее всесторонне учитывающим и оценивающим особенности мерзлотного процесса, и частным, характеризующим отдельные его проявления: оценивающим, например, возможные изменения распространения мерзлых толщ, их температурного режима, строения, отдельных мерзлотных процессов и явлений.

Объектом полного обзорного прогноза являются типы многолетнемерзлых пород, свойственные структурным элементам земной коры, крупным гидрогеологическим структурам, типам рельефа, географическим зонам, подзонам и поясам. Прогноз дает общую характеристику особенностей эволюции этих типов в связи с развитием природной среды в голоцене и в историческое время и ее влияния на природные ресурсы территории. Частные виды прогноза оценивают такие стороны эволюции мерзлотного процесса, как, например, динамику южной границы мерзлоты, ее влияние на условия питания и разгрузки подземных вод, на состояние (мерзлое или талое) горных пород в ареалах распространения полезных ископаемых и технико-экономические условия освоения месторождений и пр.

Обзорный геокриологический прогноз не предполагает проведение специальных натурных исследований и является сугубо ориентировочным.

Региональный геокриологический прогноз составляется для оценки территорий, подлежащих освоению в связи с разработкой принципов и методов рационального использования природных ресурсов (земельных, минеральных и др.), охраны, рекультивации и преобразования природной среды. На его основе выделяются площади, наиболее благоприятные для различных видов освоения (гидротехнического, промышленного, транспортного строительства и др.), и решаются другие вопросы, связанные с организацией и размещением территориально-производственных комплексов, определением принципов строительства на многолетнемерзлых грунтах, разработкой месторождений полезных ископаемых. Для решения перечисленных вопросов необходима оценка устойчивости природной обстановки вообще и геокриологической в частности к разнообразным внешним воздействиям, сопутствующим многоотраслевому освоению территории. При этом прогнозируются изменения геокриологических условий в результате естественных изменений природной среды (естественно-исторический прогноз) и производственного освоения территории (техногенный прогноз). В последнем случае рассматривается изменение структуры и составляющих радиационно-теплогового баланса на поверхности под влиянием таких общих мероприятий, как снятие растительности, уплотнение или удаление снега, изменение условий поверхностного и грунтового стока и т.д. Указанные выше техногенные воздействия свойственны практически всякому производственному освоению территории. Наряду с этим для решения ряда практических задач необходима оценка специфических влияний, свойственных определенным видам строительства (гидротехнического, градостроительского и другим), для чего оценивается влияние суммарного тепловыделения зданий и сооружений на больших площадях, влияние водохранилищ и пр. При составлении регионального геокриологического прогноза особое внимание должно уделяться изучению процессов и явлений, таких как: а) термокарст и заболачиваемость поверхности; б) морозобойное растрескивание пород и эрозия почв; в) морозное иссушение и дефляция и ряд других.

Региональный геокриологический прогноз для районов первоочередного освоения составляется на основе мерзлотной съемки мелкого и среднего масштаба («Методика мерзлотной съемки», 1979). В процессе съемки применяется комплекс методов, обеспечивающий характеристику прогнозируемых величин с точностью, достаточной для картирования в заданном масштабе. Для предварительной оценки устойчивости геокриологической обстановки в перспективных районах имеет значение ориентировочный региональный прогноз, составляемый на основе ориентировочных качественных и количественных методов, включая аэро- и космосъемку, которые интерпретируются с помощью ограниченного объема наземных наблюдений.

Конкретный геокриологический прогноз составляется для целей технико-экономического обоснования и проектирования конкретных народно-хозяйственных объектов (горно-рудных, гидротехнических, промышленных и др.). На его основе дается инженерно-геологическая оценка территории проектируемого строительства с позиций вида производственной практики, выбирается принцип использования грунтов в качестве оснований (или способ добычи полезных ископаемых), обосновываются проектные решения, назначаются нормативные

характеристики сезонно- и многолетнемерзлых пород, рекомендуются мероприятия, обеспечивающие оптимальные условия эксплуатации инженерных сооружений, добычи полезных ископаемых и состояния окружающей среды, а в случае необходимости и ее рекультивацию или преобразование.

Для решения указанных практических задач при составлении конкретного инженерно-геокриологического прогноза необходимо изучить закономерности формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых пород и мерзлотных процессов и наиболее полно характеризовать их изменения в ходе строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Вместе с тем в ходе изысканий и проектирования выявляются особо неблагоприятные геокриологические факторы, опасные для устойчивости сооружений и состояния окружающей среды (пучение, термоэрозия и другие). Закономерности их развития, интенсивность, масштабы проявления должны изучаться и оцениваться на основе частных инженерно-геокриологических прогнозов. Объектом конкретного прогноза могут быть как типы многолетнемерзлых и сезонно-мерзлых пород, выделенные по особенностям их состава, строения и свойств и условиям теплообмена в конкретных природных районах (и микрорайонах) в зоне влияния проектируемого строительства, так и отдельные их характеристики (глубина сезонного промерзания и протаивания грунтов, среднегодовая и максимальная температура мерзлых толщ и конфигурация последних в основаниях инженерных сооружений, тепловые осадки, пучение и т.д.).

Конкретный геокриологический прогноз является техногенным. Он включает оценку геокриологических последствий нарушения природных ландшафтов в процессе строительства и оценку теплового и механического взаимодействия сооружений с грунтами основания. Задачи прогноза конкретизируются в зависимости от этапа изысканий и стадии проектирования.

В зависимости от продолжительности конкретный геокриологический прогноз может быть как сверхдолгосрочным и долгосрочным, так и краткосрочным.

Геокриологический прогноз составляется на всех этапах освоения территории: при оценке ее экономического развития, формировании территориально-производственных комплексов, проектировании и строительстве конкретных объектов народного хозяйства. Для успешного решения проблемы освоения области многолетнемерзлых пород необходима преемственность обзорных, региональных и конкретных геокриологических прогнозов.

Краткосрочный геокриологический прогноз составляется на период от 1 до 10 лет и характеризует изменения геокриологических условий под влиянием короткопериодных (3–11 лет) колебаний климата, подготовительных и строительных работ и эксплуатации сооружений в первые годы, когда изменения состояния и характеристик грунта происходят наиболее интенсивно, особенно в верхней части разреза (в слое сезонного оттаивания и в слое годовых теплооборотов), и могут представлять большую опасность для сооружений.

Долгосрочный геокриологический прогноз составляется на период эксплуатации различных сооружений (от 10 до 100 лет) и ориентирует на изменение геокриологических и связанных с ними гидрогеологических и инженерно-геологических характеристик, соответствующих новому установившемуся температурному и влажностному режиму пород на освоенных территориях.

Сверхдолгосрочный геокриологический прогноз составляется для особо ответственных сооружений на период, превышающий 100 лет, в основном для оценки изменений геокриологических условий под влиянием естественной динамики природной среды или региональных и глобальных ее преобразований, приводящих к изменению теплового состояния пород на больших территориях (например, при теоретически возможном глобальном потеплении климата за счет увеличения содержания в атмосфере парниковых газов), а также для оценки длительного воздействия сооружений на геологическую обстановку. Примером необходимости составления такого прогноза является проблема подземного захоронения радиоактивных отходов в толще многолетнемерзлых пород. Срок экологической опасности высокорadioактивных

отходов составляет 1–10 тыс. лет. Следовательно, необходимо предвидеть, как изменится геокриологическая обстановка за этот период.

При всех видах прогноза должны количественно оцениваться динамика температурного поля и сезонного оттаивания пород: вероятность оттаивания многолетнемерзлых толщ и новообразования многолетнемерзлых пород на талых (немерзлых) участках; изменение состава и свойств мерзлых, оттаивающих и замерзающих пород; развитие мерзлотных процессов и явлений; характер взаимодействия сооружений с грунтами основания. Прогноз должен составляться на основе комплексных инженерно-геологических, геокриологических и гидрогеологических изысканий и содержать характеристику природных закономерностей формирования и динамики геокриологических условий, результаты оценки влияния различных техногенных нарушений ландшафтов на инженерно-геокриологическую обстановку, прогнозные геокриологические карты и обоснование расчетов теплового и механического воздействия сооружений на грунты основания.

§ 3. Методы составления геокриологического прогноза

Базой для составления геокриологического прогноза является выявление закономерностей формирования среднегодовой температуры пород, глубин их сезонного оттаивания и промерзания, криогенного строения и льдистости, мощности толщ мерзлых пород на участке исследования. Эти закономерности изучаются в процессе проведения мерзлотной съемки. Поэтому В.А. Кудрявцев считал, что геокриологическая съемка является основополагающей при составлении прогноза и может быть выделена как **общегеокриологический метод** прогноза. Этот метод включает изучение и оценку двухсторонних зависимостей между отдельными геологическими и географическими факторами, составляющими природный комплекс, и характеристиками сезонно- и многолетнемерзлых пород (температура, мощность, льдистость и т.д.). На основе синтеза полученных знаний, осуществляемого для условий геологического прошлого (четвертичный период, голоцен) и существующей природной обстановки, воссоздается история развития мерзлых толщ и оценивается существующая тенденция развития мерзлотного процесса, т.е. исследуются общие естественно-исторические закономерности формирования и развития геокриологических условий. Все это позволяет характеризовать возможные изменения этих условий в будущем в ходе естественной эволюции природной среды и в результате деятельности человека. Общегеокриологический метод прогноза осуществляется на базе геокриологической съемки территории, что дает возможность всесторонне изучать закономерности, лежащие в основе геокриологического прогноза.

Особенностью геокриологии, как и ряда других геологических наук, является многофакторность объекта исследования, сложность и динамичность системы, что делает необходимым применение при составлении прогнозов одновременно нескольких методов. Среди их множества можно выделить следующие: 1) моделирование мерзлотных условий; 2) экстраполяция и интерполяция; 3) использование генетических классификаций многолетнемерзлых пород, подземных льдов, таликов, мерзлотных процессов, типов сезонного промерзания и протаивания пород; 4) экспертные оценки. Все эти методы основываются на знании геокриологических закономерностей. Поэтому каждый из них предполагает использование общегеокриологического метода для постановки специальных задач прогноза.

Методы моделирования можно разделить на следующие группы: а) понятийное или логическое моделирование; б) лабораторное моделирование – модели выполнены из того же материала, что и оригинал, но в меньшем масштабе; в) натурное моделирование (использование природных аналогов); г) математическое моделирование.

Понятийные модели являются первыми в процессе моделирования природных явлений. Их разработка часто затягивается на десятилетия, и большое число понятийных моделей в геокриологии, выдвинутых в 40-х годах прошлого века, до сих пор не нашло физического и математиче-

ского выражения. Понятийные модели выполняют в основном две функции – описания и объяснения. Понятийная модель геокриологического процесса представляет собой сжатую характеристику его основных, типичных черт и включает в себя объяснение механизма этого процесса. Исходным мотивом для построения понятийной модели является наблюдение процессов или форм их проявления. Понятийная модель может быть неадекватна природному явлению.

Лабораторное моделирование. Метод лабораторного моделирования позволяет проследить особенности мерзлотных процессов и изучить закономерности формирования физических и механических свойств грунтов в различных термодинамических условиях, которые задаются в соответствии с поставленными научными и практическими задачами и воспроизводят как естественную, так и измененную строительством обстановку. В ходе моделирования изучаются зависимость свойств грунтов и происходящих в них мерзлотных процессов от их состава, генезиса и возраста, плотности и влажности, режима промерзания (протаивания) и температуры, изучаются закономерности формирования физических и механических свойств грунтов в заданных условиях. На этой основе оценивается возможная направленность изменения состава, теплового состояния, строения и свойств грунтов вследствие естественных и техногенных изменений природной среды. Данные эксперимента позволяют: *a* – прогнозировать в соответствии с ожидаемыми температурными условиями поведение грунтов в основании сооружений, их прочностные и деформационные свойства; *b* – решать обратную задачу – прогнозировать температурные условия, определяющие такое состояние грунтов, при котором они будут обладать необходимыми физическими и механическими свойствами, обеспечивающими устойчивость инженерных сооружений, что необходимо для рекомендаций способов водно-тепловой мелиорации грунтов.

Лабораторное моделирование как средство прогноза используется в комплексе с общегеокриологическим методом. Постановке лабораторного эксперимента должна предшествовать типизация существующих условий на основе геокриологической съемки, в процессе которой изучаются геолого-генетические комплексы и литологические разновидности пород и проводится их опробование, исследуются закономерности формирования их состава, состояния, строения и свойств, влажностного и температурного режимов, особенности проявления происходящих в них процессов, составляются и уточняются региональные классификации пород, а также мерзлотных процессов и образований.

На начальных этапах исследований, когда рассматривается весь возможный круг техногенных воздействий, изменяющих условия теплообмена грунтов с атмосферой, лабораторное моделирование проводится на ограниченном количестве образцов (из наиболее типичных грунтовых разновидностей), но в максимально широком диапазоне изменений термодинамических и влажностных условий. Они задаются по данным изучения опыта строительства, геокриологической съемки и наблюдений на стационарах, а также на основе специальных прогнозных расчетов, оценивающих тот диапазон температур, который ожидается на застроенной территории и в котором будут работать грунты оснований.

На завершающих этапах исследований изучаются типы грунтов (как естественные, так и искусственные), которые будут находиться в зоне влияния зданий и сооружений. При массовом опробовании грунтов (например, на стадии изысканий для разработки проекта) для получения прогнозных оценок метод лабораторного моделирования применяется в комплексе с нормативами, отражающими имеющийся опыт лабораторных исследований и строительства на мерзлых грунтах.

Метод лабораторного моделирования в настоящее время ограничивается в основном испытаниями свойств грунтов и прогнозом их теплофизических, прочностных и деформационных характеристик.

Идея лабораторного моделирования природных процессов основана на предположении, что в одном и том же классе физических процессов может быть установлено однозначное со-

ответствие между процессами в природе и в модели. Условия однозначности при этом определяются на основе теории подобия и размерностей и заключаются в том, что определяющие критерии подобия в природе и в модели должны быть равны между собой. К критериям подобия относятся критерии геометрического подобия и критерии физического подобия. К сожалению, необходимо отметить сложность использования лабораторного моделирования для исследования любых природных (в том числе и геокриологических) процессов на малых моделях. Это связано с противоречивостью критериев подобия во времени. Развитие многих процессов, таких как динамика растительного и почвенного покровов, изменение температуры, динамика влажности, развитие механических напряжений и т.д., обладает разным временем инерции (релаксации). Это приводит к тому, что характерное время инерции всей природной геокриологической системы зависит от взаимодействия этих разномасштабных процессов.

При физическом моделировании перечисленные критерии для природы и в модели должны быть равны между собой. Одновременное их равенство возможно лишь в случае, когда соотношение размеров модели и природы равно 1:1 (т.е. когда величина модели равна величине природы).

Натурное моделирование (использование природных аналогов). Использование натуральных аналогий широко применяется в геокриологии. При натурном моделировании используются методы инженерно-геологических аналогий, физико-географического сравнения, сравнительно-геологический, ключевых участков и т.д. Применение метода аналогий (сравнения) базируется на ряде положений, из которых важнейшими являются: 1) принципиальная правомерность аналогии; 2) правила перехода от оригинала к модели (выбор модели); 3) правила перехода от модели к оригиналу (реализация метода).

К методам натурального моделирования можно отнести метод опытных стационарных площадок и метод учета опыта строительства (Максимова, 1980; Гарагуля, 1985).

При использовании *метода опытных стационарных площадок* моделью является естественный или направленно измененный природный комплекс. На специально оборудованных площадках в естественных или искусственно измененных условиях теплообмена (воспроизводящих те условия, которые будут создаваться при освоении территории) путем режимных наблюдений изучаются процессы промерзания и протаивания грунтов, закономерности формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород и развитие мерзлотных процессов. На этой основе прогнозируются изменения геокриологической обстановки в ходе освоения территории. Изменение условий теплообмена в соответствии с поставленной задачей путем определения составляющих радиационно-теплового баланса на техногенно измененной поверхности (снятие естественных покровов, изменение состава и влажности грунтов в слое сезонного промерзания и протаивания, искусственные покрытия, зачернение поверхности и т.д.), а также устройства искусственных источников и стоков тепла в грунтах (в случае производственного эксперимента).

Эффективное применение этого метода обеспечивается в том случае, если он основывается на общегеокриологическом методе прогноза. Для постановки натурального моделирования необходимо изучить природные факторы и выявить из них основные для осваиваемого района. Поскольку влияние каждого из факторов зависит от особенностей природного комплекса в целом, при выборе местоположения опытных площадок и постановке эксперимента должны учитываться существующие в природе взаимосвязи как внутри ландшафтов (или их элементов), так и между соседними ландшафтами (и их элементами). Применяя рассматриваемый метод, не следует ограничиваться участками с искусственно измененными условиями, а необходимо вести наблюдения за естественной динамикой мерзлотного процесса на контрольных площадках. Все эти вопросы изучаются при проведении мониторинга в процессе геокриологической съемки территории. Методы съемки и прогноза в данном случае наиболее тесно взаимосвязаны и дополняют друг друга. Результаты натуральных наблюдений дают возможность отработать методы прогнозных расчетов, в частности широко применяемые экспресс-методы.

Метод прогноза на основе изучения опыта строительства позволяет на основе установленных техногенных изменений мерзлотных условий на застроенных территориях (включая исследования особенностей взаимодействия существующих инженерных сооружений с геосредой) предвидеть те инженерно-геокриологические условия, которые будут создаваться на территории с подобными природными условиями и схожей инфраструктурой предполагаемого строительства: а) в результате изменения природных факторов (состав поверхностных отложений, рельеф, микроклимат и др.); б) под воздействием проектируемых строительных объектов. На основе изучения опыта строительства прогнозируется устойчивость этих объектов, выявляются мерзлотные процессы, которые будут влиять на нее отрицательно, оценивается их динамика, интенсивность, площадь распространения и в конечном счете рекомендуются рациональные принципы и приемы строительства и мероприятия, обеспечивающие надежность сооружений.

Комплекс научных методов, применяемых для учета опыта строительства, может быть различным и зависит, в числе прочих факторов, от стадии освоения территории и этапа прогнозирования. На ранних стадиях исследований широко применяются качественные методы, среди которых следует отметить метод картирования (по фондовым материалам, аэро- и космосъемкам, аэровизуальным наблюдениям до и после начала освоения и т.д.). На составляемых картах систематизируется информация о природных и инженерно-геокриологических условиях территории и их изменениях в ходе освоения, а также от степени освоенности, видах техногенных воздействий, масштабах и активности проявления мерзлотных процессов и т.д. На основе таких карт техногенные воздействия могут типизироваться по характеру нарушения геокриологических условий и природной среды с учетом специфики региональных геокриологических закономерностей. Таким путем составляется ориентировочный прогноз изменения инженерно-геокриологических условий в связи с конкретными видами строительства и их комплексным воздействием для различных площадей изучаемой территории. Такие карты рекомендуется использовать при решении задач по размещению производства, а также по охране, рекультивации и преобразованию окружающей среды (Голодковская, Демидюк, 1976).

При составлении конкретного инженерно-геокриологического прогноза учет опыта строительства основывается на применении комплекса методов от использования нормативов (как результата обобщения всего накопленного опыта строительства в области вечной мерзлоты) и экспертных оценок до детальной съемки застроенных площадей с количественной оценкой влияния конкретных природных и техногенных геокриологоформирующих факторов, изучения закономерностей формирования инженерно-геокриологической обстановки, с обследованием состояния зданий и инженерных сооружений путем проведения горно-буровых работ, применения геофизических методов исследования, стационарных наблюдений, лабораторного физического и математического моделирования.

В настоящее время имеется значительное количество публикаций, характеризующих опыт строительства в таких освоенных районах, как Воркута, Норильск, Магадан, Мирный и др. Опыт строительства в этих районах часто обобщается созданной на местах мерзлотной службой, не связанной непосредственно с практикой мерзлотной съемки и прогнозирования. Возможно, вследствие этого при анализе опыта строительства пока уделяется недостаточно внимания характеристике геокриологических закономерностей, что снижает эффективность прогноза, особенно при освоении новых территорий. В этом случае использование имеющегося опыта строительства ограничивается применением метода аналогий; он хотя и является одним из возможных способов прогнозной оценки, но не исчерпывает всех возможностей, которые дает всестороннее изучение опыта строительства.

Метод физико-географического сравнения (природных аналогий) в геокриологии получил широкое применение при геокриологической съемке. Техническая его реализация сводится к следующей серии операций: типологическое районирование территории на основе дешифрирования материалов аэросъемки; полевое изучение физико-географических, геологических и

геокриологических условий единичных или нескольких природных комплексов – представителей каждого типа; перенесение по аналогии информации, полученной при полевом изучении, с участка-модели на все комплексы соответствующего типа.

Практическая необходимость метода связана с невозможностью сплошного изучения больших территорий. Метод был впервые применен в геокриологии в 1933 г. В.К. Яновским. С целью обоснования метода автор приводил утверждения о связи мерзлотных условий с комплексом компонентов природной среды, по существу очень близкие к тем, какие даются практически в любом современном руководстве по геокриологической съемке.

Использование метода физико-географического сравнения при решении задач геокриологического прогноза также состоит из выбора модели и перенесения получаемой при изучении информации на оригинал.

Математическое моделирование. Методы математического моделирования, как детерминированного, базирующегося на теоретических разработках математической физики, так и статистического, а также разнообразных приближенных аналитических решений обеспечивают прогнозную количественную оценку важнейших характеристик сезонно- и многолетнемерзлых пород (температуры, мощности, льдистости и др.) и самой вероятности существования мерзлых толщ и развития тех или иных мерзлотных процессов. Благодаря успехам, достигнутым в разработке теплофизических основ геокриологии, и применению современной вычислительной техники значительно расширился круг процессов тепло- и массообмена в промерзающих (и протаивающих) породах, доступных количественному анализу, что значительно укрепило расчетную базу геокриологического прогноза.

Наряду с этим обнаруживается нежелательная тенденция в практике геокриологического прогнозирования, когда расчетные методы рассматриваются в отрыве от других методов прогноза и геокриологической съемки и, более того, геокриологический прогноз отождествляется с теплотехническим расчетом. Преувеличение значения расчетного метода, недостаточное внимание к другим методам геокриологического прогноза приводит к отрыву расчетной части прогноза от конкретных материалов геокриологических и инженерно-геологических исследований. Между тем, независимо от сложности применяемого математического аппарата, геокриологический прогноз может иметь значение лишь ориентировочного, если входные данные расчетов назначались не на основе натурных исследований, а по литературным источникам и справочникам, так как точность любого расчета зависит от того, насколько обоснованно выбрана расчетная схема и заданы расчетные параметры. Поэтому метод математического моделирования должен применяться на базе изучения геокриологических закономерностей в комплексе с другими методами прогноза (лабораторным и натурным моделированием и др.). В этом случае расчетные методы дают возможность количественно оценить роль и значение каждого фактора природной среды как в естественном, так и в измененном состоянии.

С развитием современной вычислительной техники методы математического моделирования геокриологических условий нашли наибольшее применение в практике в связи с тем, что за короткий срок представляется возможным решать многовариантные, сложные прогнозные задачи.

Известны обстоятельные обзоры расчетных методов, применяемых в настоящее время (Гречищев и др., 1980; «Основы мерзлотного прогноза...», 1974; «Основы геокриологии», ч. 4. «Динамическая геокриология», 2001; Фельдман, 1977, и др.). Отметим, что наиболее разработаны методы расчета температурного поля пород, глубин промерзания и протаивания горных пород, основанные на решении задачи Стефана в различных постановках. В последнее время расчетные методы стали применяться и для прогноза разнообразных мерзлотных процессов (Гречищев и др., 1980; «Основы геокриологии», ч. 4. «Динамическая геокриология», 2001; Шур, 1988, и др.). При моделировании мерзлотных процессов применяются в основном приближенные решения. Их дальнейшая разработка и совершенствование для целей прогноза остаются актуальной задачей. В связи с особенностями геокриологических объектов (как и других объектов геологической

природы) при применении методов математической физики становится неизбежной схематизация прогнозируемого процесса, а при использовании аппарата математической статистики недостаточно строго теоретически обосновывается достоверность полученных характеристик.

Математический прогноз состоит из выбора модели процесса, поведение которой затем исследуется при заданных условиях. Любая модель является в какой-то степени приближенной, а ее улучшение (уточнение) обычно сводится к учету дополнительных факторов. Ошибка в определении прогнозируемой величины Δ складывается из трех видов: Δ_m – ошибка модели, т.е. ошибка за счет неполного учета факторов; Δ_n – ошибка неоднородности, т.е. ошибка за счет статистической неоднородности влияющих факторов; Δ_i – ошибка инструментальная, т.е. за счет неточного измерения влияющих факторов.

Следовательно, суммарная ошибка (Δ) определяется выражением:

$$\Delta = \Delta_m + \Delta_n + \Delta_i.$$

Рассмотрим каждый из выделенных видов ошибки в отдельности.

Качественный характер изменения ошибки модели Δ_m в зависимости от числа учитываемых факторов, по-видимому, должен выглядеть следующим образом. Если учтены все влияющие факторы (практически бесконечное число факторов) и, следовательно, можно принять $n \rightarrow \infty$, то модель будет идеальной, т.е. $\Delta_m = 0$. Если, наоборот, не учтен ни один фактор ($n = 0$) – такой гипотетический прогноз можно осуществить методом игральной кости, – то ошибка модели может быть сколь угодно большой, т.е. $\Delta_m \rightarrow \infty$. Таким образом, график зависимости $\Delta_m(n)$ должен иметь характер убывающей гиперболы (рис. 1.1), и, следовательно, ошибка модели с возрастанием числа учитываемых факторов уменьшается.

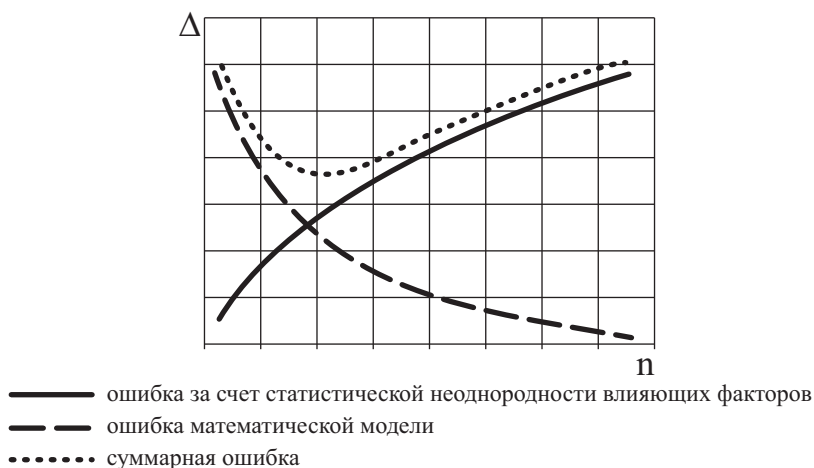


Рис. 1.1. Схематическая зависимость комплексов ошибок прогноза от числа учитываемых факторов

На основе статистического анализа С.Е. Гречишев (1975) приходит к выводу, что с увеличением числа учитываемых факторов ошибка неоднородности Δ_n и инструментальная ошибка примерно пропорциональны \sqrt{n} . Вообще инструментальные погрешности обычно меньше, чем ошибки неоднородности, и поэтому ими возможно пренебречь.

Таким образом, суммарная ошибка прогнозируемой величины определяется в основном двумя ошибками: ошибкой модели и ошибкой неоднородности, из которых первая убывает, а вторая растет с увеличением числа учитываемых факторов. Вследствие этого график суммарной

ошибки (точечная линия на *рис. 1.1*) должен иметь минимум. Наличие минимума говорит о том, что с увеличением числа учитываемых факторов ошибка прогноза сначала уменьшается до некоторой величины, а при дальнейшем увеличении числа факторов начинает расти. Следовательно, увеличение числа учитываемых при прогнозе факторов с некоторого момента ухудшает точность прогноза. И, кроме того, ошибка прогноза не может быть меньше минимальной ошибки, величина которой определяется статистической неоднородностью среды, т.е. естественной вариабельностью факторов, влияющих на расчет.

Методы экстраполяции и интерполяции широко применяются на всех стадиях изысканий. Часто применяется пространственно-временная экстраполяция. Важнейшим условием экстраполяции является доказательство сходимости в интервале времени или пространства, для которого производится экстраполяция тенденций (закономерностей) изменения процесса, установленных в исследованном интервале. Для больших отрезков времени и для недоступной исследователю части массива пород доказать неизменность тенденций трудно. Поэтому в геологии метод экстраполяции применяется ограниченно. Однако в геокриологии и инженерной геологии прогнозирование временных процессов было бы невозможно без его использования. Точность экстраполяции при оценке изменения условий работы сооружений обеспечивается тем, что область исследования доступна наблюдениям, а прогнозируемый интервал времени не превышает 30–40 лет. Возможность наблюдений в период эксплуатации сооружения позволяет вносить корректировки в результаты прогноза. Особенности метода интерполяции те же, что и метода экстраполяции.

При составлении геокриологического прогноза могут быть использованы **генетические классификации** многолетнемерзлых пород, подземных льдов, таликов, мерзлотных процессов, типов сезонного промерзания и протаивания пород. Применение классификаций основывается на причинно-следственном характере связи прогнозируемых изменений геокриологических условий с классификационными признаками, в качестве которых применяются те или иные геокриологические параметры. Накопленные в настоящее время теоретические и фактические данные, характеризующие формирование отдельных параметров многолетнемерзлых пород в зависимости от того или иного фактора природной среды, позволяют успешно использовать генетические классификации для прогнозных оценок изменения инженерно-геологических условий. Метод является качественным и применяется преимущественно на ранних стадиях исследования. Однако в совокупности с математическими методами использование генетических классификаций позволяет получить и количественные результаты. В качестве примера можно привести классификацию грунтов по относительной деформации морозного пучения, предложенную В.О. Орловым, которая вошла в ГОСТ 25100-95 «Грунты. Классификация». Согласно этой классификации, зная состав грунтов, их водно-физические свойства, можно количественно определить относительную деформацию морозного пучения.

Метод экспертных оценок относится к качественным методам геокриологического прогноза и основан на профессиональной подготовке, опыте и интуиции исследователей. Он позволяет на основе исследования геокриологических закономерностей путем обобщения географических, геологических, инженерно-геологических, геокриологических сведений по району (содержащихся в литературных, кадастровых, фондовых и других материалах) составить представление о возможных изменениях геокриологической обстановки в результате естественных и техногенных воздействий и на этой основе дать ориентировочную, качественную оценку инженерно-геокриологических условий осваиваемой территории.

Указанные методы прогноза соответствуют различному уровню познания закономерностей и поэтому характеризуются разной степенью достоверности результатов. Очевидно, что на всех стадиях инженерно-геологических изысканий и геокриологических исследований в зависимости от поставленных целей и задач необходимо применять комплекс методов геокриологического прогноза.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И СУЩЕСТВОВАНИЯ СЕЗОННО- И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

§1. Радиационно-тепловой баланс земной поверхности и температурный режим горных пород

Тепловое состояние земной поверхности определяется количеством поступающей к ней коротковолновой солнечной радиации, ее поглощением и трансформацией в длинноволновую радиацию с выделением тепловой энергии, расходуемой на испарение влаги с поверхности, турбулентный теплообмен с нижними слоями атмосферы и теплообмен с подстилающими горными породами. Аналогичные процессы происходят и в атмосфере при поглощении солнечной радиации содержащимися в ней озоновым слоем, водой в разных ее фазах, углекислым газом, метаном и др. Поглощенная радиация трансформируется в длинноволновое излучение с выделением тепла, расходуемого на фазовые превращения влаги (замерзание, испарение), турбулентный теплообмен между разными слоями атмосферы и кинетику воздушных масс в горизонтальном и вертикальном направлениях. Благодаря большой поглощательной и излучательной способности атмосфера кроме собственной длинноволновой радиации почти полностью поглощает длинноволновое излучение Земли и одновременно излучает его в окружающее пространство. На схеме глобального радиационно-теплого баланса по Б.П. Алисову, О.А. Дроздову и Е.С. Рубинштейну (см. *рис. 2.1*) видно, что из 100 условных единиц (у.ед.¹) солнечной радиации, поступающей к Земле, 37 у.ед. отражаются в космическое пространство без изменений, 63 у.ед. поглощаются в атмосфере (20 у.ед.) и на земной поверхности (43 у.ед.), где трансформируются в длинноволновую радиацию, тепловую и кинетическую энергию. Атмосфера как нагретое тело излучает 151 у.ед. длинноволновой радиации, а земная поверхность – 116 у.ед. Несоответствие количества длинноволновой энергии излучения количеству приходящей солнечной коротковолновой радиации объясняется Б.Н. Достоваловым (1978) следующим образом. В нижнем слое тропосферы из-за неодинаковой прозрачности для лучей различных длин волн происходит увеличение в единице объема плотности длинноволновой энергии, которая обратимо испускается и поглощается по всем направлениям водными парами и земной поверхностью, создавая парниковый эффект. Поэтому величины 151 у.ед. и 116 у.ед. включают не только истинное длинноволновое излучение, но и парниковый эффект, который не должен учитываться в балансе. Балансы для воздушной оболочки и Земли на *рис. 2.1* включают помимо действительного прихода коротковолновой радиации также и превращенную, т.е. одну и ту же энергию два раза.

Собственное излучение земной поверхности (I_3) и излучение атмосферы (I_a) образуют два разнонаправленных потока длинноволновой радиации. Разность этих потоков называется эффективным излучением земной поверхности ($I_{эф}$). В структуре радиационного баланса (см. 2.1.1) $I_{эф}$ является, как правило, расходной составляющей, так как обычно излучение земной поверхности превышает противоизлучение атмосферы. Однако в краткосрочном плане во время больших инверсий температуры зимой или весной ($t_b > t_n$; где t_b , t_n – температура воздуха и поверхности соответственно), а также под влиянием активной циклонической дея-

¹ у.ед. – за условную единицу принята одна сотая от общего прихода коротковолновой солнечной радиации на границе атмосферы (от 1220 кДж/м²·ч), в которой выражены балансы на *рис. 2.1*.

тельности, когда на ту или иную территорию выносятся теплые, насыщенные влагой воздушные массы, эффективное излучение становится приходной частью баланса, так как в этих случаях $I_a > I_3$.

На основе данных измерений радиационных потоков и температуры подстилающей поверхности на теплобалансовых стационарах А.В. Павловым были вычислены средние месячные значения длинноволнового излучения атмосферы I_a и отношения I_a к величине суммарной солнечной радиации Q_c (прямой и рассеянной). Полученные результаты в **табл. 2.1** показывают, что в течение всего года излучение атмосферы превышает солнечную радиацию: наименьшие значения характерны для весны и лета (1,0–2,4), наибольшие – для зимы (больше 10).

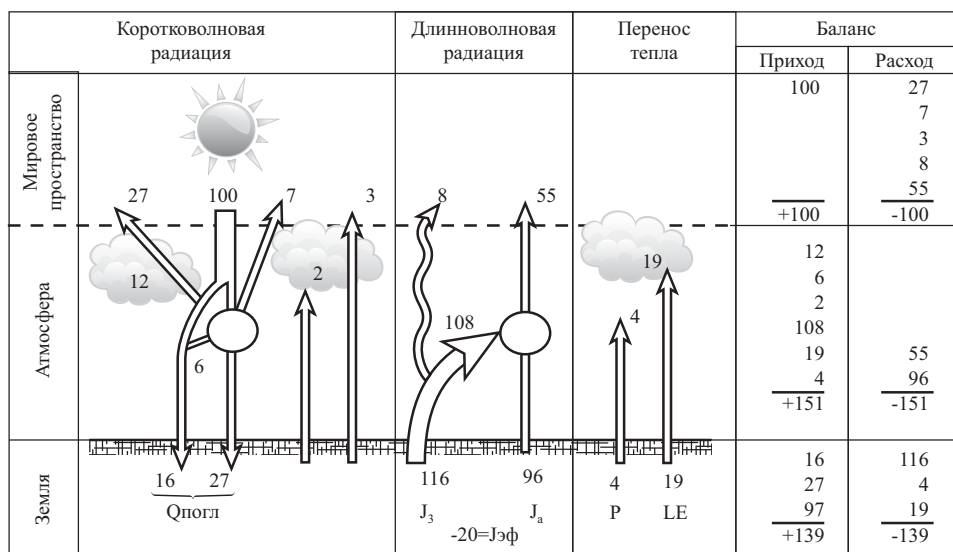


Рис. 2.1. Схема глобального радиационно-теплового баланса по Б.П. Алисову, О.А. Дроздову и Е.С. Рубинштейну

Таким образом, по отношению к земной поверхности атмосфера является своеобразным калорифером с большим коэффициентом полезного действия, поддерживающим некоторый средний уровень температуры поверхности, соответствующий радиационному балансу R , в котором приходной составляющей является солнечная радиация, а расходной – эффективное излучение. Уравнение радиационного баланса (R) записывается следующим образом:

$$R = (Q_{\text{пр}} + q)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}}, \quad (2.1.1)$$

где $Q_{\text{пр}}$, q – соответственно прямая и рассеянная солнечная радиация, Дж/м², α – альbedo земной поверхности, в долях единицы; $I_{\text{эф}}$ – эффективное длинноволновое излучение, Дж/м².

Роль атмосферы в формировании температуры земной поверхности можно показать на примере расчета составляющих радиационного баланса и температуры при отсутствии атмосферы. Для этого случая суммарное количество поглощенной солнечной радиации Q_S можно определить, принимая некоторое среднее значение альbedo α (показывающее долю отраженной радиации), площадь освещенного **планетного** диска, равную πr^2 (r – радиус планеты), и значение солнечной постоянной на верхней границе атмосферы S , равное 1368 Вт/м²:

$$Q_S = S_0(1 - \alpha)\pi r^2. \quad (2.1.2)$$

Общее количество длинноволнового излучения планеты $I_{\text{п}}$ определяется температурой поверхности и ее суммарной площадью. В соответствии с законом Стефана – Больцмана (строго говоря, примененного к абсолютно черному телу) оно равно $I_{\text{п}} = \sigma T^4(4\pi r^2)$, где σ – постоянная Стефана-Больцмана, T – абсолютная температура поверхности.

При условии баланса, если поглощаемая радиация равна излучаемой, можно записать уравнение:

$$\sigma T^4(4\pi r^2) = S_0(1 - \alpha)\pi r^2. \quad (2.1.3)$$

Решая его относительно температуры, получаем эффективную температуру планеты T_3 , которую она имела бы при отсутствии атмосферы:

$$T_3 = [S_0(1 - \alpha)/4\sigma]^{1/4}. \quad (2.1.4)$$

Эта температура составляет около -18°C (255K), средняя фактическая температура поверхности Земли близка к $+15^\circ\text{C}$, т.е. на 33°C выше, что обусловлено энергоемкостью атмосферы, ее парниковым эффектом, который соответствует противоизлучению. В этой связи становится понятно, почему эмиссия парниковых газов может приводить к росту средней фактической температуры поверхности планеты и иметь результатом глобальное потепление климата.

Рассматривая факторы формирования температуры земной поверхности, следует сказать о существовании внутриземного теплопотока. Однако как источник энергии он в десять тысяч раз меньше солнечной радиации (исключая территории с активной вулканической деятельностью и разгрузкой термальных подземных вод).

Таблица 2.1

Излучение атмосферы $I_{\text{а}}$ и его отношение к суммарной радиации $Q_{\text{с}}$, по данным наблюдений теплобалансовых стационаров по месяцам (А.В. Павлов, 1983)

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$I_{\text{а}}, \text{ккал/см}^2$													
Загорск	16,6	14,9	16,3	17,2	19,9	20,4	22,8	23,3	20,1	19,7	16,9	16,5	224,6
Якутск	9,0	8,5	11,5	14,6	18,4	20,3	22,3	21,6	17,9	15,9	10,0	9,7	179,7
Сырдах	8,7	8,9	11,8	15,0	18,8	21,2	22,7	21,4	18,6	15,4	9,6	9,1	181,2
Игарка	10,9	11,7	14,1	14,8	16,3	18,0	19,5	20,5	18,0	16,4	12,8	12,4	185,4
Воркута	13,9	12,0	12,5	14,0	16,6	18,6	21,5	20,1	18,7	17,0	14,2	13,6	192,7
Соленый	12,2	10,7	12,8	15,1	16,4	17,6	19,4	20,8	21,2	15,6	11,5	13,3	186,7
$I_{\text{а}}/Q_{\text{с}}$													
Загорск	19,6	6,2	2,2	1,8	1,6	1,5	1,6	2,4	3,7	8,7	14,8	27,1	2,8
Якутск	13,0	3,2	1,5	1,3	1,3	1,3	1,5	2,0	2,7	5,4	8,4	25,6	2,0
Сырдах	17,4	4,2	1,7	1,3	1,4	1,4	1,6	2,1	3,2	3,7	8,7	30,3	2,1
Игарка	–	9,6	2,6	1,4	1,1	1,2	1,3	2,2	4,3	13,4	36,7	–	2,4
Воркута	138,6	15,3	2,5	1,7	1,6	1,7	1,5	2,2	5,2	11,4	83,3	–	3,0
Соленый	–	11,4	2,8	1,5	1,0	1,3	1,4	2,4	6,2	10,1	76,8	–	2,5

Схема глобального радиационно-теплового баланса (рис. 2.1) позволяет проследить значения годовых балансов лучистой энергии на верхней границе атмосферы, в атмосфере и на земной поверхности. На границе с космосом он близок к нулю, в атмосфере на широтах севернее 42° баланс отрицателен (рис. 2.2), на земной поверхности он положителен (отрицательная величина его наблюдается только в центральных частях Арктики и Антарктики).

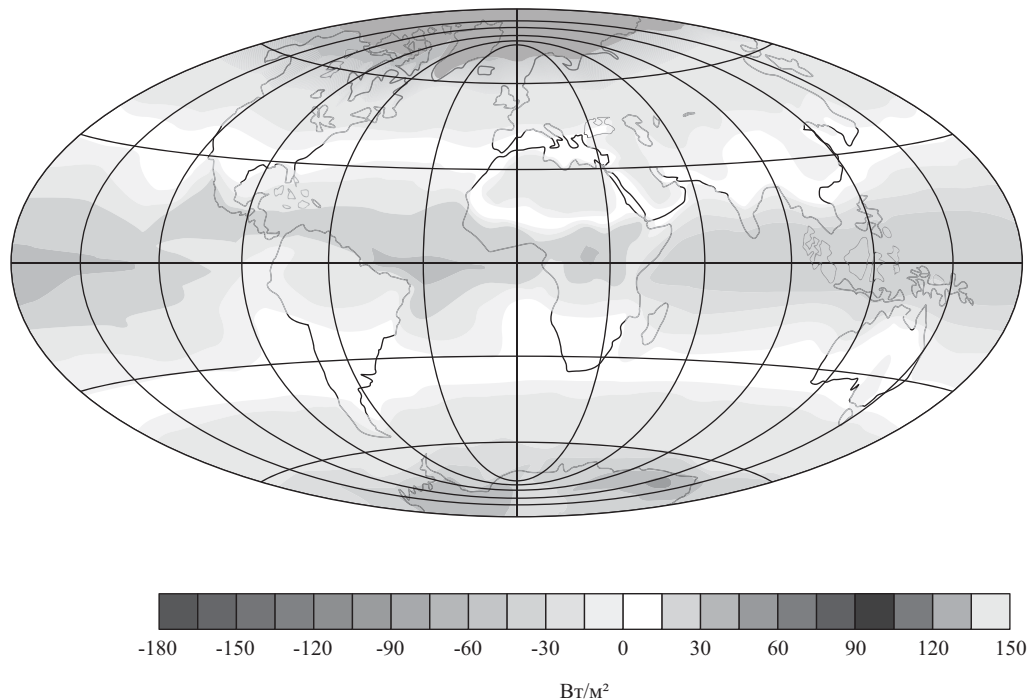


Рис. 2.2. Среднегодовой радиационный баланс на верхней границе атмосферы по результатам Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), 1985–1986

Благодаря парниковому эффекту атмосферы, а также переносу энергии атмосферой и гидросферой максимальная разница в температурах земной поверхности между экватором и полюсами не превышает 130°C (в противном случае она могла бы составить 300°C). Перемещаясь в широтном и меридиональном направлениях, воздушные и водные массы преодолевают региональные неоднородности земной оболочки и теряют или приобретают энергию. При движении воздушных масс над океанами в направлении с юга на север атмосфера питается энергией за счет энергоемких океанических течений, направленных от экваториальной зоны к полярным. При движении воздушных масс над материками происходит потеря энергии, особенно большая при западно-восточном переносе. Объясняется это тем, что в зимнее время одновременно с уменьшением прихода солнечной радиации идет «высушивание» атмосферы за счет выпадения осадков в виде снега, которые практически не испаряются и не пополняют энергетические запасы атмосферы. Кроме того, зимой уменьшение содержания влаги в атмосфере сопровождается уменьшением ее противоизлучения и понижением температуры дневной поверхности.

При движении воздушных масс над материками в направлении с юга на север значительные потери энергии атмосферой происходят в летнее время, так как с уменьшением к северу величины приходящей солнечной радиации интенсивность тепловых процессов (например, испарения), восполняющих энергию атмосферы, падает. Поэтому если солнечная радиация характеризуется преимущественно широтной зональностью, то для излучения ат-

мосферы характерна и широтная, и региональная изменчивость. Это находит косвенное подтверждение в распределении средней за год интенсивности переноса влаги в атмосфере (рис. 2.3). Очевидно, что территории с наименьшим переносом влаги характеризуются и наименьшим излучением атмосферы. Региональная изменчивость излучения атмосферы на севере Евразии летом может достигать 15%, а зимой – 50%, что в годовом плане может приводить к изменению средней температуры поверхности на 6–8°С. Эти данные согласуются с представлениями о секториальности в распространении толщ мерзлых горных пород и их среднегодовой температуры (рис. 2.4).

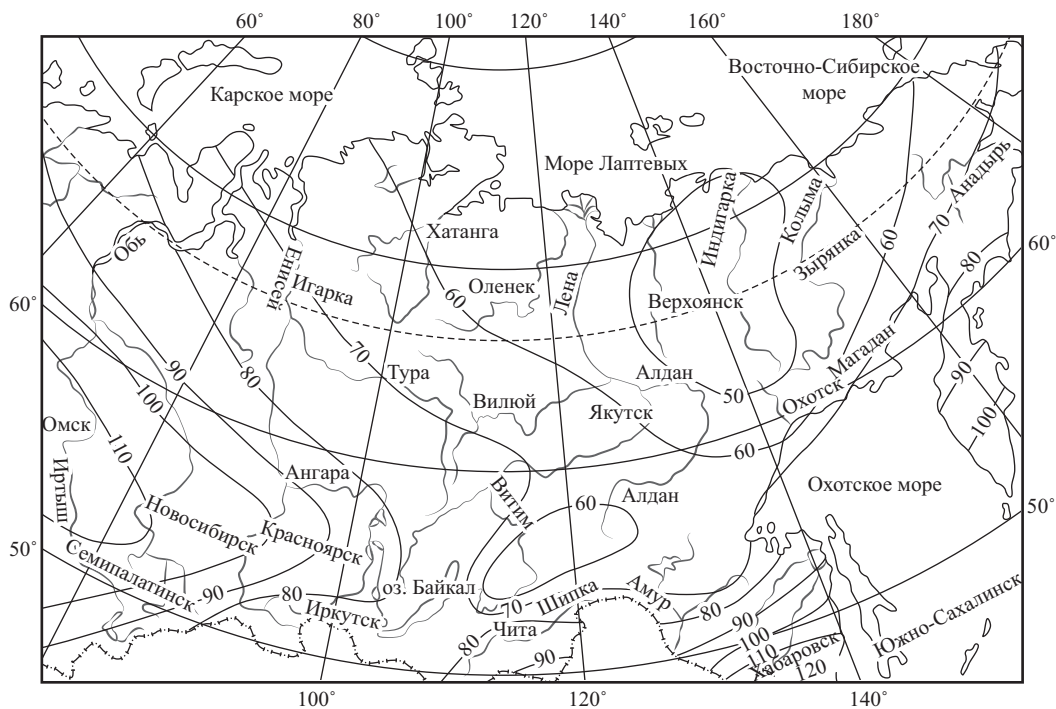


Рис. 2.3. Средняя за год интенсивность переноса влаги в атмосфере, кг/(м·с) (по атласу «Содержание и перенос влаги», 1984)

Для анализа влияния радиационно-тепловых процессов в атмосфере на температуру подстилающей поверхности они могут быть представлены такими интегральными показателями, как противоизлучение атмосферы, вертикальный градиент температуры воздуха и адвекция тепла (горизонтальный тепловлагодперенос воздушными массами), зависящими от широты и рельефа местности, особенностей циркуляции воздуха, его влажности, температуры, а также от облачности, режима выпадения атмосферных осадков.

Рассматривая зональность и сезонность солнечной радиации, роль атмосферы в формировании температуры земной поверхности, В.А. Кудрявцев (1979) сформулировал ряд положений относительно пространственной изменчивости геокриологических условий. Отмечая географическую широтную зональность в усилении суровости мерзлотного режима в направлении с юга на север (которую, как и геокриологи до него, связывал с широтной зональностью приходящей солнечной радиации), он выделил континентальную зональность (впоследствии она была названа секториальностью). Она проявляется в усилении суровости мерзлотных условий в направлении от морских побережий вглубь континентов и связана с влиянием атмосферы. При этом он отмечал, что в реальной обстановке происходит наложение этих двух зональностей, в результате которого на территории России наблюдается увеличение суровости мерз-

лотных условий с юго-запада на северо-восток до долготы о. Байкал и с юго-востока на северо-запад на Дальнем Востоке (рис. 2.4 и табл. 2.2). Он также указывал на аналогичное наложение высотной и климатической поясности в горных странах

Глобальной закономерностью изменения суммарного количества солнечной радиации, поступающей к земной поверхности (рис. 2.5), является широтная зональность, обусловленная изменением высоты солнцестояния (углом падения лучей на поверхность). В высоких широтах во время полярной ночи, продолжающейся более трех месяцев, ее количество составляет 0,4–0,7 ккал/см² (см. табл. 2.3). В умеренных широтах за те же месяцы (XI, XII, I) оно достигает 3,3–4,1 ккал/см². В летнее время на территории России величина суммарной радиации увеличивается до 14–16 ккал/см². В высоких и средних широтах ее значения соизмеримы (табл. 2.3), что объясняется большой продолжительностью дневного освещения поверхности. В целом с юга на север приход солнечной радиации за год в пределах криолитозоны сокращается на 20–25%.

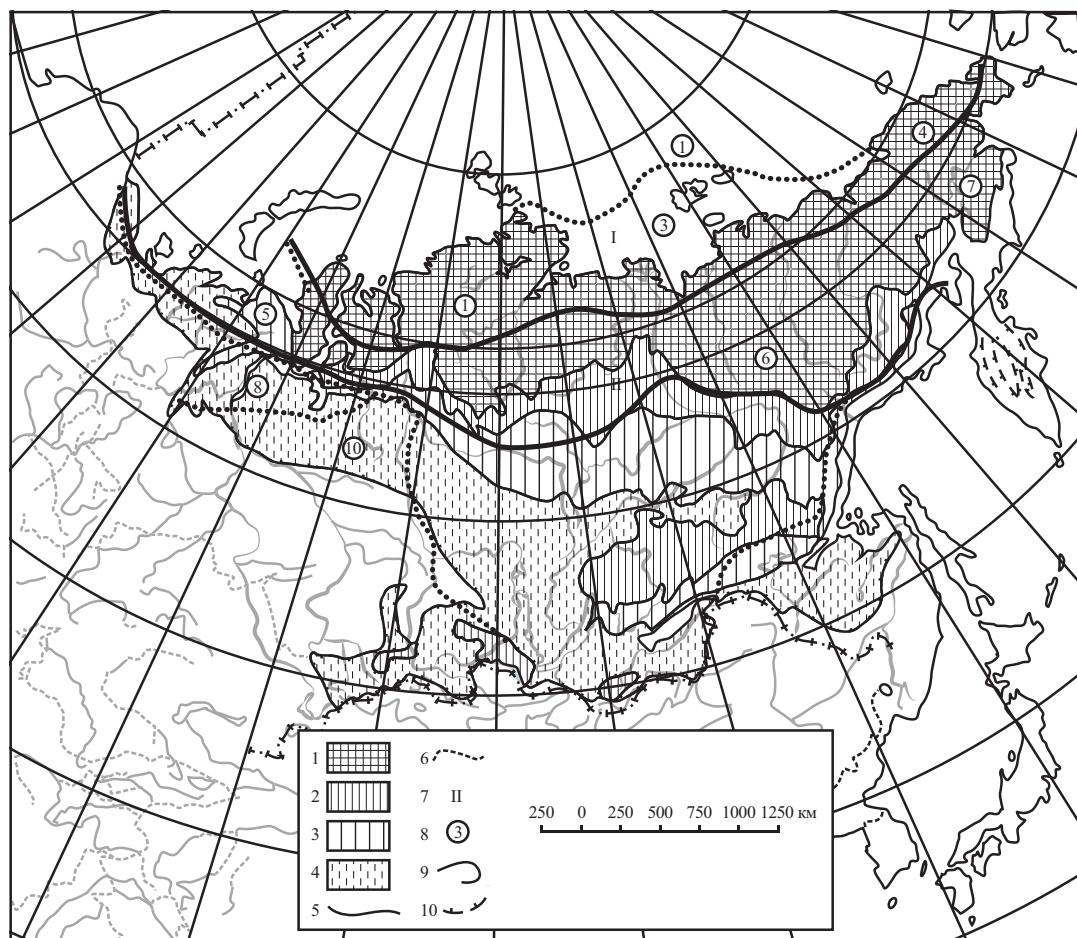


Рис. 2.4. Схема расположения мерзлотно-температурных зон в пределах арктического, субарктического и умеренного климатических поясов: 1 – $t_{cp} < -5^{\circ}\text{C}$; 2 – t_{cp} от -5 до -3°C ; 3 – t_{cp} от -3 до -1°C ; 4 – $t_{cp} > -1^{\circ}\text{C}$; 5 – граница климатических поясов; 6 – граница климатических областей; 7, 8 – соответственно номер пояса и области; 9 – геотемпературная граница; 10 – южная граница распространения многолетнемерзлых пород

Амплитуда сезонных изменений солнечной радиации увеличивается с юга на север. На рис. 2.6 показано, что максимальные ее значения наблюдаются на территориях с субарктическим и умеренным климатом, минимальные – с тропическим и экваториальным. Однако средний уровень радиации, поступающей за год к поверхности южнее субтропиков, в 2 раза и более превышает его значения в северном направлении.

Таблица 2.2

Фоновая среднегодовая температура и распространение многолетнемерзлых пород в различных климатических поясах на территории России (Л.С. Гарагуля, 2001)

Климатические пояса	Климатические области (по Б.П. Алисову, 1969)	Тип климата в области по фоновой континентальности, $A_{вз}$, °С	Среднегодовая температура мерзлых пород, °С	Распространение мерзлых пород в пределах климатического пояса
I. Арктический	1. Внутри-арктическая	Морской, $A_{вз}$ до 15		Повсеместное
	2. Атлантическая	Умеренно морской и умеренно континентальный, $A_{вз}$ от 15 до 27		
	3. Сибирская	Умеренно континентальный и континентальный, $A_{вз}$ от 22 до 34	ниже -5	
	4. Тихоокеанская	Умеренно континентальный и континентальный, $A_{вз}$ от 22 до 34		
II. Субарктический	5. Атлантическая	Умеренно морской и умеренно континентальный (запад европейской части России), $A_{вз}$ от 20 до 27	выше -1	Повсеместное
		Умеренно континентальный и континентальный, $A_{вз}$ от 22 до 34	от -1 до -3 (ниже -3)	
	6. Сибирская	Повышенно континентальный и резко континентальный, $A_{вз}$ от 34 до 48	ниже -5 (ниже -3)	
	7. Тихоокеанская	Умеренно морской, умеренно континентальный и континентальный, $A_{вз}$ от 20 до 34	от -3 до -5	
III. Умеренный	8. Атлантико-арктическая	Умеренно континентальный, $A_{вз}$ от 22 до 27	от 0 до -0,5	С севера на юг в полосе шириной 200–250 км
	9. Континентальная Западно-Сибирская	Повышенно континентальный, $A_{вз}$ от 34 до 42	от 0 до -1	С севера на юг в полосе шириной 500–650 км
	10. Континентальная Восточно-Сибирская	Повышенно континентальный, $A_{вз}$ от 34 до 42	от 0 до -1	С севера на юг в полосе шириной более 1500 км
	11. Муссонная Дальневосточная	Резко континентальный и особо резко континентальный, $A_{вз}$ от 42 до 48 и выше 48	от -1 до -2 (-3)	
		Умеренно континентальный и континентальный, $A_{вз}$ от 22 до 34	выше -1	

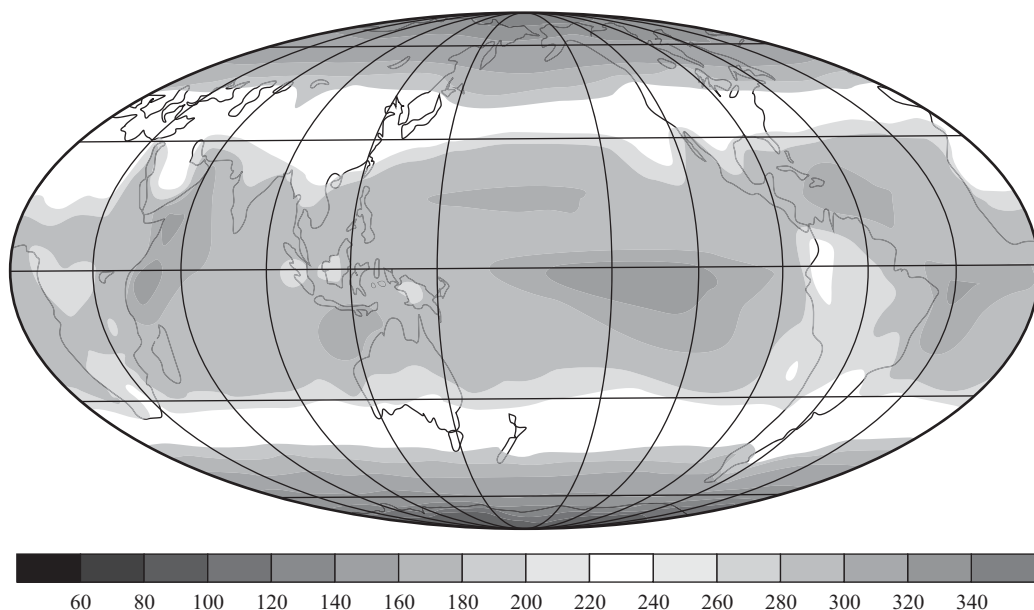


Рис. 2.5. Среднегодовая суммарная радиация (Вт/м^2), по Trenberth and Stepaniak, 2003. Copyright 2003 American Meteorological Society (AMS)

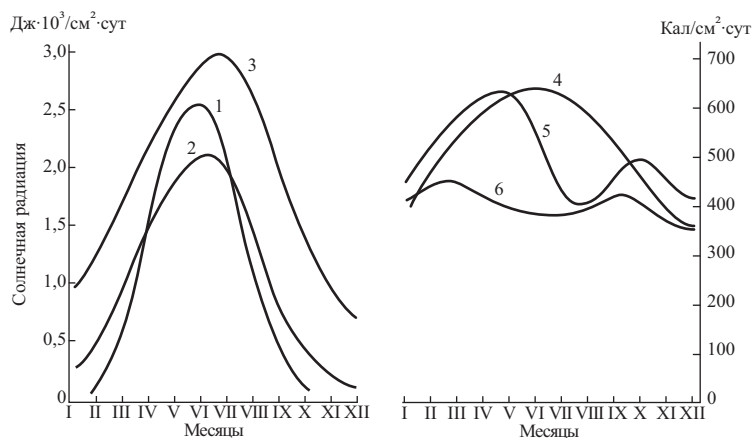


Рис. 2.6. Сезонные изменения суммарной солнечной радиации в разных зонах (по «Агроклиматическому атласу мира», 1972): 1 – полярная (Резольют), 2 – умеренная (Свердловск), 3 – субтропическая (Лиссабон), 4 – тропическая (Алис-Спрингс), 5 – экваториальных муссонов (Бомбей), 6 – экваториальная (Сингапур)

Величина поглощенной солнечной радиации зависит от ее суммарного количества, поступившего к земной поверхности, и от отражательной способности (альbedo) поверхности, которая изменяется от 5–8% (вода) до 70–80% (снег) и определяется ландшафтными условиями. Поэтому пространственная изменчивость поглощенной радиации носит регионально-широтный и локальный характер.

Эффективное излучение зависит от встречного излучения атмосферы, которое, как уже отмечалось, соизмеримо с длинноволновым излучением Земли (рис. 2.1). В его пространственной изменчивости прослеживается широтная зональность и наблюдается зависимость от континентальности климата. В регионах с континентальным климатом суммарная за год величина эффективного излучения больше, чем в регионах с морским климатом (табл. 2.4), что можно объяснить уменьшением парникового эффекта атмосферы.

Таблица 2.3

Среднеширотные значения суммарной радиации, ккал/(см²·мес) (составлена Е.И. Несмеловой по наблюдениям актинометрической сети Гидрометслужбы СССР, 1974)

Широта, градус	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
<i>Европейская территория</i>													
54	2,0	3,6	8,5	11,5	14,0	16,5	16,0	12,5	8,0	4,5	2,0	1,3	100,4
56	1,5	3,1	8,0	11,0	14,2	16,0	15,3	11,5	7,0	3,0	1,8	1,0	93,4
58	1,2	2,8	7,4	11,0	13,5	16,0	15,0	11,3	6,5	3,0	1,3	0,8	89,8
60	0,8	2,4	6,3	11,0	13,0	15,5	14,5	10,5	5,8	2,7	1,0	0,5	84,0
62	0,5	1,8	6,0	10,5	12,0	14,5	14,5	9,5	5,0	2,0	0,6	0,5	77,4
64	0,3	1,6	5,5	10,5	12,0	14,2	14,2	9,5	4,5	2,0	0,5	0,4	75,2
66	0,2	1,4	5,1	10,0	12,0	14,5	14,0	9,0	4,0	1,5	0,4	0,3	72,4
68	0,1	1	4,8	9,5	13,0	14,0	13,5	8,0	3,6	1,2	0,2	0	68,9
<i>Западная Сибирь</i>													
54	2,2	4,0	9,1	11,8	15,0	16,8	15,5	12,8	7,8	4,0	2,2	1,5	102,7
56	1,8	3,5	8,8	11,5	14,0	16,3	15,0	12,0	7,0	3,8	1,8	1,0	96,5
58	1,5	3,1	8,0	11,5	13,2	16,0	14,7	11,5	6,5	3,0	1,5	0,9	91,4
60	1,0	2,7	7,2	11,5	12,8	15,8	14,7	11,0	7,0	2,8	1,1	0,5	88,1
62	0,6	2,0	6,1	11,5	12,5	15,8	14,5	10,8	5,2	2,7	0,6	0,4	82,7
64	0,5	1,8	5,9	11,3	12,8	15,5	14,5	10,5	4,7	2,5	0,5	0,4	80,9
66	0,2	1,5	5,5	10,5	13,0	15,3	14,5	10,2	4,0	2,1	0,4	0,3	77,5
68	0,1	1,2	5,0	10,8	13,8	14,5	14,0	9,5	3,7	1,8	0,3	0	74,7
<i>Восточная Сибирь и Дальний Восток</i>													
54	2,2	4,2	9,0	11,0	14,0	15,5	15,0	12,0	8,0	5,0	2,5	1,8	100,2
56	1,8	3,8	8,2	11,0	14,0	15,5	14,8	11,3	7,5	4,0	2,0	1,5	95,4
58	1,5	3,1	7,8	11,5	14,0	15,5	14,8	11,0	7,0	3,2	1,7	0,9	92,0
60	1,0	2,8	7,2	11,5	14,0	15,0	14,0	11,0	6,5	3,2	1,5	0,5	88,2
62	0,6	2,2	6,8	11,3	14,0	15,0	14,0	10,5	6,0	3,0	1,0	0,4	84,8
64	0,5	2,0	6,1	11,0	14,5	15,0	14,0	10,4	5,5	2,8	1,0	0,4	83,2
66	0,2	1,5	5,8	11,5	14,5	15,0	14,0	10,2	4,2	2,4	0,5	0,3	80,1
68	0,1	1,3	5,3	11,5	11,5	15,0	14,0	9,0	4,0	2,0	0,3	0	74,0

Радиационный баланс земной поверхности, так же как и его составляющие, изменяется в широтном направлении (уменьшается с юга на север, *табл. 2.5*) и может отличаться от среднеширотных значений в зависимости от конкретных ландшафтно-климатических условий. Оставаясь в сумме за год величиной положительной, радиационный баланс в зимние месяцы в умеренном, субарктическом и арктическом поясах является отрицательным. Это свидетельствует о том, что зимой в условиях резкого сокращения приходящей солнечной радиации уменьшается и противозлучение атмосферы (см. *табл. 2.4*), которое не компенсирует недостаток солнечной энергии и значительную часть собственного излучения земной поверхности.

Таблица 2.4

Месячные, сезонные и годовые суммы эффективного излучения земной поверхности в городах криолитозоны с разной континентальностью климата, ккал/см² (А.В. Павлов, 1984)

№ п/п	Пункты	Континентальность климата	Теплый полупереход						Холодный полупереход						Сум-ма	Сум-ма	Год
			III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II			
1	г. Воркута	Умеренно морской							12,9							7,7	20,6
2	пос. Соленый (север Западной Сибири)	Умеренно морской							9,7							8,5	18,2
3	г. Игарка	Умеренно морской							10,5							9,8	20,3
4	г. Туруханск	Континентальный	1,5	1,8	3,0	3,8	4,5	3,3	17,9	1,5	1,2	1,0	1,1	0,8	1,3	6,9	24,8
5	г. Оленек	Континентальный	1,4	1,6	2,1	4,5	4,8	2,7	17,1	1,1	1,3	0,9	0,8	0,7	0,9	5,7	22,8
6	г. Оймякон	Континентальный	1,1	1,7	3,9	3,8	3,2	3,1	16,8	2,5	1,5	0,9	0,8	0,7	0,6	7,0	23,8
7	г. Верхоянск	Континентальный	1,4	2,9	5,0	5,5	4,7	3,2	22,7	2,3	1,4	1,6	0,7	0,4	0,6	7,0	29,7
8	г. Якутск	Континентальный	2,0	2,6	4,4	5,2	4,8	4,1	23,1	3,2	1,9	0,9	0,7	0,7	0,9	8,3	31,4

Среднеширотная величина отрицательного радиационного баланса (суммарно за зиму) увеличивается с юга на север от -6 до -17 кДж/см² (см. *табл. 2.5*).

Из сопоставления данных в таблицах 2.5 и 2.4 видно, что в полупериод охлаждения месячные суммы отрицательного радиационного баланса соответствуют суммам эффективного излучения, которые в это время характеризуют потерю энергии земной поверхности за счет длинноволнового излучения. Ниже будет показано, что эта потеря связана с годовыми теплооборотами в почве и в подстилающих породах, определяющими температуру излучающей поверхности в зимнее время.

Уравнение радиационно-теплового баланса земной поверхности является по существу выражением закона сохранения энергии и связывает приход к поверхности лучистой энергии R и составляющие расхода:

$$(Q_{\text{пр}} + q)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}} = R = LE + P + B, \quad (2.1.5)$$

где LE – затраты тепла на испарение (испарение почвы и транспирация влаги растительностью) и конденсацию воды, а также другие фазовые переходы на поверхности, Дж/м²; P – затраты тепла на воздушный турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой, Дж/м²; B – теплообмен между земной поверхностью и подстилающими горными породами (почвой); $Q_{\text{пр}}$, q , α , $I_{\text{зф}}$ – обозначения составляющих радиационного баланса те же, что и в уравнении 2.1.1.

Таблица 2.5

Среднеширотные суммы радиационного баланса R , ккал/(см²·мес)
(Составлена Е.И. Несмеловой по наблюдениям актинометрической сети Гидрометслужбы СССР, 1974)

Широта, градус	Месяцы												Сумма $\pm R$	Сумма $-R$
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
52	-0,5	-0,2	1,6	5,1	7,6	8,7	8,3	6,4	3,8	1,1	-0,4	-0,7	39	1,8
54	-0,6	-0,3	1,2	4,7	7,5	8,5	8,2	6,1	3,4	0,8	-0,5	-0,8	36	2,2
56	-0,6	-0,4	0,7	4,3	7,4	8,4	8,0	5,8	3,0	0,5	-0,6	-0,8	33,3	2,4
58	-0,7	-0,5	0,2	3,7	7,2	8,3	7,9	5,6	2,7	0,3	-0,6	-0,8	30,7	2,6
60	-0,8	-0,6	-0,2	3,2	6,9	8,3	7,8	5,4	2,4	0,1	-0,7	-0,8	27,9	3,1
62	-0,8	-0,6	-0,4	2,2	6,5	8,2	7,8	5,3	2,1	0,1	-0,7	-0,9	25,4	3,4
64	-0,7	-0,6	-0,4	1,3	6,0	8,2	7,7	5,1	1,9	-0,2	-0,8	-1,0	22,8	3,7
66	-0,7	-0,6	-0,4	0,6	5,5	8,2	7,7	4,9	1,6	-0,4	-0,9	-1,0	20,5	4,0
68	-0,7	-0,6	-0,4	0,1	5,0	8,3	7,6	4,5	1,3	-0,7	-0,7	-1,0	18,6	4,1

Далее по тексту используются следующие обозначения: Q_c – суммарная солнечная радиация, поступающая к земной поверхности, равная $Q_{\text{пр}} + q$; $Q_{\text{погл}}$ – поглощенная земной поверхностью солнечная радиация, определяется из уравнения $Q_{\text{погл}} = (Q_{\text{пр}} + q)(1 - \alpha)$.

Для всех составляющих энергообмена характерна большая сезонная изменчивость. Так, поглощаемая солнечная радиация в течение года изменяется в 10–20 раз, противоизлучение атмосферы – в 1,5–2 раза, затраты на испарение – в 60–100 раз, на турбулентный теплообмен – в 2–3 раза.

Теплообмен между земной поверхностью и подстилающими горными породами зависит от сезонных изменений структуры радиационно-теплового баланса и характеризуется суммами разнонаправленных тепловых потоков. В весенне-летнее время тепловых потоки направлены от поверхности почвы в подстилающий слой горных пород, а в осенне-зимнее – из слоя пород к поверхности. Суммы соответствующих тепловых потоков в геокриологии принято называть положительной и отрицательной частями **годового теплооборота** в горных породах. Ввиду того что баланс этих частей в среднемноголетнем плане близок к нулю, в литературе используется термин «теплообороты», под которым понимается либо его положительная часть, либо отрицательная. Именно вследствие незначительной величины их годового баланса в метеорологии часто пренебрегают теплооборотами в горных породах при изучении структуры радиационно-теплового баланса. В геокриологии, как будет показано ниже (гл. III, IV), теплообороты играют важную роль в формировании температурного режима горных пород. А в зимний период они являются значимой величиной в структуре радиационно-теплового баланса, что показано на схеме сезонных изменений расходных составляющих (рис. 2.7).

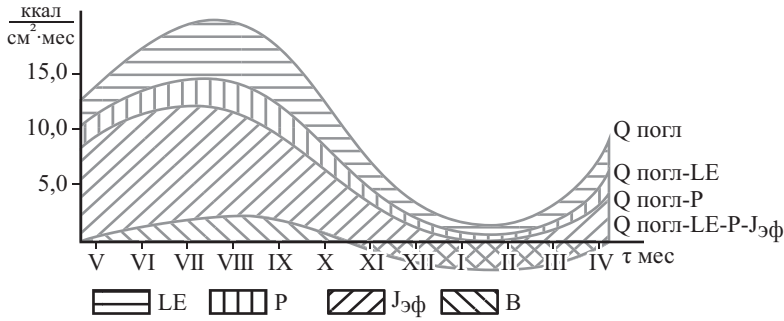


Рис. 2.7. Схема сезонных изменений расходных составляющих радиационно-теплового баланса земной поверхности по В.А. Кудрявцеву

Существование зависимости температуры земной поверхности от поглощенной солнечной радиации и эффективного излучения не предполагает ее прямой зависимости от величины радиационного баланса. В действительности нередко наблюдается обратная зависимость, что свидетельствует о более сложной взаимосвязи составляющих радиационно-теплового баланса и температуры подстилающей поверхности. Последнее В.А. Кудрявцев пояснял следующим образом. На *рис. 2.8* приведена схема изменения структуры радиационно-теплового баланса и величина радиационного баланса при уменьшении затрат тепла на испарение и конденсацию влаги на земной поверхности, а также соответствующего изменения температуры подстилающих пород. На схеме показаны два случая, в которых $Q_{\text{погл}}$ одинаковая. Но при значительном сокращении испарения (второй случай) происходит повышение температуры поверхности (при неизменной величине поглощенной радиации), увеличение эффективного излучения и турбулентного теплообмена. Пропорционально увеличению эффективного излучения уменьшается радиационный баланс.

Таким образом, во втором случае повышение температуры поверхности происходит одновременно с уменьшением радиационного баланса.

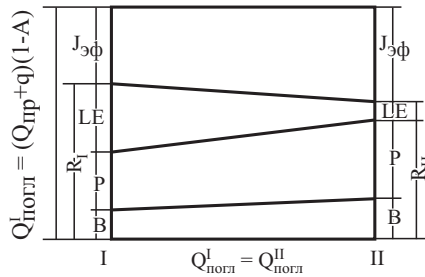


Рис. 2.8. Составляющие радиационно-теплового баланса (I) и их изменения при уменьшении затрат тепла на испарение (II)

Для изучения связи тепловых процессов, протекающих в горных породах, с тепловыми процессами, протекающими на земной поверхности, необходимо рассматривать влияние всех составляющих радиационно-теплового баланса на температуру поверхности и подстилающих пород внутри годового цикла (за основные сезоны года).

Со сменой времени года в средних и высоких широтах резко меняется приход прямой и рассеянной радиации, характер поверхности и ее альбедо и в конечном счете количество поглощенной радиации. Значительные изменения претерпевает эффективное излучение в связи

с изменением температуры поверхности. То же следует сказать и в отношении испарения. Все указанные составляющие в течение года изменяются количественно, сохраняя свой знак неизменным. Иначе обстоит дело с турбулентным теплообменом и теплооборотами в почве. Они меняются не только количественно, но и меняют свой знак. Смена знака, как правило, связывается со сменой сезонов года.

В зимний период при резком сокращении поглощенной радиации, при переходе температуры поверхности через 0°C испарение и турбулентный теплообмен становятся близкими к нулю, и радиационно-тепловой баланс для поверхности в естественных условиях может быть записан следующим образом:

$$\bar{R} = Q_{\text{погл}} - I_{\text{эф}} = \bar{B}. \quad (2.1.6)$$

Следовательно, такие составляющие, как затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен, имеют значение для формирования положительных температур поверхности почвы и грунта в весенне-летний период, в период максимального поступления солнечной радиации. На формирование отрицательных температур поверхности почвы основное влияние оказывает эффективное излучение и отрицательные годовые теплообороты \bar{B} в подстилающих породах (Л.С. Гарагуля, 1967).

Уравнение 2.1.6 позволяет сделать вывод, что зимой на территориях, где приход солнечной радиации резко уменьшается, во много раз увеличивается альбеда заснеженных поверхностей, радиационный баланс (\bar{R}) становится отрицательным и его величина близка к значениям отрицательной части годового теплооборота, с которым связано и эффективное излучение через температуру поверхности (Л.С. Гарагуля, Б.Н. Достовалов, В.А. Кудрявцев, 1966). Это подтверждается сравнением значений \bar{R} и \bar{B} , полученных для площадок ряда метеостанций (*табл. 2.6*).

Таблица 2.6

Суммы отрицательных значений радиационного баланса за холодный полупериод (по данным метеостанций) и отрицательные годовые теплообороты, рассчитанные по формуле (4.1.14) (Достовалов, Кудрявцев, 1967)

Метеостанция	Период осреднения данных наблюдений, годы	Отрицательный радиационный баланс R^- , ккал/(м ² ·год)	Отрицательный годовой теплооборот в грунтах B^- , ккал/(м ² ·год)
Ленинград	1953–1959	20000	17000
Москва	1958–1964	25760	26000
Северо-Енисейский р-н	Многолетний	40900	41300
Алдан	Многолетний	33000	37800
пос. Перевоз (Бодайбинский р-н)	1957–1962	43000	48000
Витим	Многолетний	32000	39000
Исиль	Многолетний	40000	42000
Якутск	1957–1963	32600	39500
Чита	1958–1959	35000	41000

При понижении температуры на поверхности почвы ниже 0°C начинается промерзание подстилающих влажных, водонасыщенных горных пород. При этом изменяется структура теплооборота. В породах происходит фазовый переход воды в лед, вследствие чего на 30–50%

суммарно возрастает величина теплооборота и соответственно растет теплоток к поверхности. Это должно сказываться на увеличении $I_{\text{эф}}$ и \bar{R} . Из табл. 2.6 видно, что максимальным значениям отрицательного годового теплооборота соответствуют максимальные значения отрицательного радиационного баланса.

Большое значение в формировании структуры радиационно-теплового баланса имеют гео-лого-географические факторы. К ним относятся прежде всего естественные покровы (снег, растительность, вода), рельеф и экспозиция склонов, состав и влажность покровных отложений и подстилающих их пород, гидрологические и гидрогеологические условия. Эти факторы определяют и условия инсоляции поверхности, и величину альbedo, и все тепловые процессы, в результате чего в тех широтных зонах, где приход радиации велик, могут формироваться и существовать мерзлые толщи, и, наоборот, в зонах с небольшим количеством поступающей радиации широкое развитие получают талики.

Связь всех перечисленных факторов с радиационно-тепловым балансом поверхности и ее температурным режимом может быть представлена в виде следующего уравнения (Кудрявцев, 1967, 1978):

$$T_{\text{cp}} = \frac{1}{2\sqrt[4]{\sigma S}} \left(\sqrt[4]{\frac{Q_{\text{п.макс}} - LE_{\text{л}} - P_{\text{л}} - B_{\text{cp}}U + V}{(0,4 - 0,06\sqrt{e_{\text{л}}})(1 - c n_{\text{л}}^2) + 4\left(\frac{T_{\text{макс.л}}}{T_{\text{мин}}}\right)}} + \sqrt[4]{\frac{Q_{\text{п.мин}} - LE - P_{\text{з}} + B_{\text{cp}} - U}{(0,4 - 0,06\sqrt{e_{\text{з}}})(1 - c n_{\text{з}}^2) + 4\left(\frac{T_{\text{мин.з}}}{T_{\text{мин}}}\right)}} \right) \quad (2.1.7)$$

где $Q_{\text{п.макс}}$ и $Q_{\text{п.мин}}$ – экстремальные значения декадных сумм поглощенной радиации (ккал/см²) соответственно в летний и зимний полупериоды, значки «л» и «з» означают, что декадные суммы составляющих LE и P (ккал/см²) берутся на момент летних и зимних экстремальных значений $Q_{\text{п}}$; B_{cp} – декадная величина теплооборотов почвы (ккал/см²), равная полугодовой их величине, деленной на 18 (число декад в полугодии); e – абсолютная влажность воздуха, мб; n – облачность в долях единицы; c – коэффициент изменения облачности по широте в долях единицы; U – количество тепла, теряемого породами за декаду в соответствии с градиентом среднегодовой температуры в слое сезонного промерзания (оттаивания), определяемым величиной температурной сдвижки (гл. IV), ккал/см²; V – количество тепла, получаемое породами от инфильтрующихся осадков за декаду, ккал/см², T_{cp} – среднегодовая температура поверхности почвы, К; $T_{\text{макс.л}}$, $T_{\text{мин.з}}$ – соответственно среднедекадная температура поверхности грунта во время максимального и минимального поступления солнечной радиации, К; $T_{\text{макс}}$, $T_{\text{мин}}$ – среднедекадная максимальная и минимальная температуры воздуха, К; $\alpha = \sigma = 0,82 \cdot 10^{-10}$ – постоянная Стефана-Больцмана.

В каждом конкретном районе наблюдаются свои особенности формирования составляющих радиационно-теплового баланса. Различие в структуре баланса в пределах одного района может отмечаться для различных ландшафтных комплексов. Эти различия, роль и значение каждого из элементов природной среды в формировании радиационно-теплового баланса должны изучаться при проведении мерзлотной съемки. Такая постановка исследований дает материал для составления научного прогноза изменения мерзлотных условий в связи со строительством. На этой основе становится возможной постановка вопроса о целенаправленном изменении мерзлотных условий в целях создания оптимальных условий работы сооружений.

Изучение радиационно-теплового баланса при проведении мерзлотных исследований дает возможность оценить динамику верхних граничных условий и общий характер мерзлотных условий района. В частности, могут быть оценены особенности распространения и условия залегания многолетнемерзлых толщ, условия образования таликов и многие другие. Весьма важным обстоятельством является также то, что структура радиационно-теплового баланса поверхности во многом определяет характер промерзания как сезонно-, так и многолетнемерз-

лых пород, что в соответствии с геологическим строением и составом пород определяет характер их криогенного строения. Не менее тесная связь существует между особенностями радиационно-теплового баланса и характером проявления криогенных процессов и явлений. Термокарст является ярким выражением влияния изменения структуры радиационно-теплового баланса на изменение мерзлотных условий. Так, увеличение поглощенной радиации за счет нарушения растительного покрова приводит к увеличению амплитуды температур на поверхности почвы и к увеличению глубины оттаивания, а следовательно, к образованию термокарста (при большой льдистости пород). То же следует сказать в отношении солифлюкции, пучения, трещинообразования и других процессов.

Как уже выше отмечалось, изучение радиационно-теплового баланса, его структуры большое значение имеет также при рассмотрении высотной поясности и широтной зональности в мерзлотоведении. Величина прямой, рассеянной и поглощенной радиации, равно как и эффективное излучение, испарение, турбулентный теплообмен и теплообороты в почве, подчиняются высотной поясности и широтной зональности и характеризуются определенными значениями для различных климатических областей и геоботанических зон. В силу этого данные радиационно-теплового баланса и анализ его составляющих являются, видимо, единственно возможной научной основой при составлении мелкомасштабных обзорных мерзлотных карт.

В результате производственной деятельности человека структура радиационно-теплового баланса меняется. Для каждой из составляющих баланса это изменение может быть различным и различно сказываться на температурном режиме пород, глубинах сезонного промерзания и оттаивания, распространении, условиях залегания и составе многолетнемерзлых толщ.

Величина поглощенной радиации $Q_{\text{п}} = (Q_{\text{пр}} + q_{\text{р}})(1 - \alpha)$ определяется количеством поступающей прямой солнечной радиации $Q_{\text{пр}}$, которое зависит внутри каждого района от крутизны и экспозиции местности. В соответствии с этим при планировке территории может изменяться величина $Q_{\text{пр}}$. Так, например, выполаживание естественных откосов северной экспозиции с крутизной 30° и доведение их до горизонтальной поверхности в пределах $60\text{--}68^\circ$ северной широты приводит к увеличению $Q_{\text{пр}}$ на $10\text{--}20\%$. При выполаживании склонов южной экспозиции наблюдается обратная закономерность, так как на горизонтальную поверхность прямой солнечной радиации поступает на $20\text{--}30\%$ меньше, чем на южные склоны.

Относительная величина изменения $Q_{\text{пр}}$ зависит также и от величины рассеянной радиации $q_{\text{р}}$, которая для каждого данного района остается постоянной и не зависит от изменения крутизны и экспозиции склонов и других характеристик поверхности земли. Чем больше величина $q_{\text{р}}$, тем меньше сказывается влияние $Q_{\text{пр}}$ на пространственную изменчивость радиационно-теплового баланса.

Большое значение в изменении радиационно-теплового баланса в связи с производственной деятельностью человека имеет изменение альbedo дневной поверхности. Снятие растительного покрова, а также лесопосадки, распаивание территории, посев травы и злаков, посадка кустарников – все это приводит к изменению альbedo поверхности от $7\text{--}10$ до 25% . В условиях резко континентального климата, когда $Q_{\text{пр}} + q_{\text{р}}$ достигает больших величин, даже самое малое изменение α может привести к существенным изменениям температуры пород. В условиях морского климата эти изменения будут менее значительными, чем в условиях континентального.

В районах Крайнего Севера изменение количества поглощенной радиации часто связано с изменением альbedo поверхности снега в зимнее время. Так, например, в районе Воркуты зачернение поверхности снега за счет отложения угольной пыли на его поверхность приводит к раннему сходу снега, увеличению поглощенной солнечной радиации в годовом цикле и повышению среднегодовых температур пород.

Изменение поглощенной радиации приводит не только к изменению среднегодовых температур, но и к изменению годовых амплитуд температур на поверхности грунта. Так, например, увеличение поглощенной радиации в летнее время приведет к увеличению амплитуд ко-

лебаний температур в годовом цикле. За счет изменения крутизны и экспозиции склонов, как показывают расчеты и данные фактических наблюдений, изменение величины годовой амплитуды не выходит за пределы 2–3°C. Значительно больших изменений следует ожидать за счет снятия растительного покрова, а также за счет изменения альбеда поверхности. В этом случае амплитуды температур могут изменяться на 4–5°C, а иногда и больше.

Изменение величины испарения приводит к изменению температур и их амплитуд на поверхности грунта. Очевидно, что за счет этого фактора прежде всего резко изменится температурный режим грунтов в теплый период года. Увеличение испарения приведет к понижению максимальных температур, а следовательно, к сокращению годовых амплитуд, так как в зимнее время температурный режим на поверхности грунта от испарения практически не зависит. На сухих участках, где испарение незначительно, величина амплитуды больше и среднегодовая температура дневной поверхности выше. На участках с большим испарением амплитуда меньше и выше среднегодовая температура. Поэтому при всех прочих равных условиях пространственная изменчивость величины испарения мало влияет на изменение глубины сезонного промерзания пород (вследствие взаимной компенсации влияния изменений амплитуды годовых колебаний температуры и среднегодовой температуры на дневной поверхности), а в области многолетнемерзлых пород изменение величины испарения приводит к значительному изменению глубины сезонного оттаивания.

Такие зависимости будут иметь место при хозяйственном освоении территории в случае дренирования грунтов и упорядочения поверхностного стока, а также для случая изменения влажностного режима грунтов за счет подпора грунтовых вод или за счет неупорядоченного спуска технических вод. Аналогичные результаты могут отмечаться за счет уничтожения растительного покрова или различных лесопосадок, что приводит к резкому изменению величины испарения. Устройство различного рода покрытий резко сокращает величину испарения, так как эти покрытия препятствуют доступу грунтовой влаги к дневной поверхности. Так, например, при создании бетонных и асфальтовых покрытий указанные изменения могут привести к повышению среднегодовой температуры и увеличению амплитуды годовых колебаний температуры на 2–3°C на поверхности бетонного покрытия и на 3–4°C и более на поверхности асфальта. Изменения в температурном режиме поверхности приводят к изменению глубин сезонного промерзания и оттаивания грунта под покрытиями. Так как в данном случае повышение среднегодовой температуры происходит одновременно с увеличением годовой амплитуды, глубина сезонного промерзания изменяется незначительно, а сезонное оттаивание резко увеличивается по сравнению с естественными условиями. Для каждого данного района, где атмосферные условия (температура воздуха, влажность воздуха, роза ветров) пространственно не изменяются, величина испарения на отдельных участках зависит от влажности грунтов и характера растительности. Такое мероприятие, как дренирование грунтов на осваиваемой территории, приводит к резкому уменьшению величины испарения и в конечном счете ведет к повышению среднегодовых температур грунта. То же следует сказать о снятии растительного покрова, которое приводит к осушению грунтов и уменьшению величины испарения.

Величина турбулентного теплообмена (P) определяется разностью температур поверхности и приземного слоя воздуха и величиной коэффициента теплообмена на границе почва – атмосфера (K). В летний период температура поверхности обычно выше температуры воздуха. Поэтому под влиянием турбулентного теплообмена поверхность «нагревает» атмосферу. В зимнее время турбулентный теплообмен может идти при условиях, когда температура воздуха выше температуры поверхности (обычно на территориях с циклоническим режимом погоды зимой). Тогда происходит противоположный процесс – воздух «нагревает» поверхность. В годовом плане турбулентный теплообмен является расходной частью в структуре радиационно-теплового баланса. На открытых пространствах, представленных ландшафтами с мохово-травяной, кустарничковой растительностью, в летнее время K изменяется от 12 до 22 Дж/(м²·°C).

На лесных ландшафтах K не превышает 11 Дж/(м²·°С). А.В. Павловым (1984) было установлено, что на оголенных от растительного покрова поверхностях K уменьшается на 7%, а на участках с бетонным или асфальтовым покрытием увеличивается на 10–30%. При летних инверсиях температуры коэффициент турбулентного теплообмена резко падает и изменяется в пределах 1–5 Дж/(м²·°С). Зимой на открытых пространствах K в среднем изменяется от 10 до 14 Дж/(м²·°С). Взаимозависимость Δt_R ¹⁾ и K обуславливает трудности и неточности в расчете Δt_R , когда величиной K задаются на основании эмпирической зависимости K от скорости ветра, полученной для определенных условий А.В. Павловым или другими авторами. Ошибки в вычислении затрат тепла на турбулентный теплообмен (P) из уравнения радиационно-теплового баланса и коэффициента турбулентного теплообмена по эмпирическим уравнениям могут привести к ошибкам в значениях Δt_R , превышающим 100%. Поэтому определение температуры дневной поверхности из уравнения энергетического баланса представляет значительные трудности, что обуславливает необходимость постановки микроклиматических наблюдений при геокриологических исследованиях.

Очевидно, что турбулентный теплообмен может меняться при изменении различных покровов, как, например, при вырубке леса, посевах и насаждениях растительности, бетонировании, асфальтировании и т.д.

Изменение величины теплооборотов в грунте приводит к изменению температуры грунта на различную величину в зависимости от ряда условий и от структуры радиационно-теплового баланса. Расчеты показали, что такое мероприятие, как осушение грунтов, приведет к уменьшению теплооборотов в грунте и к перестройке в структуре радиационно-теплового баланса поверхности таким образом, что среднегодовая температура грунтов может повыситься или понизиться в зависимости от конкретных природных условий. Изменение структуры радиационно-теплового баланса и температуры грунтов будет отмечаться и в случае планировки, срезки грунтов или подсыпки, так как может измениться состав грунта, его плотность, условия залегания и влажностный режим, что скажется на теплооборотах.

При изучении влияния изменения грунтовых условий на температурный режим поверхности и структуру теплового баланса необходимо иметь в виду характер и глубину сезонного промерзания и оттаивания пород и их изменение при освоении территории, особенно в связи с тем, что основная доля теплооборотов в грунтах определяется фазовыми переходами воды при их замерзании и оттаивании. Немалое значение в этом вопросе имеет формирование температурной сдвижки (см. гл. III, IV), изменение которой при хозяйственной деятельности человека может достигать 1–2°С. Изменение среднегодовой температуры пород на такую величину вблизи южной границы распространения мерзлых пород может привести к резкому изменению глубин сезонного промерзания и оттаивания и к изменению годовых теплооборотов. Последнее приводит к изменению структуры радиационно-теплового баланса.

В результате всех рассмотренных сложных процессов, протекающих на земной поверхности, происходит формирование температурного режима почв и горных пород. Взаимосвязь этих процессов и температурного режима наиболее полно выражается уравнением радиационно-теплового баланса, расходные составляющие которого функционально зависят от температуры поверхности. Поэтому естественно было бы определять температуру поверхности, решая относительно нее уравнение баланса. Однако получить такое решение практически невозможно из-за сложной взаимосвязи всех процессов в зависимости от большого количества факторов. В настоящее время на базе изучения радиационно-теплового баланса поверхности решаются лишь некоторые частные задачи, например определяется разность температур воздуха и дневной поверхности почвы (так называемая радиационная поправка Δt_R) в естественных условиях, при снятии растительного покрова, создании искусственных покровов и др.

¹ Δt_R – разность между температурой приземного слоя воздуха и температурой дневной поверхности

Расчет радиационной поправки (Δt_R) к температуре дневной поверхности (Пример 1)

Расчет радиационной поправки на среднегодовую температуру и годовую амплитуду температурных колебаний на дневной поверхности почвы может быть выполнен путем определения турбулентной составляющей из уравнения радиационно-теплового баланса земной поверхности. При известном коэффициенте турбулентного теплообмена K разность температур воздуха t_b и на поверхности $t_{д.п}$ в °С находится из уравнения:

$$\Delta t_R = t_{д.п} - t_b = \frac{R - LE - B}{K}. \quad (2.1.8)$$

На основе обобщения большого количества метеонаблюдений за температурой воздуха и дневной поверхности (снега зимой, дерново-растительного летом) многими авторами получены значения радиационной поправки в диапазоне от 0,2 до 1,5°С. В арктическом и субарктическом поясах, где количество атмосферных осадков превышает количество испаряющейся за год влаги, Δt_R в естественных ландшафтах находится в пределах 0,2–0,5°С. Наибольших значений 1,0–1,5°С она достигает в резко континентальных засушливых областях (рис. 2.9).

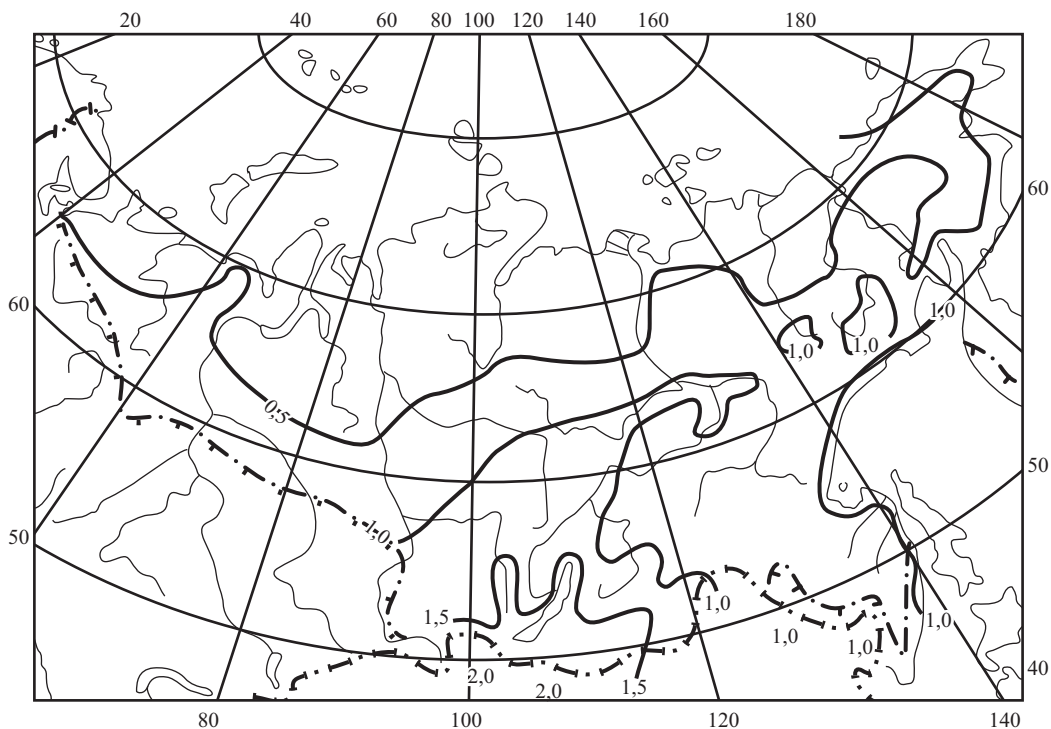


Рис. 2.9. Среднегодовая величина радиационной поправки в криолитозоне (Ю.Л. Шур, 1978)

Для тундровых ландшафтов на севере Пур-Тазовского междуречья была рассчитана радиационная поправка. Результаты приведены в *табл. 2.7*. Исходные данные получены по метеонаблюдениям в г. Уренгой. При расчете турбулентного теплообмена не учитывался теплообмен в подстилающих горных породах, т.е. принималось, что $P = R - LE$. Коэффициент турбулентного теплообмена (K) заимствован из работ А.В. Павлова (1976, 1984), в которых показано, что на открытых участках (без кустарникового и древесного ярусов) он изменяется в летнее

время в диапазоне от 12 до 22 Дж/(м²·°С) и от 10 до 14 Дж/(м²·°С) – в зимнее. Результаты определения среднемесячного значения радиационной поправки показали, что зимой при отрицательном радиационном балансе ($I_{эф} > R$) среднемесячная температура дневной поверхности на 0,8–1,4°С ниже среднемесячной температуры воздуха. Это свидетельствует о выхолаживании поверхности за счет собственного длинноволнового излучения, что и обуславливает отрицательный знак радиационной поправки. В летнее время, когда $R > I_{эф} + LE$, знак Δt_R положительный, среднемесячная температура поверхности на 2,6–3,3°С выше температуры воздуха. Среднегодовая величина Δt_R положительная и составляет 0,5°С, что укладывается в известный интервал значений (рис. 2.9). Сравнительно небольшая ее величина обусловлена частичной взаимной компенсацией отрицательных и положительных среднемесячных значений Δt_R . При этом видно, что происходит заметное увеличение годовой амплитуды температурных колебаний на поверхности (на 4,4°С), т.е. усиливается континентальность (метеорологическое значение амплитуды достигает 49°С). Такое увеличение амплитуды характерно для территорий с антициклональным режимом погоды, при котором наблюдается слабая адвекция воздуха; средняя скорость ветра составляет 2–3 м/сек; количество осадков в зимнее и летнее время небольшое; количество солнечных дней превышает количество облачных. Опыт показывает, что для таких условий радиационные поправки, рассчитанные на основе радиационно-теплого баланса, близки к данным, полученным при непосредственном измерении температуры поверхности.

Таблица 2.7

Расчет среднегодовой температуры дневной поверхности ($t_{д.п}$) с учетом радиационной поправки (Δt_R)

Составляющие радиационно-теплого баланса, температура воздуха и дневной поверхности	Месяцы												Годовые суммы	$\frac{\Delta t_R}{\Delta A_R}$	$\frac{t_{в}}{A'_{в}}$	$\frac{t_{д.п}}{A'_{д.п}}$	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII					
Q_c , ккал/ (см ² ·мес)	0,2	1,7	6,8	10,5	14,5	15,5	15,2	12,4	7,2	2,0	0,4	0,0	86,4				
α , д.ед.	0,80	0,80	0,70	0,65	0,40	0,22	0,20	0,25	0,40	0,60	0,75	0,80					
$Q_{п}$, ккал/ (см ² ·мес)	0,04	0,34	2,0	3,7	8,7	12,1	12,2	9,3	4,3	0,8	0,1	0,0	53,6				
$J_{эф}$, ккал/ (см ² ·мес)	1,1	1,4	1,8	2,8	3,5	4,3	4,2	3,3	2,2	1,5	1,1	1,0	28,2				
R , ккал/ (см ² ·мес)	-1,0	-1,0	0,2	0,9	5,2	7,8	8,0	6,0	2,1	-0,7	-1,0	-1,0	25,5				
LE , ккал/ (см ² ·мес)	-	-	-	-	3,5	4,7	4,8	3,6	1,2	-	-	-	17,8				
$R, (R - LE)$ ккал/(м ² ·час)	-13,9	-13,9	2,8	12,5	23,6	43,1	41,7	33,4	12,5	-9,7	-13,9	-13,9					
K , ккал/ (м ² ·час·°С)	10	10	10	12	12	13	13	13	12	12	10	10					
Δt_R , °С	-1,4	-1,4	0,3	1,0	2,0	3,3	3,2	2,6	1,0	-0,8	-1,4	-1,4		0,5	4,4		
$t_{в}$, °С	-29,5	-27,3	-17,0	-9,4	2,7	14,6	15,3	12,5	4,8	-7,2	-22,6	-27,4			-7,5	44,8	
$t_{д.п}$, °С	-30,9	-28,7	-16,7	-8,4	4,7	17,9	18,3	15,1	5,8	-8,0	-24,0	-28,8				-7,0	49,2

$A_{в}, A_{д.п}$ – метеорологическая амплитуда годовых колебаний воздуха и на дневной поверхности

В регионах с циклоническим режимом погоды важную роль играет адвекция воздуха, насыщенность его влагой, большая облачность. При значительной скорости ветра и продолжительных дождях происходит выравнивание температуры воздуха и дневной поверхности. Именно поэтому радиационная поправка на среднегодовую температуру поверхности в естественных условиях изменяется от 0,2 до 0,5, что сопоставимо со статической погрешностью. Амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности близка к ее значению для приземного слоя воздуха.

При отсутствии надежных данных по радиационно-тепловому балансу поверхности в некоторых случаях для определения разности температур воздуха и земной поверхности рекомендуется использовать региональные корреляционные графики взаимосвязи этих температур, построенные путем статистической обработки наблюдений метеостанций, расположенных в пределах данного региона и являющихся репрезентативными для условий участка исследования. На *рис. 2.10* приводится график взаимосвязи среднемесячных температур воздуха и поверхности почвы, построенный для северо-востока Западной Сибири. По этому графику, зная температуру воздуха, можно легко определить температуру поверхности снега в зимнее время и температуру поверхности почвы, лишенной растительного покрова в летнее время.

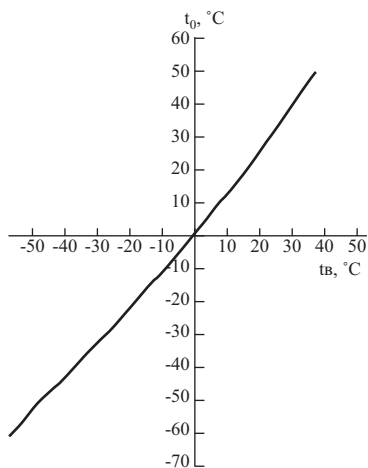


Рис. 2.10. График взаимосвязи среднемесячных температур воздуха ($t_{\text{в}}$) и поверхности почвы (t_0) по широте от $\varphi 60^\circ$ до $\varphi 80^\circ$, по долготе от $\lambda 78^\circ$ до $\lambda 114^\circ$

§ 2. Климатологический расчет составляющих радиационного баланса

Сеть специальных станций, ведущих актинометрические (за режимом солнечной, земной и атмосферной радиации) и теплобалансовые (за режимом тепла и влаги вблизи земной поверхности и теплообменом в почве) наблюдения в настоящее время довольно редка. Поэтому при исследовании условий теплового режима земной поверхности возникает необходимость расчета составляющих радиационно-теплового баланса. Подобный климатологический расчет можно сделать на основе данных сети метеорологических станций при использовании в основном средних многолетних величин метеорологических элементов, полученных по длинному ряду наблюдений. Применение же климатологических методов расчета с целью получения сумм тепла за небольшое число лет или за отдельные годы часто приводит к значительным погрешностям.

Для расчета действительного притока суммарной радиации существует много методов. Преимущественное большинство их основано на использовании физических связей, суще-

ствующих между суммами солнечной радиации и облачностью. Подобная зависимость выражается в общем виде следующим образом:

$$Q_{\text{сум}} = Q_0(1 - an - bn^2), \quad (2.2.1)$$

где $Q_{\text{сум}}$ – суммарная радиация за месяц при действительных условиях облачности, ккал/см²; Q_0 – суммарная радиация за месяц при безоблачном небе, определяемая широтой места, временем года и условиями прозрачности атмосферы (*табл. 2.8*), ккал/см²; n – средняя за месяц облачность в долях единицы, публикуемая в «Справочнике по климату СССР», ч. V.; a и b – численные коэффициенты, a определяется по наблюдениям актинометрических станций (*табл. 2.9*), $b - \text{const} = 0,38$.

Суммарная радиация при безоблачном небе, ккал/(см ² ·мес) (рассчитана для средней продолжительности каждого месяца, равной 30,4 дня, по М.И. Будыко и др., 1961)												
Широта, °с.ш.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
90	0,0	0,0	0,1	10,0	21,9	26,0	23,8	12,9	2,4	0,0	0,0	0,0
85	0,0	0,0	0,7	10,2	21,8	25,8	23,4	13,1	3,0	0,0	0,0	0,0
80	0,0	0,0	2,4	10,8	21,4	25,2	23,0	13,4	4,3	0,5	0,0	0,0
75	0,0	0,5	4,0	11,7	21,0	24,5	22,2	13,8	5,8	1,3	0,0	0,0
70	0,0	1,6	6,0	13,1	20,5	23,6	21,2	14,6	7,5	2,7	0,5	0,0
65	0,7	2,8	8,0	14,5	20,1	22,8	21,0	15,6	9,5	4,3	1,4	0,2
60	1,8	4,3	9,9	16,0	20,8	22,9	21,4	16,7	11,3	6,1	2,6	1,1
55	3,1	6,2	11,7	17,3	21,4	23,4	21,9	17,9	12,9	7,8	4,0	2,3
50	4,8	8,2	13,3	18,5	22,2	23,7	22,6	19,1	14,4	9,7	5,8	3,9

Эти коэффициенты показывают, какая доля общего потока суммарной радиации задерживается в результате ее поглощения облачным покровом.

На основании климатологических расчетов и наблюдений сети актинометрических станций построены карты составляющих радиационного баланса как для СССР, так и для всего земного шара («Атлас теплового баланса», 1963; Барашкова и др., 1962). Годовой ход суммарной радиации для европейской территории, Западной Сибири, Восточной Сибири и Дальнего Востока в зависимости от широты и времени года приведен в *табл. 2.9*.

Коэффициенты a и c для различных широт									
φ, °с.ш.	40	45	50	55	60	65	70	75	80
a	0,38	0,38	0,40	0,41	0,36	0,25	0,18	0,16	0,15
c	0,68	0,70	0,72	0,74	0,76	0,78	0,80	0,82	0,84

На участках с горным характером рельефа часто возникает необходимость оценки общего прихода солнечного тепла на различно ориентированные склоны. Обычно такие характеристики получают путем расчета.

Поток прямой солнечной радиации, поступающей на наклонную поверхность, $Q'_{\text{скл}}$, можно выразить зависимостью:

$$Q'_{\text{скл}} = Q' \cos i, \quad (2.2.2)$$

где Q' – интенсивность потока прямой солнечной радиации на перпендикулярную лучам поверхность¹, ккал/см²; i – угол падения солнечных лучей на поверхность склона, получаемый по формуле:

$$\cos i = \cos a \sin h_0 + \sin a \cos h_0 \cos (A_0 - a_{\text{скл}}), \quad (2.2.3)$$

где a – крутизна склона; h_0 – высота солнца над горизонтом; A_0 – азимут солнца; $a_{\text{скл}}$ – азимут склона.

Все перечисленные параметры определяются по законам сферической тригонометрии и выражаются в градусах.

Суммарная солнечная радиация, поступающая на склоны, выражается суммой:

$$Q_{\text{сум.скл}} = Q'_{\text{скл}} + q_{\text{скл}} + r_{\text{скл}}, \quad (2.2.4)$$

где

$$q_{\text{скл}} = q_{\text{гор}} \cos^2 \frac{\alpha}{2}; \quad (2.2.5)$$

$$r_{\text{скл}} = r_{\text{гор}} \sin^2 \frac{\alpha}{2}. \quad (2.2.6)$$

где $q_{\text{скл}}$ – поток рассеянной радиации, поступающей на склон, ккал/см²; $r_{\text{скл}}$ – поток коротковолновой радиации, отраженной на склон от горизонтальной поверхности перед склоном, ккал/см²; $q_{\text{гор}}$ и $r_{\text{гор}}$ – соответственно поток рассеянной и отраженной радиации на горизонтальной поверхности², ккал/см².

Полученные по приближенным формулам (2.2.5) и (2.2.6) величины $q_{\text{скл}}$ и $r_{\text{скл}}$ характеризуются погрешностью в 10–20% для склонов крутизной не более 30–40°. Суточные величины суммарной радиации получают по формуле:

$$\sum Q_{\text{сум.скл}} = \sum Q'_{\text{скл}} + \cos^2 \frac{\alpha}{2} q_{\text{гор}} + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sum r_{\text{гор}}. \quad (2.2.7)$$

Удобнее рассчитывать приход суммарной радиации на склоны, располагая значениями относительных дневных (суточных) сумм (*табл.* 2.10) $\sum Q'_{\text{скл}} / \sum Q'_{\text{гор}}$. Зная действительный приход тепла солнечной радиации в каком-либо районе по данным «Справочника...» и используя указанные отношения, всегда можно рассчитать приход ее на склоны. В условиях сильно пересеченной местности возникает также необходимость оценки сокращения притока солнечной радиации из-за различной степени закрытости горизонта в долинах и других отрицательных формах рельефа. При этом следует учитывать помимо суммарной закрытости горизонта, выраженной в градусах, ориентированность долин – широтную или меридиональную (*табл.* 2.11).

Большой научный и практический интерес представляет учет изменения составляющих радиационного баланса, и прежде всего суммарной радиации, с высотой. Благодаря повышению прозрачности атмосферы приток прямой солнечной радиации с ростом абсолютной высоты местности увеличивается.

¹ Данные опубликованы в «Справочнике по климату СССР», ч. 1.

² Значения $q_{\text{гор}}$ и $r_{\text{гор}}$ опубликованы в «Справочнике по климату СССР», ч. 1.

Таблица 2.10

Дневные суммы прямой радиации на склонах различной экспозиции $Q'_{\text{сст}}$, % от $Q'_{\text{гор}}$ (по А.Ф. Захаровой, 1958)

Экспозиция	Северная						Южная						Северная						Южная											
	50						60						70						70											
	40	30	20	10	10	20	40	30	20	10	10	20	40	30	20	10	10	20	40	30	20	10	10	20	40	30	20	10	10	20
Широта, град.																														
Крутизна, град.																														
15/1	0	0	1	37	152	210	264	302	0	0	0	5	252	384	520	668	0	0	0	0	0	0	0							
15/II	0	0	20	61	138	170	200	214	0	0	0	37	156	208	264	324	0	0	0	0	0	0	0							
15/III	0	20	48	75	122	140	153	162	0	0	27	64	136	164	188	200	0	0	2	42	150	210	250	300						
15/IV	31	50	70	85	112	118	121	124	14	36	60	80	115	129	136	140	16	21	46	74	120	150	150	160						
15/V	54	70	82	90	100	104	106	107	42	60	76	89	104	108	113	114	41	59	75	90	110	120	130	140						
15/VI	61	77	87	94	102	102	99	93	55	69	81	91	101	104	103	100	52	80	90	96	103	106	108	107						
15/VII	58	74	85	92	95	100	102	104	51	66	79	90	100	106	108	108	48	73	85	94	110	120	130	140						
15/VIII	42	59	76	89	108	111	114	114	30	49	69	86	110	120	122	124	29	39	63	84	120	120	140	150						
15/IX	10	34	58	79	116	130	137	143	1	14	45	73	124	142	160	172	4	4	18	60	140	180	200	210						
15/X	0	3	34	69	131	156	180	194	0	0	5	52	150	190	224	256	0	0	0	17	200	320	400	460						
15/XI	0	0	4	47	148	193	242	270	0	0	0	14	202	252	344	480	0	0	0	0	840	3100	4330	5400						
15/XII	0	0	0	30	155	219	278	320	0	0	0	0	295	480	636	800	0	0	0	0	-	-	-	-						

Интенсивность же рассеянной радиации неба, наоборот, уменьшается с высотой из-за уменьшения влагосодержания и запыленности атмосферы, но в гораздо меньшей степени, чем прямой. Поэтому в горах, на значительной высоте над уровнем моря, суммарная радиация при безоблачном небе оказывается обычно более высокой. Как показывают наблюдения актинометрических станций по азиатской части СССР, наибольший градиент суммарной радиации характерен для нижних 600–800 м, в особенности для весенне-летних месяцев (*табл. 2.12*).

Таблица 2.11

Дневные суммы прямой радиации (ориентировочные) Q' в долинах меридиональной и широтной ориентации с различной степенью закрытости горизонта, % от сумм для открытой местности (по Е.И. Несмеловой с учетом Г.С. Николаенко, 1964)

Широта, град.	Месяц	Ориентировка							
		меридиональная				широтная			
		угол закрытости горизонта, град.							
		45	30	20	10	10	20	30	45
60	I	14	25	61	71	0	0	0	0
	II	37	48	59	90	90	0	0	
	III	37	50	79	88	99	88	0	
	IV	37	67	77	94	99	98	94	
	V	38	68	86	97	98	97	70	
	VI	39	69	87	97	98	96	64	
	VII	39	69	86	97	98	97	66	
	VIII	39	69	79	95	99,5	97	79	
	IX	37	50	77	86	99	98	0	
	X	34	45	55	88	94	0	0	
	XI	13	38	52	69	0	0	0	
	XII	11	16	56	78	0	0	0	
50	I	38	47	53	68	93	0	0	0
	II	38	49	56	86	96	85	0	0
	III	41	54	81	92	99	99	88	0
	IV	42	71	80	96	99	99	98	0
	V	44	75	92	98	99,6	98	98	96
	VI	62	74	91	98	99	97	96	94
	VII	62	74	91	97	99	97	96	94
	VIII	44	74	82	96	99	98	97	96
	IX	42	73	81	96	99	99	98	0
	X	37	50	73	89	95	88	0	0
	XI	38	51	56	93	94	0	0	0
	XII	42	51	61	94	78	0	0	0

Таблица 2.12

Вертикальный градиент суммарной радиации ΔH , ккал/(см²·мес) на 100 м высоты, алгебраически складывается с $Q_{\text{сум}}$ равнины $\varphi = 60-70^\circ$ с.ш. Азиатская часть СССР

ΔH , м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
200–300	0,00	0,10	0,25	0,25	0,20	-0,10	0,05	0,05	0,10	0,10	0,00	0,00
300–400	0,00	0,20	0,50	0,50	0,40	-0,20	0,10	0,10	0,20	0,20	0,00	0,00
400–500	0,00	0,30	0,70	0,75	0,60	-0,40	0,15	0,15	0,30	0,30	0,00	0,00
500–600	0,00	0,40	0,90	1,00	0,80	-0,50	0,20	0,15	0,50	0,40	0,00	0,05
600–700	0,00	0,50	1,00	1,20	1,00	-0,50	0,25	0,15	0,70	0,50	0,05	0,10
700–800	0,00	0,55	1,05	1,35	1,25	-0,20	0,30	0,15	0,85	0,60	0,10	0,15
800–900	0,00	0,60	1,10	1,50	1,55	0,20	0,25	0,15	0,90	0,70	0,15	0,20
900–1000	0,00	0,65	1,15	1,65	1,90	0,70	0,20	0,15	0,95	0,80	0,20	0,25
1000–1100	0,00	0,70	1,20	1,80	2,25	1,20	0,05	0,15	1,00	0,90	0,25	0,30
1100–1200	0,00	0,75	1,25	1,95	2,60	1,70	-0,10	0,15	1,05	1,00	0,30	0,30
1200–1300	0,00	0,80	1,30	2,05	2,95	2,20	-0,20	0,10	1,10	1,05	0,35	0,30
1300–1400	0,00	0,85	1,35	2,15	3,25	2,70	-0,10	0,05	1,15	1,10	0,40	0,30
1400–1500	0,00	0,90	1,40	2,20	3,55	3,10	0,00	0,00	1,20	1,15	0,45	0,30
1500–1600	0,05	0,95	1,45	2,25	3,85	3,30	0,10	-0,05	1,25	1,20	0,50	0,30
1600–1700	0,10	1,00	1,50	2,30	4,15	3,50	0,20	-0,10	1,30	1,25	0,55	0,30
1700–1800	0,15	1,05	1,55	2,35	4,45	3,70	0,30	-0,15	1,35	1,30	0,60	0,30
1800–1900	0,20	1,10	1,60	2,40	4,75	3,90	0,35	-0,20	1,40	1,35	0,65	0,30
1900–2000	0,25	1,15	1,65	2,45	5,05	4,10	0,40	-0,25	1,45	1,40	0,70	0,30

Для расчета величины поглощенной радиации следует располагать характеристикой отражательной способности земной поверхности, т.е. альбедо. Пространственная изменчивость альбедо может быть весьма значительной в связи с многообразием подстилающей поверхности (табл. 2.13). Поэтому величина поглощенной радиации, равная $Q_{\text{сум}}(1-\alpha)$, будет различной для открытой местности и покрытой лесом. Годовой ход альбедо для всех районов, имеющих устойчивый снежный покров, выражен резко. Поэтому при расчете месячных сумм поглощенной радиации необходимо привлекать данные средних дат установления и схода снежного покрова, а также дат перехода средней суточной температуры через 5°C , которая принята за начало вегетации растительности. При производстве расчетов радиационного баланса для участков, на которых ведется строительство тех или иных сооружений, следует пользоваться данными альбедо обнаженных поверхностей или искусственных покрытий (табл. 2.14; 2.15).

Величина эффективного излучения, являющегося расходной составляющей радиационного баланса, рассчитывается обычно по формуле:

$$I = I_0(1 - cn^m) + 4\delta\sigma T^3(T_n - T). \quad (2.2.8)$$

где I – эффективное излучение при действительных условиях облачности, ккал/см²; I_0 – эффективное излучение при безоблачном небе, ккал/см²; T – температура воздуха, К; T_n – температура земной поверхности, К; m – эмпирический коэффициент, принимающий значения

от 1 до 3; c – коэффициент облачности, показывающий, какая доля длинноволнового излучения поглощается облачным покровом (см. *табл.* 2.9); $\delta = 0,85–0,90$ – излучательная способность земной поверхности; $\sigma = 0,82 \cdot 10^{-10}$ – постоянная Стефана-Больцмана.

Таблица 2.13

Альbedo естественных поверхностей суши различных ландшафтных зон* (данные «Справочника по климату СССР»)	
Вид поверхности	Альbedo, %
Устойчивый снежный покров в высоких широтах (севернее 60°)	80
Устойчивый снежный покров в умеренных широтах (южнее 60°)	70
Лес при устойчивом снежном покрове	45
Неустойчивый снежный покров весной	38
Лес при неустойчивом снежном покрове весной	25
Неустойчивый снежный покров осенью	50
Лес при неустойчивом снежном покрове осенью	30
Степь и лес в период между сходом снежного покрова и переходом среднесуточной температуры воздуха через 10°С	13
Тундра в период между сходом снежного покрова и переходом среднесуточной температуры воздуха через 10°С	18
Тундра, степь, лиственный лес в период от весеннего перехода температуры через 10°С до появления снежного покрова	18
Хвойный лес в период от весеннего перехода температуры через 10°С до появления снежного покрова	14
Лес, сбрасывающий листву в сухое время года, полупустыня в сухое время года	24
То же во влажное время года, сельскохозяйственные угодья:	18
а) пойменный лес, сочная густая трава	
б) темно-зеленая трава, разнотравье в первой фазе развития	21–25
Земля сухая, темно-серого цвета	17
Снег свежеснеживший	85
Снег загрязненный	40
Снег влажный	43
Трава зеленая	28
Трава сухая	19
Болото с кустарником (марь)	25
Заросли кустарников	15–20
Лес лиственный	20
Лес еловый	10
Темнохвойный лес	10–15
Светлохвойный лес	15
Голубика, багульник	10–11
Мхи зеленые влажные	14
Осоки (мокрый луг)	22–23
Зачерненная поверхность	6
Лиственный лес (береза, осина) с примесью сосны. Сомкнутость крон – 0,3–0,7	17
Сосновые среднетаежные леса, сомкнутость крон – 0,5–0,8, с примесью березы, с кустарниками. Поверхность земли покрыта зелеными, бурыми мхами	15

* Данные «Справочника по климату СССР», ч. II, IV.

Таблица 2.14

Альbedo, %, влажной и сухой поверхности почвы (по данным из сборника «Микроклимат СССР». М., Гидрометеиздат, 1968)

Поверхность	Уплотненная		Свежевспаханная	
	сухая	влажная	сухая	влажная
Чернозем	12	7	9	5
Каштановая почва	14	9	11	6
Светлый серозем 32	18	20	13	
Белый песок	40	18	–	–

Второй член в формуле (2.2.8) представляет собой поправку к величине эффективного излучения, обусловленную неравенством температур поверхности и воздуха. Для месячных сумм эта поправка колеблется в пределах 0,1–0,5 ккал/см² и наиболее существенна в летнее время года.

Эффективное излучение при безоблачном небе I_0 обычно рассчитывается по формуле:

$$I_0 = (0,254 - 0,0066e)\delta\sigma T^4, \quad (2.2.9)$$

где e – упругость водяного пара, мб. По этой формуле рассчитаны суммы I_0 , приведенные в *табл.* 2.16. При этом следует учитывать, что для районов с глубокой зимней инверсией температуры (Восточная Сибирь) суммы I_0 оказываются завышенными на 30–50%.

Годовая изменчивость среднеширотной величины радиационного баланса земной поверхности в пределах нашей страны дана в *табл.* 2.5. В *табл.* 2.17 приводятся среднеширотные отношения суточных сумм радиационного баланса на склонах северной и южной экспозиции к суммам на горизонтальной поверхности с апреля по сентябрь. Пользоваться данными этих таблиц при расчете радиационной поправки (Δt_R) для конкретного района следует с осторожностью, контролируя приведенные величины с помощью данных наблюдений актинометрической сети.

Обращает на себя внимание резкое уменьшение радиационного баланса с высотой, что связано главным образом с возрастанием отраженной и сокращением поглощенной радиации из-за увеличения продолжительности залегания снежного покрова, характеризующегося самыми высокими величинами альbedo (см. *табл.* 2.13).

Таблица 2.15

Альbedo искусственных покрытий	
Вид поверхности	Альbedo, %
Песчаник	18
Цемент	27
Известняк	50–65
Бетон (светлый)	30–35
Гранит (светло-серый)	35–40
Мрамор (белый)	45
Кирпич красный обыкновенный	30
Кирпич силикатный	48–50
Сланец (темная глина)	8

Таблица 2.16

Эффективное излучение при безоблачном небе I^0 (ккал/см ² ·мес) (по Н.А. Ефимовой, 1961)											
Температура воздуха, °С	Влажность воздуха, мб										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
40	8,5	8,2	7,8	7,5	7,2	6,8	6,5	6,1	5,8	5,5	4,4
35	8,0	7,7	7,4	7,0	6,7	6,4	6,1	5,8	5,4	5,1	4,2
30	7,5	7,2	6,9	6,6	6,3	6,0	5,7	5,4	5,1	4,8	3,9
25	7,0	6,8	6,5	6,2	5,9	5,6	5,3	5,0	4,8	4,5	3,6
20	6,5	6,3	6,0	5,7	5,5	5,2	5,0	4,7	4,4	4,2	3,4
15	6,1	5,9	5,6	5,4	5,2	4,9	4,7	4,4			
10	5,7	5,5	5,3	5,0	4,8	4,6					
5	5,3	5,1	4,9	4,7	4,5						
0	4,9	4,7	4,5	4,3							
-5	4,6	4,4									
-10	4,3	4,1									
-15	3,9										
-20	3,6										
-25	3,4										
-30	3,1										
-35	2,9										
-40	2,6										

Таблица 2.17

Отношение суточных сумм радиационного баланса на склонах северной и южной экспозиций крутизной 10° и 20° к суммам на горизонтальной поверхности на 15-е число месяца (по данным «Микроклимат СССР», 1969)

Широта, град.	20°						10°					
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV	V	VI	VII	VIII	IX
<i>Северная экспозиция</i>												
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	0,70	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	0,80	0,90	0,96	0,94	0,87	0,65
<i>Южная экспозиция</i>												
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	1,30	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

§ 3. Методы расчета составляющих теплового баланса

Расчет величины испарения. Все применяющиеся в настоящее время методы определения суммарного испарения (с почвы и транспирацией растительным покровом) можно разделить на три группы: 1) основанные на использовании уравнения водного баланса; 2) основанные на использовании уравнения турбулентной диффузии водяного пара; 3) основанные на уравнении теплового баланса. Большое значение имеет непосредственное измерение испарения с помощью современных испарителей, но, к сожалению, оснащенность станций подобными приборами невелика, особенно на азиатской территории нашей страны. Поэтому возрастает роль расчетных методов суммарного испарения, которые дают возможность получить его величину на основе наблюдений метеорологических станций.

Одним из наиболее доступных приближенных методов, позволяющих определить среднюю многолетнюю величину испарения с ограниченных участков поверхности, является метод Тюрка (1958). Для естественных поверхностей при условии $r^2/E^2 > 0,1$ расчетная формула имеет вид:

$$E = \frac{r}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{r}{E}\right)^2}} = \frac{1,054r}{\sqrt{1 + \left(\frac{1,054r}{E_0}\right)^2}}, \quad (2.3.1)$$

где E – величина испарения (годовая сумма), мм; r – сумма годовых осадков, мм; E_0 – максимальное испарение, лимитируемое влагоемкостью воздуха, мм; $E_0 = 300 + 25t + 0,05t^3$ при t – среднелетней температуре воздуха.

Испарение с оголенной поверхности почвы можно определить с достаточной точностью по формуле Тюрка, вводя дополнительный коэффициент K , учитывающий влажность грунта, т.е.:

$$E_0 = \frac{1}{16}(t+2)\sqrt{Q_{\text{сум}}}, \quad (2.3.2)$$

где

$$E_0 = \frac{1}{16}(t+2)\sqrt{Q_{\text{сум}}} \text{ при } t > 2, E_0 = 0 \text{ при } t \leq 2,$$

где r – сумма осадков за декаду, мм; E_0 – максимальная величина испарения; $Q_{\text{сум}}$ – суммарная радиация, поступающая на поверхность за декаду, кал/см²; ω_e – естественная влажность пород, доли единицы объема; ω_n – полная влагоемкость пород, доли единицы объема; ω_r – гигроскопическая влажность, доли единицы объема.

Для районов избыточного и достаточного увлажнения территории СССР разработан метод расчета норм испарения по температуре и влажности воздуха А.Р. Константиновым (1963). Этот метод позволяет по средним значениям температуры и влажности воздуха рассчитывать многолетние месячные и годовые величины испарения с окружающей метеорологическую станцию площади в несколько квадратных километров (рис. 2.11). В расчет должны приниматься данные метеостанций, типичные для окружающей территории.

Для определения средних многолетних годовых величин испарения для ограниченных по размерам участков суши можно применять также уравнение М.И. Будыко (1971):

$$E = \sqrt{\frac{R_0 r'}{L} \left(1 - L \frac{R_0}{rL}\right) th \frac{rL}{R_0}}, \quad (2.3.3)$$

где r – годовая норма осадков по материалам наблюдений в данном пункте, R_0 – средняя многолетняя годовая величина радиационного баланса для увлажненной поверхности¹. Отношение

¹ Берется по карте, составленной Н.А. Ефимовой (1962).

R_0/L ($L \approx 600$ кал/г – скрытая теплота испарения воды) выражает испаряемость, т.е. такое максимально возможное испарение с поверхности, которое при данных метеорологических условиях происходит с этой территории лишь при вполне достаточном ее увлажнении.

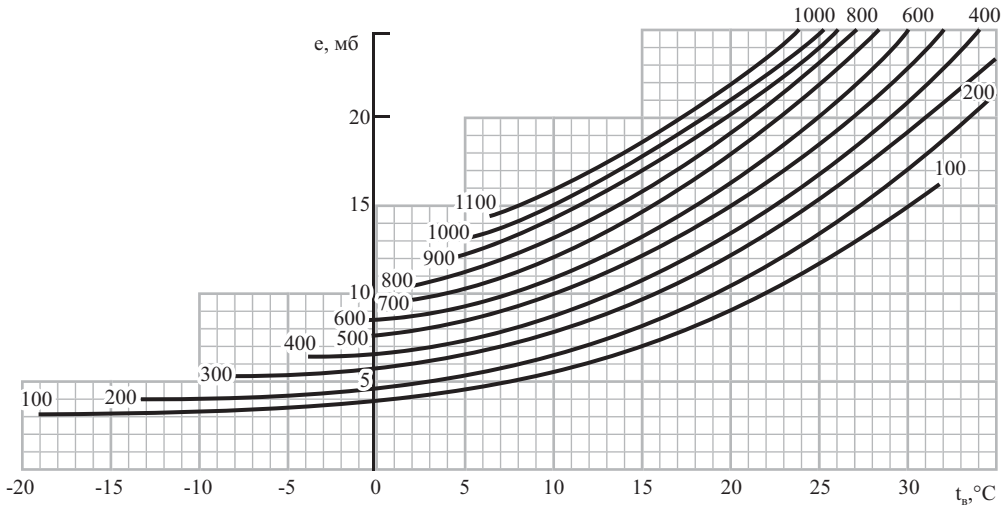


Рис. 2.11. Номограмма для вычисления среднегодового многолетнего испарения по среднегодовой температуре (t_g) и влажности (e) воздуха

Метод применим для условий естественно увлажненных поверхностей равнинной территории СССР без ограничения. Здесь условия естественного увлажнения поверхности учитываются в формуле (2.3.3) величиной осадков r , а различия в свойствах подстилающей поверхности, в том числе в растительном покрове, величиной радиационного баланса R_0 . При вычислении испарения можно пользоваться номограммой (рис. 2.12), средняя ошибка расчета по которой составляет около 17%.

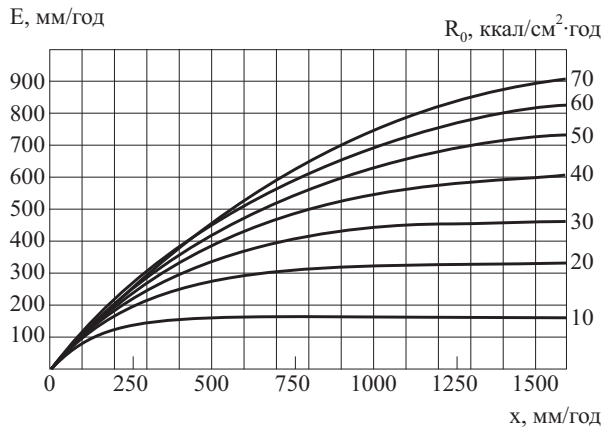


Рис. 2.12. Номограмма для вычисления среднегодового многолетнего испарения (E) по исправленным осадкам (x) и радиационному балансу увлажненной поверхности (R_0)

Изменение величины испарения в зависимости от широты местности и типа растительного покрова на территории СССР показано в *табл. 2.18*.

Расчет величины турбулентного теплообмена земной поверхности с атмосферой. Расчет турбулентного потока тепла P (кал/(см²·сут), основанный на теории турбулентности, предложен А.Р. Константиновым (1956). Исходная расчетная формула имеет вид:

$$P = a \cdot u_{\text{фл}} \left(1 + b \frac{t_n - t_a}{u_{\text{фл}}^2} \right) (t_n - t_a), \quad (2.3.4)$$

где $u_{\text{фл}}$ – средняя за месяц скорость ветра на высоте флюгера, м/сек; $T_{\text{в}}$ – среднемесячная температура воздуха (в психрометрической будке), °С; $T_{\text{п}}$ – среднемесячная температура поверхности почвы, °С, измеренная на метеостанции. Коэффициенты a и b в формуле (2.3.4) принимаются следующими:

- 1) для периода со снегом – $a = 4,0$; $b = 0,1$;
- 2) для периода без снега – $a = 6,0$; $b = 0,9$.

Таблица 2.18

Распределение суммарного испарения с поверхности суши E , мм, по месяцам*

Лес	Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Европейская территория СССР</i>														
Хвойный	68	0	1,3	5,2	15,7	44,5	65,5	57,6	39,3	21,0	10,5	1,3	0	262
	66	0	1,5	6,0	17,9	50,7	74,5	65,5	44,7	23,8	11,9	1,5	0	298
	64	0	1,9	7,9	99,6	63,9	94,0	87,7	56,4	30,1	15,0	1,9	0	376
	62	0	2,2	8,8	26,4	75,0	110,0	96,8	66,0	35,2	17,6	2,2	0	440
	60	0	2,4	9,7	29,2	83	122	107	73	39	19	2	0	486
Смешанный и лиственный	58	0	2,5	10	30	85	125	110	75	40	20	2,5	0	500
	56	2,5	5	15	44	89	99	89	64	44	25	15	2,5	494
	54	2,4	5	14	44	87	97	87	63	44	24	15	2	484
52	2,3	5	14	42	84	93	84	60	42	23	14	2	464	
<i>Западная Сибирь</i>														
Хвойный	0	0	3	15	48	75	72	51	27	9	0	0		300
	66	0	0	4	18	58	20	86	61	32	11	0	0	360
	64	0	0	4	21	67	105	101	71	38	13	0	0	420
	62	0	0	4	23	72	111	108	77	40	14	0	0	450
	60	0	0	5	24	75	118	113	80	42	14	0	0	470
Лиственный Лесостепь	58	0	0	5	25	78	123	118	83	45	15	0	0	420
	56	0	5	10	28	85	108	94	70	42	23	5	0	470
	54	0	4	9	26	69	101	88	66	40	22	4	0	440
<i>Восточная Сибирь и Дальний Восток</i>														
Северотаежный	66	0	0	2	8	29	85	74	48	16	3	0	0	265
	64	0	0	3	9	31	91	80	51	17	3	0	0	285
	62	0	0	3	10	33	98	85	55	19	3	0	0	305
	60	0	0	3	10	35	102	90	58	19	3	0	0	320
Средний и южнотаежный	58	0	2	6	19	51	77	74	54	26	10	2	0	320
	56	0	2	6	19	49	74	71	52	25	9	2	0	309
	54	0	2	6	19	49	74	71	52	25	9	2	0	310

* Составлена Е.И. Несмеловой по работам:

- 1) «Карта годового испарения» (E , мм). «Материалы междуведомств. совещ. по проблеме изуч. и обосн. мат. расчета испарения». Валдай, 1966
- 2) «Труды ГГИ», 1968, вып. 151

Сумма P за месяц получается умножением суточной его величины на число календарных дней в месяце.

Расчет турбулентного теплообмена рекомендуется производить так же, как и при расчетах испарения для репрезентативных станций, наблюдения которых типичны для окружающей территории. Применять формулу (2.3.4) для сильнопересеченной местности нецелесообразно.

Примерное распределение величины P по территории СССР представлено в **табл. 2.19**.

При производстве мерзлотной съемки и составлении мерзлотного прогноза можно пользоваться наиболее простой зависимостью:

$$P = K(t_n - t_b), \quad (2.3.5)$$

где K – коэффициент турбулентного теплообмена между породой почвой и атмосферой, ккал/(м²·°С·ч).

Величина K может быть определена при съемке из уравнения радиационно-теплового баланса, если его составляющие получены путем непосредственных измерений в поле, т.е.:

$$K = \frac{R - LE - B}{t_n - t_o}. \quad (2.3.6)$$

Коэффициент K следует определять для каждого типа ландшафта.

Таблица 2.19

Турбулентный теплообмен и его распределение в СССР, ккал/(см ² ·мес) (по данным «Атласа теплового баланса», 1963)													
	Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XI
Европейская территория	68	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0
	66	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0
	64	0	0	0	0	1	2	2	1	1	0	0	0
	62	0	0	0	0	1	2	2	1	1	1	0	0
	60	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0
	58	0	0	0	0	1	1	3	1	1	1	0	0
	56	0	0	0	0	1	2	3	2	1	1	0	0
	54	0	0	0	1	1	3	3	3	2	1	0	0
52	0	0	0	1	2	4	4	4	3	2	1	0	0
Западная Сибирь	68	0	0	0	0	0	2	2	2	1	0	0	0
	66	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0
	64	0	0	0	0	1	2	1	1	1	0	0	0
	62	0	0	0	0	1	2	1	1	1	1	0	0
	60	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0
	58	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0
	56	0	0	0	1	2	2	3	2	1	1	0	0
	54	0	0	0	1	2	3	3	2	1	1	0	0
52	0	0	0	2	2	4	4	3	2	1	0	0	
Восточная Сибирь и Дальний Восток	68	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0
	66	0	0	0	0	0	2	1	1	1	0	0	0
	64	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0	0
	62	0	0	1	1	1	2	1	1	1	1	0	0
	60	0	0	1	1	2	2	2	1	1	1	0	0
	58	0	0	1	1	2	2	2	1	1	1	0	0
	56	0	0	1	1	2	2	2	2	1	1	0	0
	54	0	0	1	1	2	2	2	2	1	1	0	0
52	0	0	1	1	2	2	2	2	1	1	0	0	

Расчет величины теплооборота в почве и горных породах. Теплообороты в почве за полгода, по В.А. Кудрявцеву, определяются уравнением (см. гл. IV):

$$B = \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{n}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_{\phi})}, \quad (2.3.7)$$

где A_0 – амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности пород (физическое ее значение в °С); T – период, равный году, час; λ – теплопроводность пород, Вт/м·К (ккал/м·ч·°С); C – объемная теплоемкость пород, Вт ч/м³·К (ккал/м³·°С); Q_{ϕ} – теплота фазовых превращений воды в породах, Вт ч/м³ (ккал/м³); ξ – глубина сезонного промерзания (оттаивания) пород, м; A_{cp} – средняя амплитуда в слое сезонного промерзания (оттаивания), °С, определяемая по формуле (4.1.3); ξ_{2c} определяется по формуле (4.1.5).

Из приведенного уравнения видно, что величина теплооборота B зависит от континентальности климата (через A_0), от высотной поясности и широтной зональности (через t_2). Существенным является то, что теплообороты в большой степени зависят от теплофизических характеристик грунта и от фазовых переходов воды при промерзании и оттаивании, чем и определяется влияние геологических факторов (генезис, строение и состав пород, гидрогеологические условия) на формирование теплооборотов.

ГЛАВА III

КОНДУКТИВНЫЙ И КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ИХ ПРОМЕРЗАНИЕ И ОТТАИВАНИЕ

§ 1. Температурное поле в горных породах, теплообмен и теплообороты

В верхних слоях горных пород, подвергающихся резким тепловым воздействиям, температура служит активным и изменяющимся параметром, характеризующим тепловое состояние пород и его изменения.

Распределение температур в горных породах называется температурным полем. В породах оно полностью определено, если известны значения температуры (t) во всех точках горной породы в каждый заданный момент времени (τ), т.е. если известна функция $t(x, y, z, \tau)$.

Если положение поверхностей равных температур не изменяется во времени, то температурное поле называют стационарным. Если же $t'(x, y, z, \tau) \neq 0$, то положение поверхностей равных температур изменяется в пространстве и времени и температурное поле называют нестационарным.

На практике о температурном поле в породах чаще всего судят по данным наблюдений в скважинах, в которых температура измеряется через определенные интервалы по глубине (z) и в известные моменты времени (τ). Можно строить три вида температурных кривых: 1) температура в зависимости от глубины в различные моменты времени ($t = f(z)_{\tau = \text{const}}$) (рис. 3.1); 2) изменение температуры в зависимости от времени на данной глубине ($t = f(\tau)_{z = \text{const}}$) (рис. 3.2); 3) изменение глубины данной изотермы в зависимости от времени ($z = f(\tau)_{t = \text{const}}$) (рис. 3.3). Последний вид кривых часто называют термоизоплетами.

Судить однозначно о распределении и изменении температур в объеме горных пород по измерениям температуры в одной вертикальной скважине можно тогда, когда известно, что изотермические поверхности расположены горизонтально (перпендикулярно скважине или параллельно дневной поверхности). В этом случае задача о распределении температур становится одномерной.

Если же изотермические поверхности изогнуты и не перпендикулярны скважинам, то для их определения нужно измерять температуру не менее чем в трех близких друг к другу скважинах, не лежащих на одной прямой.

Окончательный выбор необходимого количества скважин в общем случае определяется геологическими и географическими условиями на данном участке. Интенсивность изменения температуры в направлении нормали к изотермическим поверхностям ($\partial t / \partial n$, где n – нормаль к изоповерхности) называется градиентом температуры. Градиент температуры, обусловленный потоком тепла, идущим из недр Земли к поверхности, называется геотермическим градиентом. Величина, обратная геотермическому градиенту, называется геотермической ступенью. Геотермическая ступень показывает, на каком расстоянии по вертикали температура изменяется на 1°C .

Температурные поля в породах устанавливаются в результате теплообмена последних с окружающей средой (атмосферой). Теплообмен выражается уравнением теплового баланса, связывающим приход, превращение и расход энергии. Численно теплообмен выражается количеством энергии, превращающейся из одной формы в другую в данном объеме породы за рассматриваемый промежуток времени.

В климатических зонах Земли, где происходят сезонные изменения прихода и расхода энергии, годовой период изменения температур в породах подразделяется на две части: полу-

период нагревания и полупериод охлаждения. Количество тепла, приходящего в породу за полупериод нагревания и уходящего из нее за полупериод охлаждения, называется **теплооборотом** в породе.

С этими теплооборотами в средних и северных широтах самым тесным образом связаны процессы промерзания и протаивания пород, которые описываются нелинейными уравнениями тепло и массообмена.

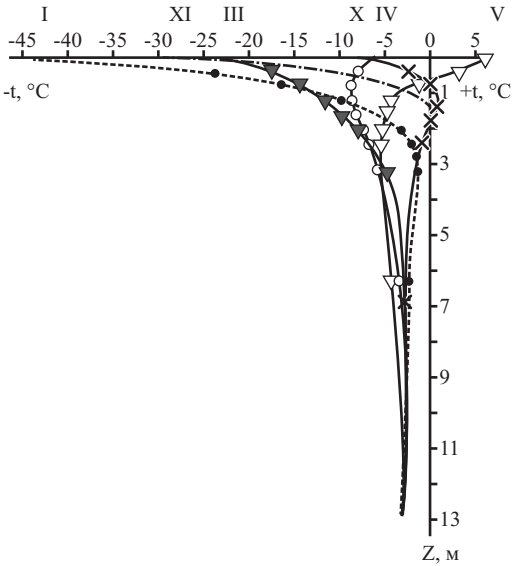


Рис. 3.1. Кривые изменения температур пород в зависимости от глубины в различные моменты времени

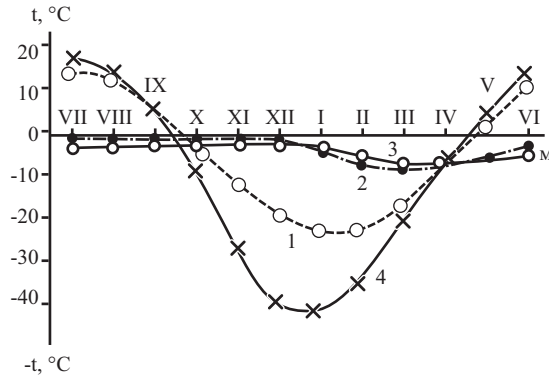


Рис. 3.2. Кривые изменения температур пород в зависимости от времени на глубинах: 1 – 0,4 м; 2 – 2 м; 3 – 2,4 м; 4 – воздуха

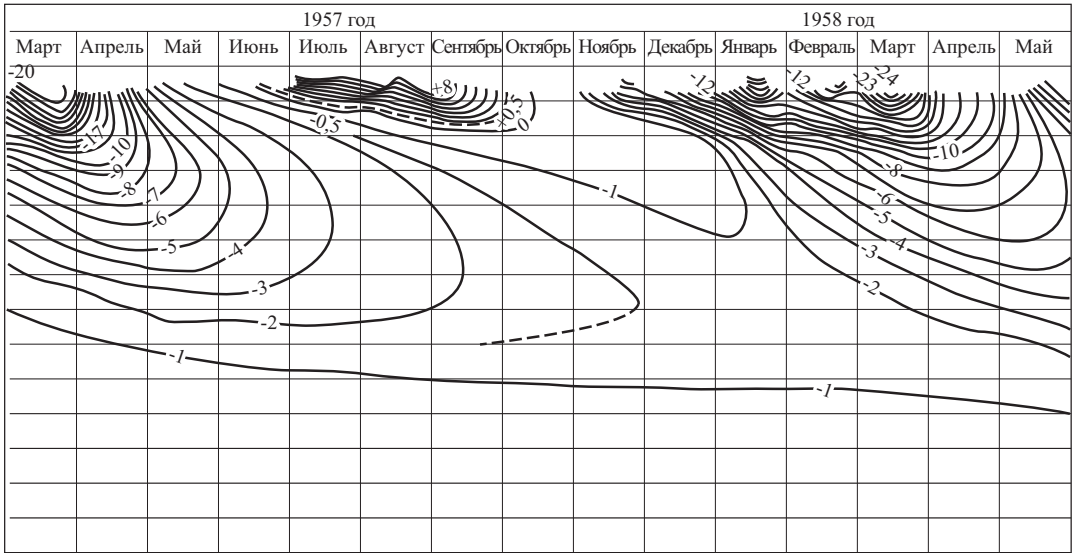


Рис. 3.3. Кривые изменения температур пород по разрезу во времени (термоизоплеты)

§ 2. Уравнение теплопроводности

Процессы теплопроводности (диффузии, фильтрации) описываются уравнениями с частными производными 2-го порядка параболического типа. Для простоты рассмотрим процесс распространения температуры в стержне, теплоизолированном с боков и достаточно тонком, так что в любой момент времени температуру во всех точках поперечного сечения можно считать одинаковой (одномерная задача теплопроводности). Для нахождения уравнения, которому удовлетворяет $t(z, \tau)$, сформулируем физические закономерности, определяющие процессы распространения тепла.

Свойство теплопроводности. Если температура тела неравномерна, в нем возникают тепловые потоки, направленные от точек с более высокой температурой к более низкой. Количество тепла, протекающее через сечение z за промежуток времени $(\tau, \tau + d\tau)$, равно

$$dQ = qF d\tau, \quad (3.2.1)$$

где $q(z, \tau) = -\lambda(z) \partial t / \partial z$ – плотность теплового потока, равная количеству тепла, проходящего в единицу времени через единицу площади F (м^2). Здесь λ – коэффициент теплопроводности стержня, зависящий от материала. Знак минус объясняется тем, что теплоток направлен в сторону понижения температуры. Отсюда количество тепла Q (ккал), протекающее за промежутки времени (τ_1, τ_2) через сечение z , равно

$$Q = -F \int_{\tau_1}^{\tau_2} \lambda(z) \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial z} d\tau.$$

Свойство теплоемкости. Количество тепла, необходимое для нагревания тела на Δt °С, равно $Q = C_0 \gamma v \Delta t$, где C_0 – удельная (на единицу веса) теплоемкость тела, γ – его плотность, v – объем.

Если изменение температуры различно на разных участках или стержень неоднороден, то

$$Q = F \int_{z_1}^{z_2} C_0(z) \gamma(z) \Delta t(z) dz.$$

Источники тепла. Внутри тела может выделяться или поглощаться тепло (например, при радиоактивном распаде, химических реакциях и т.д.), которое характеризуется плотностью тепловых источников $\omega(z, \tau)$ в любой точке z в момент τ . В результате действия источников на участке (z_1, z_2) за время (τ_1, τ_2) выделится (поглотится) количество тепла

$$Q = F \int_{\tau_1}^{\tau_2} \int_{z_1}^{z_2} \omega(z, \tau) dz d\tau.$$

Уравнение Фурье, описывающее процесс теплопроводности в одномерной задаче, имеет вид

$$C_0(z, t) \gamma(z, t) \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(z, t) \frac{\partial t}{\partial z} \right] - \omega(z, \tau). \quad (3.2.2)$$

В частном случае однородной среды без внутренних источников уравнение (3.2.2) запишется в наиболее простом виде:

$$\frac{\partial t(z, \tau)}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial z^2},$$

где $a^2 = \lambda / C_0 \gamma$ коэффициент температуропроводности. В дальнейшем объемную теплоемкость $C_0 \gamma$ будем обозначать C .

Уравнение распространения тепла в пространстве (трехмерная задача) записывается аналогично. При этом

$$C \frac{\partial t(x, y, z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda(x, y, z, t) \frac{\partial t}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\lambda(x, y, z, t) \frac{\partial t}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(x, y, z, t) \frac{\partial t}{\partial z} \right] + \omega(x, y, z, \tau)$$

или в простейшем случае

$$\frac{\partial t(x, y, z, \tau)}{\partial \tau} = a^2 \Delta t, \tag{3.2.3}$$

где $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ - оператор Лапласа

Постановка краевых задач. Для выделения единственного решения уравнения теплопроводности необходимо к уравнению присоединить краевые (начальные и граничные) условия. Начальное условие состоит в задании значений функции $t(z, \tau)$ в начальный момент τ_0 . Граничные условия различаются в зависимости от температурного режима на границах. В мерзлотоведении обычно рассматриваются три типа граничных условий:

- I рода, когда задана температура на границах, например $t(l, \tau) = \varphi_1(\tau)$, причем $\varphi_1(\tau)$ задается в некотором промежутке $\tau_0 \leq \tau \leq \tau_1$; $\tau_1 - \tau_0$ – время исследования процесса;
- II рода, когда на границе задано значение производной

$$\frac{\partial t}{\partial z}(l, \tau) = \varphi_2(\tau).$$

Это условие имеет место, если задается величина теплопотока во времени;

- III рода, когда задается линейная комбинация функции и производной

$$\frac{\partial t}{\partial z}(l, \tau) + at(l, \tau) = \varphi_3(\tau).$$

Это условие соответствует теплообмену по закону Ньютона на поверхности тела с окружающей средой, температура которой $\varphi_3(\tau)$ известна.

Важным частным случаем является теплообмен тела с окружающей средой путем излучения. При этом тепловой поток, получаемый поверхностью, пропорционален разности четвертых степеней абсолютных температур поверхностей, участвующих в теплообмене:

$$\frac{\partial t}{\partial z}(0, \tau) = \sigma \chi [t^4(0, \tau) - t^4(z, \tau)].$$

Здесь σ – постоянная Стефана – Больцмана, χ – постоянная, зависящая от способности тела поглощать лучистую энергию и от взаимного расположения облучаемого и излучаемого тел. Граничные условия на разных границах могут быть различных типов, так что число краевых задач велико. Часто используется также условие совершенного теплового контакта двух сред (многослойная среда) с неподвижными границами, которое заключается в непрерывности температуры и теплопотока

$$t(z_1 - 0, \tau) = t(z_1 + 0, \tau),$$

$$\lambda(z_1 - 0) \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z_1 - 0} = \lambda(z_1 + 0) \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z_1 + 0},$$

где z_1 – глубина контакта слоев.

§ 3. Температурные волны

Задача о распространении температурных волн в грунте без учета фазовых переходов является одним из первых примеров приложения математической теории теплопроводности, развинутой Фурье, к изучению явлений природы (Тихонов, Самарский, 1953).

Температура на поверхности грунта носит ярко выраженную периодичность (суточную, годовую или многолетнюю). Задача о кондуктивном распространении периодических колебаний температуры в грунте, т.е. определение периодически установившегося температурного режима, является задачей без начальных условий, так как при многократном повторении температурного хода на поверхности влияние начальной температуры падает и становится много меньше других факторов, которыми пренебрегают (например, неоднородностью грунта).

Рассмотрим решение задачи о периодически установившемся режиме для однородного полуограниченного стержня в области $z > 0$ (Тихонов, Самарский, 1966) при условии, что на поверхности задано

$$t(0, \tau) = t_0 + A \cos \omega \tau \quad (3.3.1)$$

или

$$t(0, \tau) = t_0 + A \sin \omega \tau, \quad (3.3.2)$$

где t_0 – средняя температура за период колебаний, $\omega = 2\pi/T$ – частота, A – амплитуда колебаний температуры на поверхности грунта, T – период.

Ограниченное решение поставленной задачи при условиях (3.3.1) или (3.3.2) соответственно имеет вид:

$$\begin{aligned} t(z, \tau) &= t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos\left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z\right); \\ t(z, \tau) &= t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \sin\left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z\right). \end{aligned} \quad (3.3.3)$$

Аналогично решается поставленная задача в случае ограниченного стержня, когда на нижней границе задается постоянная температура. При этом решение имеет более сложный вид. Если граничная функция представляет собой комбинацию гармоник разных частот или амплитуд, решение в силу линейности задачи получается суперпозицией решений, соответствующих отдельным гармоникам. Точно так же в случае, когда в среде задается постоянный градиент температуры, например геотермический градиент g град/м, решение задачи получается в виде

$$t(z, \tau) = t_0 + gz + Ae^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}}z} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\tau - \frac{z}{2} \sqrt{\frac{CT}{\pi \lambda}} \right).$$

На основании полученного решения Фурье вывел следующие зависимости для процесса распространения температурных волн в грунте. При периодических колебаниях температуры на поверхности в течение длительного времени в грунте устанавливаются колебания температуры с тем же периодом, причем:

1) амплитуда колебаний экспоненциально убывает с глубиной

$$A(z) = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}}} \quad (\text{первый закон Фурье}), \quad (3.3.4)$$

то есть при изменении глубины по закону арифметической прогрессии амплитуда изменяется по геометрической;

2) температурные колебания в грунте происходят со сдвигом фаз, пропорциональным глубине

$$\delta = \frac{1}{2} z \sqrt{\frac{CT}{\pi\lambda}} \quad (\text{второй закон Фурье}),$$

3) глубина проникновения температуры в грунт зависит от периода колебаний на поверхности. Для температурных колебаний с периодами T_1 и T_2 глубины z_1 и z_2 , на которых происходит одинаковое относительное изменение температуры, связаны соотношением

$$\frac{z_2}{z_1} = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}} \quad (\text{третий закон Фурье}).$$

Этот закон позволяет найти глубину проникновения колебаний с одинаковой амплитудой в зависимости от периода.

Из приведенного решения уравнения теплопроводности при периодических колебаниях температуры на поверхности земли вытекает еще ряд закономерностей, имеющих существенное значение в мерзлотоведении.

Из (3.3.4) следует, что

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{A_\xi} \quad (3.3.5)$$

где ξ – мощность слоя грунта, на поверхности которого амплитуда колебания температур равна A_0 и на его подошве некоторой $A_\xi = A(\xi)$.

В случае годовых колебаний температур при $A_\xi = \varepsilon$, где ε – точность измерения (обычно $\varepsilon \leq 0,1^\circ\text{C}$), в пределах которой можно принять, что колебания при $z > \xi$ практически затухают, ξ является глубиной распространения годовых колебаний температур (глубиной «нулевых» годовых амплитуд). Из (3.3.5) следует, что глубина нулевых годовых амплитуд увеличивается с возрастанием A_0 , λ и T и уменьшается с ростом C .

Выражение (3.3.4), описывающее затухание амплитуд с глубиной, позволяет определить годовые теплообороты в слое грунта мощностью ξ . Из (3.3.3) следует, что при периодических колебаниях температура в слое грунта мощностью ξ изменяется в пределах от минимальной до максимальной или на удвоенную величину амплитуды колебаний (**рис. 3.4**).

Отсюда следует, что в слое мощностью ξ теплообороты за полупериод Q_0 равны

$$Q_0 = 2 \left(A_0 - A_\xi \right) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}},$$

Введя понятие средней амплитуды (A_{cp}) для слоя мощностью ξ , выражение для Q_0 можно записать в виде

$$Q_0 = 2CA_{cp}\xi. \quad (3.3.6)$$

Отсюда, используя (3.3.5), получим

$$A_{cp} = \frac{A_0 - A_\xi}{\ln \frac{A_0}{A_\xi}}. \quad (3.3.7)$$

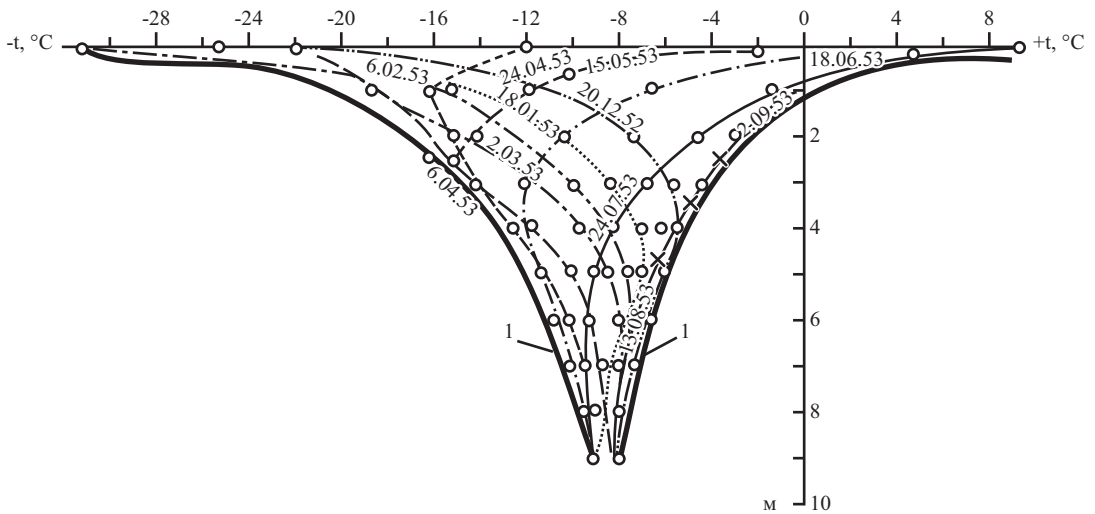


Рис. 3.4. Температурные кривые за год и их огибающие (1)

При определении годовых теплооборотов принималось, что температура за год на каждой глубине в рассматриваемом слое мощностью ζ изменяется на удвоенную величину колебаний температуры $2A_\zeta$, т.е. по огибающим, изображенным на рис. 3.4. Очевидно, что огибающие представляют собой фиктивные кривые, поскольку максимальная и минимальная температура достигает разных глубин разновременно. В силу этого теплообороты по огибающим являются существенно завышенными по сравнению с теплооборотами, проходящими через поверхность в почву Q_n .

Для определения последних воспользуемся формулой (3.3.3).

При периодических колебаниях за один полупериод отмечается приход тепла в почву, за другой – расход. При этом теплотокки меняют знак. В годовом балансе при периодически установившемся режиме приход равен расходу.

Найдем выражение для градиента температуры на поверхности в любой момент времени. Для этого, дифференцируя (3.3.3) по глубине и подставляя $z = 0$, получим (без учета геометрического градиента):

$$\left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=0} = -\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} A_0 \left(\cos \frac{2\pi}{T} \tau \mp \sin \frac{2\pi}{T} \tau \right). \quad (3.3.8)$$

Приравнявая (3.3.8) к нулю, получим для граничных условий (3.3.2) два момента инверсии знака теплотокков за годовой цикл:

$$\tau_1 = \frac{3}{8}T \quad \text{и} \quad \tau_2 = \frac{7}{8}T.$$

В случае (3.3.1) аналогично имеем

$$\tau_1 = \frac{1}{8}T \quad \text{и} \quad \tau_2 = \frac{5}{8}T.$$

Окончательно приходная (расходная) часть теплотокков за полный цикл будут равны

$$Q_n = \sqrt{2} (A_0 - A_\zeta) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}.$$

При сравнении полученных выражений для теплооборотов по огибающим Q_0 с проходящими через поверхность Q_n видно, что Q_0 больше действительных теплооборотов Q_n в $\sqrt{2}$ раз.

Величина теплооборотов за произвольный промежуток времени получается аналогично при соответствующей подстановке пределов интегрирования.

С помощью A_{cp} выражение для теплооборотов через поверхность почвы для слоя ξ принимает вид

$$Q_n = \sqrt{2} A_{cp} C \xi. \quad (3.3.9)$$

Очевидно, что изложенная теория справедлива при распространении тепла в сухом однородном грунте, без учета фазовых переходов превращения воды.

§ 4. О природе асимметрии огибающих годовых колебаний температуры и о глубине распространения колебаний в толщах (массивах) пород

Годовые или многолетние колебания температуры на поверхности земли с достаточной точностью могут быть представлены в виде гармонической функции. При отсутствии фазовых превращений указанные колебания в периодически установившемся режиме распространяются согласно законам Фурье. При вертикальной оси колебания (без учета геотермического градиента) отклонения от нее в обе стороны одинаковы и огибающие представляют собой симметричную фигуру.

При наличии сезонно-промерзающего (оттаивающего) слоя ход изменения температуры на его подошве с определенным приближением может быть аппроксимирован гармонической функцией с амплитудой (A_z) и среднегодовой температурой грунта (t_z). При равных λ_T и λ_M t_z совпадает со среднегодовой температурой на поверхности (t_0), в противном случае t_z отличается на величину температурной сдвижки (см. гл IV, §2).

Вместе с тем при рассмотрении данных метеостанций по наблюдению за температурным режимом почвы в ряде случаев, как известно, отмечается существенная асимметричность огибающих температурных кривых. В частности, при сезонном промерзании (оттаивании) почвы та из огибающих, которая находится в области отрицательных (положительных) температур, располагается значительно ближе к средней, чем другая огибающая (рис. 3.5). Наиболее резко указанная асимметрия проявляется при значительной влажности пород. Асимметрия огибающих при промерзании (оттаивании) пород вполне закономерна и целиком объясняется процессами фазовых превращений воды.

Физический смысл асимметрии огибающих температурных кривых при наличии сезонно-промерзающего (оттаивающего) слоя при $\lambda_T = \lambda_M$ хорошо иллюстрируется (рис. 3.6). На нем изображен ход изменения глубины сезонного промерзания (оттаивания) грунта ξ и температуры на подошве слоя промерзания (оттаивания) t_z во времени T в годовом цикле. На рисунке хорошо видно наличие отмеченной еще М.И. Сумгиным более 90 лет назад так называемой «нулевой завесы», связанной с фазовыми переходами воды в слое промерзания (оттаивания). Там же представлен ход изменения температуры во времени на той же глубине для случая «сухого» грунта, когда фазовые переходы воды отсутствуют. В последнем случае рассматриваемая термоизоплета подчиняется гармоническому закону, огибающие симметричны относительно среднегодовой температуры грунта и амплитуда A_z на любой глубине z определяется в соответствии с (3.3.4) из следующего выражения:

$$A_z = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{KT}}},$$

где A_0 – амплитуда колебаний температуры на поверхности почвы, °С; K – коэффициент теплопроводности, м²/час; T – период (год), час.

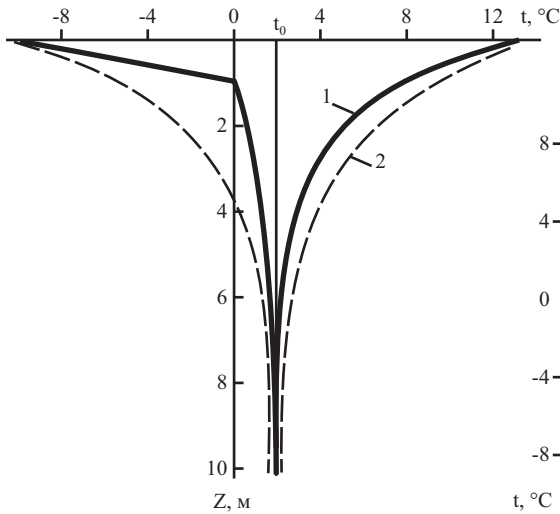


Рис. 3.5. Асимметричность огибающих температурных кривых при сезонном промерзании с учетом фазовых переходов воды (1) и в случае «сухого» грунта (2)

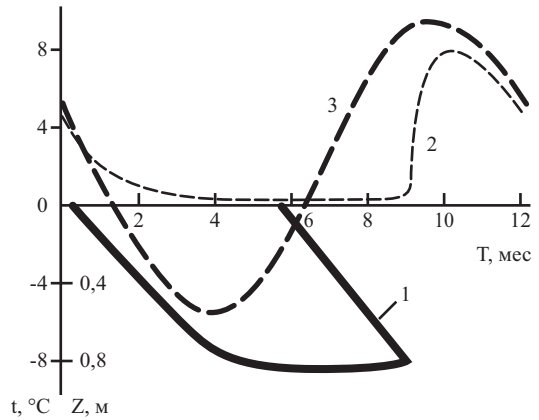


Рис. 3.6. Динамика глубины сезонного промерзания (оттаивания) грунта (1) и температуры на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) в годовом цикле (2) и при отсутствии фазовых переходов воды (3)

При сезонном промерзании (оттаивании) с фазовыми переходами воды имеет место более резкое затухание температур с глубиной, которое наиболее ярко проявляется для ветви, захватывающей область отрицательных (положительных) температур (см. рис. 3.6). В силу того что при фазовых превращениях воды ход температуры на подошве слоя промерзания (оттаивания) не описывается гармонической функцией, t_{cp} нельзя рассматривать как среднее арифметическое между максимальной и минимальной температурой на этой глубине в течение года. Поэтому в качестве t_{ξ} необходимо, вообще говоря, принимать среднеинтегральное значение по графику температур на этой глубине за год с учетом нулевой завесы (см. рис. 3.6). Однако, как следует из результатов математического моделирования глубин сезонного промерзания (оттаивания), при $\lambda_T = \lambda_M$ указанная среднеинтегральная величина практически совпадает со среднегодовой температурой на поверхности и на подошве слоя годовых колебаний (t_{cp}), т.е. $t_{\xi} = t_0 = t_{cp}$ (при малых значениях геотермического градиента g °C/м).

Согласно первому закону Фурье (3.3.4), глубина распространения годовых колебаний температуры в горных породах определяется двумя факторами – коэффициентом теплопроводности и величиной амплитуды на поверхности земли. Справедливость закона соблюдается в средах без источников и стоков тепла. При наличии процесса промерзания (оттаивания) фазовые переходы воды существенно искажают экспоненциальную закономерность. В этом случае глубину распространения годовых колебаний температуры (H) следует рассматривать как сумму: $H = \zeta + h$, где h – глубина распространения годовых колебаний температуры, считая от подошвы слоя ζ^1 . Глубина ζ определяется по формуле (4.1.9) и соответствующим номограммам (гл. 4, § 1). Глубина h в области сезонного промерзания может быть рассчитана по формуле (3.3.4), так как фазовые переходы воды в этом слое отсутствуют. В этом случае глубина $h(z)$ бу-

¹ В дальнейшем для сокращения будут употребляться следующие выражения: глубина ζ , слой ζ – глубина, слой сезонного промерзания (или оттаивания).

дет определяться амплитудой годовых колебаний температуры на подошве сезонномерзлого слоя (A_ξ) и теплофизическими характеристиками пород в слое h .

При отсутствии асимметрии температурных кривых A_ξ должна равняться t_ξ . В этом случае при расчете h в (3.3.4) вместо A_0 подставляется t_ξ и вместо $A_h - 0,1^\circ\text{C}$ (точность измерения температуры).

Расчет глубины распространения годовых колебаний температуры в горных породах (Пример 2)

Рассчитать глубину H , если в процессе мерзлотной съемки на участке были получены следующие данные: $t_\xi = +3^\circ\text{C}$, $A_0 = 15^\circ\text{C}$, глубина сезонного промерзания пород составляет $\xi_{\text{пр}} = 1,8$ м. Верхняя часть разреза до глубины 18–20 м представлена аллювиальными супесями, коэффициент теплопроводности которых $K^1 = 0,003$ м²/час.

Решение 1. В случае симметрии огибающих температурных кривых, когда $A_\xi = t_\xi$, глубина распространения колебаний температуры равна:

$$H = \xi + h; \quad h = \ln \frac{t_\xi}{0,1} \sqrt{\frac{KT}{\pi}};$$

$$h = \ln \frac{3,0}{0,1} \sqrt{\frac{0,003 \cdot 8760}{3,14}} \approx 9,8 \text{ м.}$$

Следовательно, $H = 1,8 + 9,8 = 11,6$ м.

Расчет глубины распространения годовых колебаний температуры в многолетнемерзлых породах осложняется тем, что в слое h в диапазоне отрицательных температур в среднем от $1/2t_\xi$ до $2/3t$ происходят фазовые переходы незамерзшей влаги ζ (рис. 3.7). Влияние этого процесса весьма значимо в тонкодисперсных породах со среднегодовой температурой выше -3°C . Глубина распространения колебаний в этих случаях может быть меньше на 20–50% и более (например, в торфяниках), чем в низкотемпературных породах.

Глубина распространения годовых колебаний температуры в породах подчиняется географической широтной зональности. Последняя представлена на (рис. 3.8). При движении из южных областей к северу появляется сезонное промерзание почвы, глубина которого возрастает по мере приближения к южной границе области распространения многолетнемерзлых пород, где она достигает своего максимума. Здесь сезонное промерзание переходит в сезонное оттаивание. При дальнейшем продвижении на север глубина последнего сокращается.

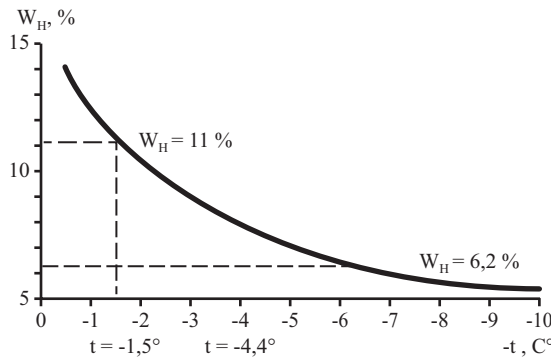


Рис. 3.7. График зависимости w_n от температуры для суглинка

¹ $K = \lambda/C_p$, в гл. III К соответствует a^2 .

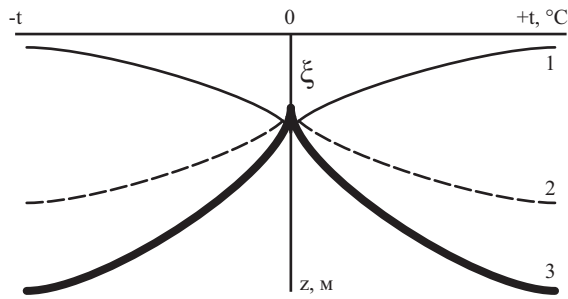


Рис. 3.8. Широтная зональность: 1 – глубина сезонного промерзания и оттаивания пород, 2 – глубина потенциального сезонного промерзания и оттаивания, 3 – глубина распространения годовых колебаний температур

Качественно такая же закономерность наблюдается и для глубины распространения годовых колебаний температур. На юге и на севере, где среднегодовая температура резко отлична от нуля, глубины распространения годовых колебаний велики и достигают 15–20 и более метров. Вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород, при близких к нулю температурах, глубина распространения годовых колебаний ограничивается двумя-тремя метрами ниже по подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания). Это можно иллюстрировать данными по району г. Салехарда (рис. 3.3).

Из анализа закономерностей распространения температурных колебаний в грунтовом массиве следует, что в области многолетнемерзлых пород глубина H при прочих равных условиях всегда будет меньше, чем в области сезонного промерзания. Это связано с фазовыми переходами воды, происходящими под влиянием годовых колебаний температуры в толще многолетнемерзлых пород, подстилающих слой сезонного оттаивания.

§ 5. Определение среднегодовой температуры пород на глубине годовых нулевых амплитуд (t_h) по единовременному замеру температуры в скважине

Определение глубины распространения годовых колебаний температуры позволяет определить на глубине нулевой годовой амплитуды ($A_h = 0,1^\circ\text{C}$) значение среднегодовой температуры пород по единовременным замерам ее в скважинах, а также определить необходимую глубину картировочных скважин при геокриологической съемке.

Определение t_h без учета геотермического градиента (Пример 3а)

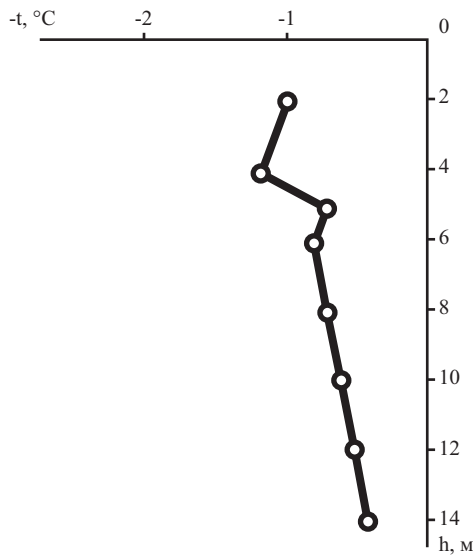
При мерзлотной съемке в скважине глубиной 14 м был изучен разрез отложений (alQ_3) и отобраны образцы пород для определения их влажности, плотности и других свойств. Характеристика пород в разрезе по скважине приведена в табл. 3.1. Глубина сезонного оттаивания пород на участке достигает 2,9 м.

После выстойки скважины была измерена температура пород, изменение которой по глубине приведено на рис. 3.9.

Решение. Для нахождения среднегодовой температуры пород на глубине нулевой годовой амплитуды по единовременному замеру температуры в скважине целесообразно пользоваться уравнением Фурье (3.3.4), применяя его для слоя годовых колебаний температуры (h) ниже слоя ξ . Решается задача методом подбора. С температурной кривой, построенной по данным измерений, снимаются значения температуры (t) на предполагаемой глубине h , отсчитанной от подошвы слоя ξ . Значения t и h подставляются в формулу (3.3.4). Расчет повторяется до тех пор, пока выбранные значения не обеспечат тождества. При этом допускается, что $A_\xi = |t_\xi|$, и не учитываются фазовые переходы в слое h .

Таблица 3.1

Характеристика пород по разрезу в скважине					
Интервал глубин, м	Порода	Суммарная влажность ω , %	Объемный вес скелета породы γ , кг/м ³	Коэффициент теплопроводности мерзлой породы λ , Вт/(м·К)	Объемная теплоемкость породы C , Вт·ч/(м ³ ·К)
0,0–5,7	Песок мелкозернистый кварцевый	15	1800	2,1	500
5,7–8,1	Супесь тяжелая пылеватая	28	1460	1,6	400
8,1–14,0	Супесь легкая	23	1580	1,7	450

Рис. 3.9. К определению t_h по единовременному замеру температуры в скважине

1. Так как разрез отложений имеет трехслойное строение, то для нахождения t_h необходимо определить средневзвешенные значения λ и C , по которым затем следует рассчитать коэффициент температуропроводности K слоя h . При расчете средневзвешенных величин для слоя h исключается слой $\zeta = 2,9$ м. Для нахождения средневзвешенного значения находится сумма произведений параметров конкретных слоев на их мощность и полученная сумма делится на общую мощность всех слоев:

$$\lambda_{\text{ср.бз}} = \frac{2,1 \cdot 2,8 + 1,6 \cdot 2,4 + 1,7 \cdot 5,9}{11,1} \approx 1,8 \text{ Вт/(м·К)},$$

$$C_{\text{ср.бз}} = \frac{500 \cdot 2,8 + 400 \cdot 2,4 + 450 \cdot 5,9}{11,1} \approx 450 \text{ Вт·час/(м}^3\text{·К)},$$

$$K = \frac{\lambda_{\text{ср.бз}}}{C_{\text{ср.бз}}} = \frac{1,8}{450} = 0,004 \text{ м}^2\text{/час.}$$

2. Принимаем, что $H = 10$ м, тогда t_H на этой глубине в соответствии с *рис.* 3.9 равна $0,6^\circ\text{C}$. Делаем необходимые подстановки в уравнение (3.3.4):

$$H = \xi + \sqrt{\frac{KT}{\pi}} \ln \frac{t}{0,1}; \quad 10 = 2,9 + \sqrt{\frac{0,004 \cdot 8760}{3,14}} \ln \frac{0,6}{0,1}.$$

Получаем, что $10 \neq 2,9 + 3,35 \cdot 1,8$, т.е. глубина распространения годовых колебаний не равна 10 м, а среднегодовая температура не соответствует $-0,6^\circ\text{C}$.

3. Принимаем, что $H = 9$ м. На этой глубине $t = -0,65^\circ\text{C}$. При подстановке получаем, что $9 = 2,9 + 3,35 \cdot 1,87$, т.е. $9 = 9,1$, что можно принять за тождество.

Следовательно, в данном случае глубина распространения годовых колебаний температуры в мерзлых песках и супесях достигает 9 м, а среднегодовая температура на этой глубине $t_h = -0,65^\circ\text{C}$.

Определение t_h с учетом геотермического градиента (Пример 3б)

Геотермический градиент, очевидно, может быть определен из уравнения:

$$g = \frac{t_{h_1} - t_h}{h_1 - h},$$

где t_h – среднегодовая температура на подошве слоя годовых колебаний температуры h ; t_{h_1} – температура пород на некоторой глубине h_1 (h_1 должна быть больше h не менее чем на 10 м).

В соответствии с градиентом среднегодовая температура на подошве слоя сезонного оттаивания при известной t_{h_1} будет равна:

$$t_\xi = t_{h_1} - (t_{h_1} - t_h) \frac{h_1}{h_1 - h}.$$

Принимая условие, что на подошве слоя ξ $A\xi = t_\xi$, можно записать:

$$h = \sqrt{\frac{KT}{\pi}} \cdot \ln \frac{\left| t_{h_1} - (t_{h_1} - t_h) \frac{h_1}{h_1 - h} \right|}{0,1}.$$

Поэтому, имея температурную кривую на момент исследования в скважине, можно методом подбора значений t и h найти значение t_h .

Так, например, при проведении мерзлотной съемки на участке I надпойменной террасы, сложенной до глубины 37 м толщей аллювиальных супесей с коэффициентом температуропроводности (K), равным $0,0036 \text{ м}^2/\text{час}$, в скважине было получено при одновременном замере следующее распределение температур (*табл.* 3.2). На основании данных *табл.* 3.2 принимаем, что $h_1 = 25$ м, и тогда $t_{h_1} = -0,8^\circ\text{C}$. Предположим затем, что $h = 10$ м и $t_h = -1^\circ\text{C}$, и проверяем, дадут ли эти значения тождество при подстановке их в уравнение для h :

$$10 = \sqrt{\frac{0,0036 \cdot 8760}{3,14}} \ln \frac{\left| -0,8 - (-0,8 + 1,0) \frac{25}{15} \right|}{0,1}; \quad 10 = 3,2 \ln \frac{\left| -0,8 - 0,2 \cdot 1,7 \right|}{0,1}; \quad 10 = 3,2 \ln \frac{1,14}{0,1},$$

т.е. $10 \neq 3,2 \cdot 2,43$.

Задаемся новым значением h по *табл.* 3.2: $h = 8$ м, тогда $t_h = -1,1^\circ\text{C}$.

Таблица 3.2

Распределение температуры в скважине											
Глубина, отсчитанная от подошвы слоя ξ , м	1	2	3	4	5	6	8	10	15	20	25
Температура, °С	-0,1	-0,3	-0,6	-0,7	-0,9	-1,1	-1,1	-1,0	-1,0	-0,9	-0,8

Проверяем наличие тождества:

$$8 = 3,2 \cdot \ln \left| \frac{-0,8 - 0,3 \frac{25}{17}}{0,1} \right|; \quad 8 = 3,3 \ln \frac{1,25}{0,1};$$

$8 \approx 8,1$, т.е. практически имеем тождество.

Таким образом, получаем, что среднегодовая температура пород на глубине h равна $-1,1^\circ\text{C}$.

§ 6. Определение конфигурации мерзлого массива и температурного поля в нем с помощью решения стационарной задачи теплопроводности

Конфигурация мерзлого массива и его термический режим находятся в определенной закономерной связи с условиями теплообмена на поверхности и потоком тепла из недр земли. Основная трудность решения данной задачи, особенно в многомерном случае, состоит в существенной нестационарности температурного поля и в первую очередь в слое сезонного промерзания и оттаивания. Вместе с тем в связи с многолетними колебаниями температуры на поверхности температурное поле ниже слоя годовых колебаний так же нестационарно и на любой глубине изменяется за любой отрезок времени. Однако амплитуда многолетних колебаний температуры значительно меньше амплитуд ее годовых колебаний. С целью упрощения задачи Д.В. Редозубов предположил, что ниже слоя годовых колебаний температурное поле практически стационарно.

Исходя из этого Д.В. Редозубов (1959) предложил простой метод «терморазведки на мерзлоту», опирающийся на решение задачи Дирихле (первая краевая задача), т.е. решение стационарной задачи теплопроводности при граничных условиях I рода. Указанный метод позволяет приближенно определить конфигурацию многолетнемерзлого массива и температурное поле в нем, пользуясь данными по неглубоким скважинам и известной температурой на достаточно большой глубине (или известным геотермическим градиентом в данном районе). Учет геотермического градиента производится по принципу суперпозиции, так как задача в такой постановке линейна.

Исключение слоя с резко нестационарным температурным полем приводит к необходимости введения ограничивающей поверхности, где задается распределение температур, неизменное во времени (но зависящее от координат в случае двух-трехмерной задачи). Ограничивающая поверхность выбирается в зависимости от рельефа поверхности. Наиболее простым случаем формы ограничивающей поверхности является плоскость, а в двумерной задаче – прямая, ограничивающая полуплоскость. В последнем случае стационарное температурное поле для однородной полуплоскости $-\infty < x < \infty$, $z > 0$ определяется решением уравнения Лапласа

$$\frac{\partial^2 t(x, z)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t(x, z)}{\partial z^2} = 0 \quad (3.6.1)$$

$$\text{при условии } t(x, 0) = \varphi(x), \quad (3.6.2)$$

где $z = 0$ – уравнение ограничивающей поверхности, $\varphi(x)$ – заданное распределение температуры на ней.

Как известно, решение указанной задачи описывается интегралом Пуассона:

$$t(x, z) = \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\varphi(s) ds}{(s-x)^2 + z^2}. \quad (3.6.3)$$

В случае учета потока тепла из недр земли, используя суперпозицию решений, имеем:

$$t(x, z) = gz + \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\varphi(s) ds}{(s-x)^2 + z^2}.$$

В ряде случаев вместо геотермического градиента удобнее задавать температуру на глубине h , которая должна быть значительно больше глубины распространения отрицательной температуры. Этому условию удовлетворяют данные глубоких скважин, причем практически $t(x, h)$ мало зависит от формы рельефа и условий на ограничивающей поверхности.

В результате задача сводится к решению уравнения (3.6.1) для полосы, ограниченной линиями $z = 0$ и $z = h$ (рис. 3.10, а), при условии (3.6.2), а также:

$$t(x, h) = \varphi(x), \quad (3.6.4)$$

Последняя задача решается с помощью конформного преобразования в комплексной области.

Сначала конформно отображают полосу шириной h в полосу шириной π с помощью преобразования:

$$\omega = p + iq = \frac{\pi}{h}(x + zi),$$

а затем, используя отображающую функцию

$$v = a + ib = e^{\omega} = e^{\frac{\pi}{h}(x+iz)},$$

в полуплоскость с положительным значением b .

Соотношение между исходным и окончательным контурами устанавливается по формулам:

$$a = e^{\frac{\pi}{h}x} \cos \frac{\pi}{h}z, \quad b = e^{\frac{\pi}{h}x} \sin \frac{\pi}{h}z, \quad (3.6.5)$$

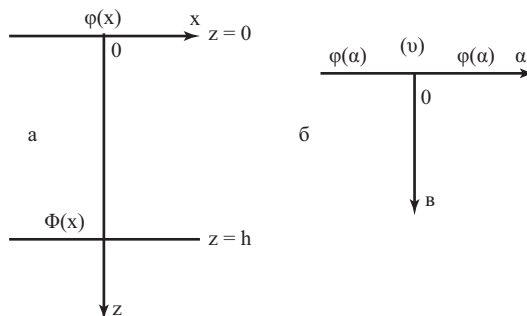


Рис. 3.10. К решению задачи Дирихле: а – для слоя мощностью h в координатах x, z ; б – для полуплоскости в координатах a и b

Как легко видеть из (3.6.5), границы исходной полосы при этом перейдут в действительную ось плоскости v (рис. 3.10, б), причем линия $z = 0$ перейдет в полупрямую $b = 0$, а линия $z = h$ – в полупрямую $b = 0, a < 0$.

В результате в области τ решением поставленной задачи будет

$$t(a, b) = \frac{b}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mu(s) ds}{(s-a)^2 + b^2}, \quad (3.6.6)$$

где $\mu(a)$ есть изображение функций $\varphi(x)$ и $\psi(x)$ после преобразования на соответствующих интервалах оси $b = 0$. Найдя $t(a, b)$ и заменив a и b через x и z , получим формулу для расчета исходного стационарного температурного поля.

В случае когда $\varphi(x)$ описывается на разных участках различными формулами, по формулам (3.6.5) необходимо найти новые интервалы этих участков после отображения в (v) и разбить (3.6.6) на сумму соответствующих интегралов. При этом интегрирование (3.6.6) производится без труда и однотипно для всех участков с аналогичным видом $\mu(a)$. Расчет подобной задачи в случае, если ограничивающая поверхность является ломаной, более сложен и производится с использованием преобразования Кристоффеля – Шварца.

Двумерные схемы непосредственно применимы, в частности, к исследованию стационарных полей в вертикальных разрезах, перпендикулярных рекам и вытянутым полосам стока. В тех же случаях, когда краевые условия на ограничивающей поверхности (плоскости) зависят от обеих координат и, следовательно, определяют пространственное температурное поле, решение задачи существенно затрудняется. Наиболее доступным является случай, когда температура на ограничивающей плоскости неизменна внутри концентрических окружностей с радиусами R_i и температурами T_i между ними, $i = 1, 2, \dots, n$. В этом случае решение в любой точке вертикальной оси имеет вид

$$t(0, 0, z) = gz + T_1 + \sum_{i=2}^n \frac{(T_i - T_{i-1})z}{\sqrt{R_{i-1}^2 + z^2}}.$$

Подобные распределения температур характерны для округлых водоемов, замкнутых депрессий и отдельных понижений на участках сливающейся мерзлоты.

К числу недостатков предложенной Д.В. Редозубовым схемы относится неучет неоднородности среды и внутренних источников тепла. Кроме того, абстрагирование, связанное с принятой стационарной схемой, не учитывает многолетнего изменения климата, в результате чего «терморазведка на мерзлоту» может лишь ориентировочно указать расположение нижней границы мерзлых пород без учета динамики ее во времени (аградации или деградации мерзлоты).

В последнее время метод Д.В. Редозубова для отдельных случаев был успешно применен при расчете предельной чаши оттаивания под сооружениями в районах распространения многолетнемерзлых толщ.

§ 7. Формулировка задачи о промерзании и оттаивании пород

Промерзание (оттаивание) влажного грунта является сложным термодинамическим процессом, протекающим в неоднородной капиллярно-пористой среде. Задача о динамике этого процесса во времени относится к числу наиболее сложных задач математической физики. Основной трудностью решения указанной задачи является необходимость учета изменения агрегатного состояния и теплофизических характеристик среды, в результате чего задача становится нелинейной. Кроме того, при промерзании одновременно с изменением температурного поля

имеет место массоперенос, вызванный перемещением влаги. В значительном числе случаев, когда при промерзании отсутствует интенсивное морозное пучение, связанное с влагопереносом, для практических целей можно ограничить исследование процесса промерзания влажного грунта расчетом его теплового режима с учетом фазовых переходов воды. В силу того, что в зависимости от физических свойств грунта фазовые переходы могут происходить как полностью при температуре замерзания (грубодисперсные грунты), так и в спектре температур (тонкодисперсные), возможны две постановки задачи о промерзании без учета миграции.

Рассмотрим отдельно математическую формулировку каждой из указанных задач. Для простоты будем рассматривать двухфазную среду (одна подвижная граница раздела).

Здесь и ниже под фазой подразумевается зона, причем число подвижных границ всегда принимается на единицу меньше, чем число фаз. Поэтому под однофазной задачей будет пониматься задача в области с неподвижными границами при отсутствии фазовых переходов. Случай, когда имеется одна фаза, но одна или обе границы области исследования являются подвижными (например, задача об абляции), является частным случаем соответствующей многофазной задачи,

1. Постановка задачи о промерзании (оттаивании) однородного грунта с образованием границы раздела фаз (задача Стефана)

При переходе температуры грунта через критическое значение происходит скачкообразное изменение физического состояния грунта. На поверхности, где происходят фазовые переходы (подвижная граница раздела фаз), все время сохраняется температура плавления (затвердевания), которая без ограничения общности может быть принята равной нулю.

Принимается, что при движении границы раздела полностью выделяется теплота фазовых превращений воды (Q_{ϕ}). В каждой из двух зон (верхняя ограничена плоскостью $z = 0$, нижняя – снизу плоскостью $z = l$) искомые функции распределения температур в обеих зонах $t_i(z, \tau)$, $i = 1, 2$ удовлетворяют уравнению Фурье, причем краевые условия заданы.

Теплофизические характеристики в обеих зонах – теплопроводность λ , температуропроводность a^2 , влажность ω и плотность γ – постоянны и заданы. При переходе через границу раздела теплофизические константы изменяются скачкообразно. Изменением плотности теплопроводящей среды пренебрегают, процессы конвекции и лучеиспускания не рассматриваются.

Математическая формулировка одномерной задачи Стефана в случае двухфазной однородной среды следующая (Тихонов, Самарский, 1966).

В каждой зоне процесс описывается уравнением Фурье:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_1^2 \frac{\partial^2 t_1(z, \tau)}{\partial z^2} && \text{для } 0 < z < \xi(\tau), \\ \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_2^2 \frac{\partial^2 t_2(z, \tau)}{\partial z^2} && \text{для } \xi(\tau) < z < l \end{aligned} \right\} \quad (3.7.1)$$

с краевыми условиями (в случае первой краевой задачи)

$$\left. \begin{aligned} t_1(0, \tau) &= \Phi_1, \\ t_1(z, 0) &= \phi_1(z), && \text{при } 0 < z < \xi(0), \\ t_2(l, \tau) &= \Phi_2(\tau), \\ t_2(z, 0) &= \phi_2(z), && \text{при } \xi(0) < z < l, \\ \text{причем } \xi(0) &= \xi_0 > 0. \end{aligned} \right\} \quad (3.7.2)$$

На подвижной границе раздела фаз $z = \xi(\tau)$ выполняются условия

$$t_1[\xi(\tau), \tau] = t_2[\xi(\tau), \tau] \equiv t_0 = 0 \quad (3.7.3)$$

$$\lambda_1 \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi(\tau)} - \lambda_2 \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi(\tau)} = Q_\Phi \xi'(\tau) \quad (3.7.4)$$

Индексы 1 и 2 относятся соответственно к твердой и жидкой зонам, Q_Φ – теплота фазовых превращений воды в 1 м^3 грунта.

Условие (3.7.4), определяющее скорость продвижения фронта, не зависит от хода процесса промерзания или оттаивания, если в левой части первый член соответствует потоку в мерзлой зоне. При расчетах сезонного промерзания или протаивания за l принимают обычно глубину годовых колебаний температур.

В такой постановке задача, несмотря на линейность уравнений теплопроводности в каждой из зон, относится к классу нелинейных в смысле условий на подвижной границе раздела фаз (Стефан, 1889).

Указанное обстоятельство имеет огромное значение с точки зрения нахождения решения в различных условиях, поскольку в нелинейной задаче применение метода суперпозиции решений невозможно. В связи с этим любое изменение в краевых условиях приводит к необходимости повторного решения задачи в полном объеме. Так, например, решение задачи о промерзании при температуре поверхности, представляющей собой наложение нескольких колебаний, не может быть получено в виде линейной комбинации соответствующих решений для каждого из колебаний.

При расчетах сезонного или многолетнего промерзания (оттаивания) процесс, как правило, сводится к многофронтной задаче. В этом случае задача Стефана записывается следующим образом. Пусть при $\tau = 0$ имеет место n -фазная среда, $n \geq 2$. При этом число подвижных границ $n - 1$. В каждой из зон ($i = 1, 2 \dots n$) рассматриваются уравнения:

$$\frac{\partial t_i(z, \tau)}{\partial \tau} = a_i^2 \frac{\partial^2 t_i}{\partial z^2}, \xi_{i-1}(\tau) < z < \xi_i(\tau), \tau > 0 \quad (3.7.5)$$

при заданных граничных (на неподвижных границах) $t_1(0, \tau) = \Phi_0(\tau)$, $t_n(l, \tau) = \Phi_n(\tau)$ и начальных условиях $t_i(z, 0) = \varphi(z)$, $\xi_{i-1}(0) < z < \xi_i(0)$,

На подвижных границах раздела фаз выполняются условия

$$t_i[\xi_i(\tau), \tau] = t_{i+1}[\xi_i(\tau), \tau] = 0, \quad (3.7.6)$$

$$\lambda_i \frac{\partial t_i}{\partial z} \Big|_{z=\xi_i(\tau)} - \lambda_{i+1} \frac{\partial t_{i+1}}{\partial z} \Big|_{z=\xi_i(\tau)} = (-1)^{i+1} Q_i \xi_i'(\tau). \quad (3.7.7)$$

В случае если первая зона талая, в последнем условии правая часть берется с противоположным знаком.

2. Постановка задачи о промерзании (оттаивании) пород с учетом незамерзшей воды (с образованием зоны промерзания)

В реальных грунтах свободная влага замерзает при некоторой температуре, близкой к 0°C , а связанная – в некотором диапазоне отрицательных температур согласно кривой незамерзшей воды (рис. 3.11). Без ограничения общности в качестве температуры начала замерзания можно принять 0°C .

При промерзании грунта образуется зона промерзания, в которой наряду с незамерзшей при данной температуре водой имеются и кристаллы льда. Границей раздела этой зоны с талыми по-

родами является нулевая изотерма, т.е. подвижная граница раздела фаз. В зоне промерзания происходит непрерывное выделение тепла фазовых переходов воды в количестве, пропорциональном тангенсу угла наклона кривой льдовыделения $i(t)$ к оси температур и скорости охлаждения.

Таким образом, в зоне промерзания имеются непрерывно распределенные источники тепла:

$$\omega(z, t) = \mu \frac{\partial i(z, t)}{\partial \tau} = \mu \frac{\partial i(z, t)}{\partial t} \frac{\partial t}{\partial \tau}$$

(вывод формулы приведен в книге В. С. Лукьянова, М. Д. Головки, 1957). Здесь $\mu = 92800$ Вт·ч/м³ – теплота замерзания 1 м³ воды.

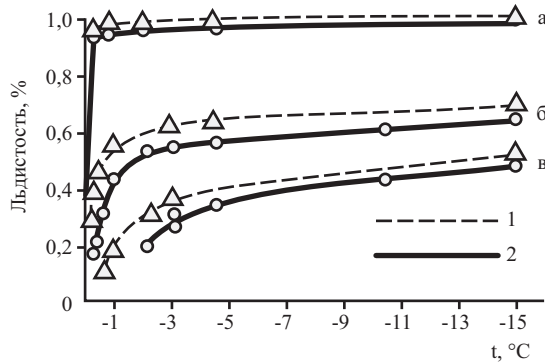


Рис. 3.11. Кривые замерзания (льдистости) (1) и оттаивания (2) типичных дисперсных пород по З.А. Нерсесовой: а – песок; б – суглинок; в – глина

Аналогично обстоит дело и при оттаивании. Существенно, что поскольку с понижением температуры льдистость повышается, то $i'(t) < 0$.

Вместе с тем на границе раздела фаз, где температура всегда постоянная и равна температуре начала фазовых переходов, происходят фазовые превращения свободной воды подобно описанному ранее при рассмотрении задачи Стефана. Если естественная влажность грунта равна ω , то количество свободной воды равно $\omega - \omega_n(0)$, где $\omega_n(t)$ – незамерзшая влага при температуре t , когда $t \leq 0$.

Таким образом, в случае промерзания (оттаивания) грунта в спектре температур теплофизические характеристики в обеих зонах при переходе через границу раздела фаз также меняются скачкообразно. Однако в промерзающей (оттаивающей) зоне в данном случае теплофизические характеристики существенно зависят от температуры¹.

Таким образом, в случае промерзания (оттаивания) грунта с учетом фазовых превращений незамерзшей воды в промерзающих зонах температурное поле описывается квазилинейным уравнением.

Для случая промерзания грунта в спектре отрицательных температур математическая формулировка задачи имеет вид (первая зона предполагается мерзлой) (Достовалов, Кудрявцев, 1969):

$$C_1(z, t) \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_1(z, t) \frac{\partial t_1}{\partial z} \right], 0 < z < \xi(\tau), \quad (3.7.8)$$

$$C_2(z) \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_2(z) \frac{\partial t_2}{\partial z} \right], \xi(\tau) < z < l. \quad (3.7.9)$$

¹ При этом предполагается, что при изменении льдистости количество незамерзшей воды практически остается неизменным.

На подвижной границе раздела

$$t_i[\xi(\tau), \tau] = 0, i = 1, 2, \quad (3.7.10)$$

$$\lambda_1[\xi(\tau), 0] \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)} - \lambda_2[\xi(\tau)] \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)} = Q_\Phi(\xi) \xi'(\tau). \quad (3.7.11)$$

Здесь $\lambda_1(z, t)$ – теплопроводность грунта в промерзающей зоне при температуре $t^\circ\text{C}$ и суммарной влажности $\bar{\omega}(t), \bar{\omega}(t) = \nu[\omega - \omega_{\text{н}}(t)] + \omega_{\text{н}}(t)$, ν – коэффициент объемного расширения при замерзании свободной воды; $Q_\Phi = \mu[\omega - \omega_{\text{н}}(0)]$ – теплота фазовых переходов свободной воды при промерзании (оттаивании) 1 м^2 породы, $C_1(z, t)$ – эффективная теплоемкость в промерзающей зоне, $\lambda_2(z), C_2(z)$ – соответственно теплопроводность и теплоемкость талого грунта в задаче Стефана. Здесь и ниже имеется в виду объемная влажность грунта.

§ 8. Краткий обзор частных решений задачи Стефана

Первая попытка решения задачи о теплопроводности с учетом выделения теплоты фазовых переходов на подвижной границе раздела фаз была осуществлена Ляме и Клайпейроном (1831). Ими рассматривалась задача об остывании первоначально расплавленного однородного шара при нулевой температуре на поверхности применительно к решению вопроса о затвердении земли. Впервые расчет глубины промерзания грунта был осуществлен Заальшютцом (1862), который получил простейшую формулу в случае нулевой начальной температуры грунта. В дальнейшем указанная формула получила известность как формула Стефана.

Огромный вклад в решение задачи, получившей в дальнейшем его имя, внес австрийский математик Стефан (1889). В частности, ему приписывают строгое решение автомодельной задачи для полуограниченной однородной среды (классическая задача Стефана).

В дальнейшем исходя из практических нужд интенсивное развитие получили приближенные методы решения задачи Стефана. Существенную роль сыграл здесь первый метод Л.С. Лейбензона (1931), примененный им для решения задачи о времени остывания нефтепровода. Он был использован в дальнейшем С.С. Ковнером (1936) при расчете времени промерзания шаров, И.А. Чарным (1940) к расчету замораживания грунта вокруг скважины, а также М.М. Крыловым (1934) и другими.

Большое значение с точки зрения использования на практике имеет формула, предложенная В.С. Лукьяновым и номографированная М.Д. Головкин (1955), в которой учтены теплообороты за счет теплоемкости в мерзлой зоне и утепление поверхности грунта с помощью изоляции.

На кафедре геокриологии разработаны формулы расчета глубин промерзания и теплооборотов при периодических колебаниях температуры на поверхности грунта (Кудрявцев, Меламед, 1963, 1965), которые подробно рассмотрены в гл. IV.

Огромное влияние на развитие вопроса и решение теоретических и практических задач, связанных с промерзанием и протаиванием грунта, оказали аналоговые вычислительные машины, из которых в первую очередь необходимо отметить гидроинтегратор системы В.С. Лукьянова.

В настоящее время широкое развитие получило решение одномерной одно- и многофронтной задачи Стефана в общем виде при произвольных краевых условиях: Л.И. Рубинштейн (1947); В.Г. Меламед (1957); Ф.П. Васильев (1964); А.Б. Успенский (1968) и т.д. Кроме того, существенное развитие получили методы решения автомодельной задачи в случае промерзания и оттаивания грунта в диапазоне температур (Меламед, 1963). Однако в связи со сложностью задачи численное решение ее с помощью перечисленных алгоритмов возможно лишь при применении электронных вычислительных машин.

§ 9. Решения задачи Стефана

1. Решение классической задачи Стефана

Классической задачей Стефана называют простейшую автомодельную одномерную задачу промерзания или оттаивания в однородной изотропной среде при постоянных – краевых условиях. Принимается, что температура на поверхности при $\tau = 0 + 0$ мгновенно изменяется и становится равной постоянной, отличной по знаку¹ от начального распределения. При этом появляется подвижная граница раздела фаз, скорость продвижения которой (наряду с температурными полями в обеих зонах) подлежит определению.

При указанных условиях задача о промерзании (оттаивании) сводится к решению уравнений (3.7.1), (3.7.3), (3.7.4) при краевых условиях

$$t_1(0, \tau) = T_1 = const, \quad (3.9.1)$$

$$t_2(z, 0) \equiv T_2 = const, z > 0, \xi(0) = 0. \quad (3.9.2)$$

В случае промерзания $T_1 < 0, T_2 \geq 0+0$, в случае оттаивания $T_1 > 0, T_2 \leq 0-0$.

Решение поставленной однофронтной задачи находится в виде (Тихонов, Самарский, 1953):

$$t_1(z, \tau) = A_1 + B_1 \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{a_1^2 \tau}} \right),$$

$$t_2(z, \tau) = A_2 + B_2 \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{a_2^2 \tau}} \right),$$

где $A_i, B_i, i = 1, 2$ – неизвестные постоянные, интеграл ошибок.

Очевидно, что функции $t_i(z, \tau), i = 1, 2$ удовлетворяют уравнению Фурье. Подставляя $t_i(z, \tau)$ в (3.7.3), получаем

$$A_1 + B_1 \operatorname{erf} \left(\frac{\xi(\tau)}{2\sqrt{a_1^2 \tau}} \right) = 0, \quad A_2 + B_2 \operatorname{erf} \left(\frac{\xi(\tau)}{2\sqrt{a_2^2 \tau}} \right) = 0, \quad (3.9.3)$$

Условия (3.9.3) выполняются при всех τ , что возможно лишь при условии

$$\xi(\tau) = \beta \sqrt{\tau}, \quad (3.9.4)$$

где β – некоторая постоянная.

В конечном счете решение задачи в случае промерзания сводится к отысканию корня уравнения, вытекающего из (3.7.11):

$$\lambda_1 \frac{T_1 e^{-\frac{\beta^2}{4a_1^2}}}{a_1 \operatorname{erf} \left(\frac{\beta}{2a_1} \right)} + \lambda_2 \frac{T_2 e^{-\frac{\beta}{4a_2^2}}}{a_2 \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\beta}{2a_2} \right) \right]} = -Q_\Phi \frac{\sqrt{\pi}}{2}. \quad (3.9.5)$$

¹ Температура фазовых превращений воды принимается равной нулю.

Существование положительного корня β этого уравнения при различных знаках T_1 и T_2 следует из того, что при изменении β от 0 до ∞ левая его часть непрерывно изменяется от $-\infty$ до $+\infty$, а правая – от 0 до $-\infty$. Единственность корня вытекает из того, что как левая, так и правая части (3.9.5) есть монотонные функции β . На основании этого нахождение β легко осуществить методом подбора.

Совершенно аналогично рассматривается автомодельная многофронтная задача. Доказательство существования и единственности решения такой задачи приведено в известной книге Л.И. Рубинштейна «Проблема Стефана» (1967).

Кроме того, если принять, что кривая незамерзшей воды имеет линейный вид, задача приводится к классической. При таком предположении эффективная теплоемкость остается константой. Очевидно, однако, что подобная попытка учета фазовых превращений воды является ограничительной с практической точки зрения. В то же время аппроксимация кривой незамерзшей воды несколькими звеньями ломаной приводит к системе трансцендентных уравнений, численное решение которых на практике крайне затруднительно.

2. Приближенные решения задачи Стефана

А. Формула Стефана для определения глубины сезонного и многолетнего промерзания (оттаивания) пород

В связи с тем, что численное решение трансцендентного уравнения (3.9.5) представляет некоторые трудности, для грубых ориентировочных расчетов часто применяется формула, в литературе называемая формулой Стефана (впервые, как указывалось выше, выведенная Заальшютцом).

Рассмотрим промерзание полуограниченной однородной среды, находящейся при температуре фазовых переходов $t(0) = 0$. В начальный момент времени на поверхности мгновенно задается и в дальнейшем поддерживается постоянная температура $T_1 < 0$.

В целях максимального упрощения принимается, что распределение температур в верхней зоне подчиняется прямолинейному закону. Отсюда следует, что в любой точке ее (в том числе и на границе раздела фаз со стороны верхней зоны) теплопоток равен $\lambda_1 T_1 / \zeta(\tau)$, где $\zeta(\tau)$ – глубина промерзания в произвольный момент времени τ .

Предположение, что в нижней зоне температура постоянная и равная 0°C , приводит к тому, что теплопоток снизу к границе раздела фаз при любых $\tau > 0$ равен 0. Тогда условие Стефана примет вид

$$\pm \lambda_1 \frac{T_1}{\xi(\tau)} = Q_\Phi \xi'(\tau).$$

Знак минус относится к случаю промерзания, знак плюс – к протаиванию. Отсюда, интегрируя по τ от 0 до произвольного τ_0 (при этом ζ изменяется от 0 до $\zeta(\tau_0)$, получим

$$\xi(\tau_0) = \alpha \sqrt{\tau_0}, \quad (3.9.6)$$

$$\text{где } \alpha = \sqrt{\frac{2\lambda_1 |T_1|}{Q_\Phi}}.$$

Полученное выражение можно переписать иначе в виде:

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_1 \Omega}{Q_\Phi}}, \quad (3.9.7)$$

где $\Omega = \tau |T_1|$ – сумма тепло- или морозоградусочасов.

Очевидно, что при практических расчетах, особенно когда $T_2 \neq 0$, полученные по формуле (3.9.6) результаты будут значительно завышены. Тем не менее в силу исключительной простоты на практике эта формула часто используется при прикидочных расчетах даже в случае переменной температуры на поверхности. Для этого необходимо лишь определить по эпюре сезонных температур величину Ω . Расчеты по (3.9.6) можно несколько уточнить, если имеются данные о глубине промерзания (протаивания) за определенный год на конкретной площадке, оголенной от снежного покрова. Действительно, пусть на указанный год известны $\Omega = \Omega_1$ и $\xi = \xi_1$. Тогда на любой другой год, когда $\Omega = \Omega_2$, соответствующая глубина промерзания (протаивания) на той же площадке может быть найдена согласно (3.9.7) в виде

$$\xi_2 = \xi_1 \sqrt{\frac{\Omega_2}{\Omega_1}}.$$

Б. Определение глубины сезонного и многолетнего промерзания (оттаивания) пород по методу Лейбензона

Идея этого метода, основанного на вариационных принципах, заключается в том, что распределение температур в обеих зонах задается в наиболее простом виде, но удовлетворяющем крайевым условиям задачи. Затем с помощью условия Стефана находится уравнение, описывающее изменение границы раздела $\xi(\tau)$.

Применительно к задаче Стефана рассматриваемый метод особенно эффективен. Это связано с тем, что теплообороты, идущие на фазовые переходы, значительно превышают неточности в теплооборотах, возникающих при искажении температурного поля внутри зон. Функции распределения температур в обеих зонах выбираются в наиболее простом виде с тем, чтобы условие Стефана интегрировалось в явном виде.

Рассмотрим приближенное решение классической задачи Стефана, которая описывается (3.7.1) при условиях (3.7.3), (3.7.4), (3.9.1), (3.9.2) методом Лейбензона для полуограниченного стержня. Распределение температур в обеих зонах принимается следующим:

$$t_1(z, \tau) = T_1 \left(1 - \frac{z}{\xi} \right),$$

$$t_2(z, \tau) = T_2 \operatorname{erf} \frac{z - \xi}{2\sqrt{a_2^2 \tau}}.$$

Очевидно, что при фиксировании ξ функции $t_i(z, \tau)$, удовлетворяют как уравнению теплопроводности, так и соответствующим крайевым условиям. Очевидно также, что

$$\left. \frac{\partial t_1}{\partial z} \right|_{z=\xi} = -\frac{T_1}{\xi}, \quad \left. \frac{\partial t_2}{\partial z} \right|_{z=\xi} = \frac{T_2}{\sqrt{\pi a_2^2 \tau}}.$$

В результате условие Стефана в этом случае примет вид (верхний знак соответствует промерзанию, нижний – оттаиванию):

$$\pm \left(-\lambda_1 \frac{T_1}{\xi} - T_2 \sqrt{\frac{\lambda_2 C_2}{\pi \tau}} \right) = Q_{\Phi} \xi'. \quad (3.9.8)$$

Решением уравнения (3.7.1) при условии $\xi(0) = 0$ является:

$$\xi(\tau) = \beta \sqrt{\tau}, \quad (3.9.9)$$

где β – const – положительный (по физическому смыслу) корень квадратного уравнения, к которому сводится (3.9.8) при подстановке (3.9.9):

$$\mp \frac{\lambda_1 T_1}{\beta} \mp T_2 \sqrt{\frac{\lambda_2 C_2}{\pi}} = \frac{1}{2} Q_\Phi \beta.$$

В результате, учитывая знаки T_1 и T_2 при промерзании и протаивании, имеем

$$\beta = \sqrt{\mp \frac{2\lambda_1 T_1}{Q_\Phi} + \frac{T_2^2 \lambda_2 C_2}{\pi Q_\Phi^2} \mp \frac{T_2}{Q_\Phi} \sqrt{\frac{\lambda_2 C_2}{\pi}}} \quad (3.9.10)$$

Очевидно, что полученное решение является обобщением рассмотренной выше формулы Стефана. Поэтому, как и следовало ожидать, в частном случае при $T_2 = 0$ из (3.9.10) следует формула Стефана (3.9.6). При $T_2 \neq 0$ величина β заведомо меньше α , определяемой (3.9.6). Это согласуется с физической картиной, так как при $T_2 \neq 0$ движение границы раздела затрудняется потоком тепла из нижней зоны, зависящим от величины T_2 .

Используя метод Лейбензона, аналогичным образом можно получить приближенное решение задачи о скорости промерзания (оттаивания) и динамике температурного поля вокруг бесконечного кругового цилиндра, на стенках которого поддерживается постоянная температура T_1 . Данная задача представляет значительный интерес при приближенном расчете радиуса замораживающих колонок, чаши оттаивания вокруг подземных газо- и трубопроводов и т.д. Для простоты будем рассматривать случай, когда температура грунта вокруг цилиндра в начальный момент равна температуре начала фазовых превращений T_0 . Как известно, динамика температурного поля вокруг бесконечного цилиндра в осесимметричном случае (при этом температура зависит только от одной координаты – радиуса r) описывается уравнением

$$a^2 \left(\frac{\partial^2 t(r, \tau)}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial t(r, \tau)}{\partial r} \right) = \frac{\partial t(r, \tau)}{\partial \tau}, \quad (3.9.11)$$

в области $r_0 < r < R(\tau)$, где $R(\tau)$ – радиус замерзания (оттаивания) грунта вокруг цилиндра, r_0 – радиус цилиндра. Легко видеть, что условие Стефана в данной задаче имеет тот же вид, что и в рассмотренном выше случае стержня. Как и в предыдущей задаче, будем принимать $t(r, \tau)$ в следующем виде

$$t(r, \tau) = \frac{T_0 \ln \frac{r}{r_0} - T_1 \ln \frac{r}{R(\tau)}}{\ln \frac{R(\tau)}{r_0}}.$$

При этом $t(r, \tau)$ удовлетворяет (3.9.11) при $R(\tau) = \text{const}$, а также граничным условиям $t(r_0, \tau) = T_1$, $t(R(\tau), \tau) = T_0$. Искомая связь между временем τ и положением границы раздела $R(\tau)$ имеет вид

$$\tau = \frac{Q r_0^2}{2\lambda(T_0 - T_1)} F \left(\frac{R(\tau)}{r_0} \right), \quad (3.9.12)$$

$$\text{где } F(s) = s^2 \ln s - \frac{1}{2}(s^2 - 1).$$

Решение трансцендентного уравнения (3.9.12) не представляет затруднений. В результате для любых конкретных условий (т.е. при заданных r_0, λ, Q, T_1) из (3.9.12) при каждом фикси-

рованном времени промораживания (оттаивания) получаем соответствующее значение чаши промерзшего (оттаявшего) грунта. Легко видеть, что использование полученного приближенного решения в силу неучёта второй фазы дает в конкретных условиях результат с некоторым запасом, величина которого возрастает с увеличением (по модулю) начальной температуры грунта. Отметим, что в случае промерзания или оттаивания вокруг сферического источника задача легко сводится к рассмотренной выше задаче для стержня заменой $v = rt(r, \tau)$. Однако при этом краевые условия становятся пропорциональными величине r . Практически в (3.9.12) удобнее задавать R и находить τ .

В. Формула В.С. Лукьянова для определения глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород

Недостатком рассмотренных выше приближенных формул является неучёт теплоемкости в верхней зоне. В.С. Лукьянов предложил приближенную формулу, учитывающую как указанный фактор, так и наличие произвольного утепления поверхности грунта (снежный покров и различные изоляционные покрытия). Постановка задачи в этом случае отличается от рассмотренных выше также тем, что нижняя зона отбрасывается, а ее влияние заменяется теплопотоком q снизу к границе раздела. Теплоизоляция поверхности грунта заменяется введением термического сопротивления изоляции (без учета теплоемкости).

При этом как величина q , так и термическое сопротивление изоляции принимаются постоянными в течение рассматриваемого промежутка времени, равными осредненным значениям. Кроме того, учитывается коэффициент теплоотдачи с поверхности, принимаемый постоянным (равным $20 \text{ ккал/м}^2 \cdot \text{час} \cdot \text{град}$). В связи с этим в расчете используется толщина слоя грунта S , термическое сопротивление которого равно сумме термических сопротивлений слоя изоляции и теплоотдачи с поверхности. Распределение температур в верхней зоне принимается прямолинейным, температура поверхности – постоянной.

Поскольку при указанных предположениях задача сводится к трансцендентному уравнению, то М.Д. Головки разработал сетчатую номограмму, позволяющую легко находить его решение с достаточной для практики точностью. Обычно в расчетах по формуле В.С. Лукьянова при назначении усредненного за период теплопотока из нижележащих слоев к границе раздела используют карту изолиний, составленную авторами на основании обработки многолетних данных по большей части территории СССР. Подробно методика расчетов по этой формуле рассмотрена в работе В.С. Лукьянова и М.Д. Головки (1957). При всей ценности формулы В.С. Лукьянова и М.Д. Головки для инженерных расчетов некоторая неопределенность при назначении потока снизу к границе раздела является существенным недостатком.

§ 10. Методика приближенной оценки и прогнозирования геокриологических характеристик – среднегодовой температуры и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород

В настоящее время в связи с развитием компьютерных технологий и программного обеспечения возможно решение геокриологических задач практически любой сложности. Однако численное моделирование продолжает оставаться трудоемкой задачей, в основном в связи с необходимостью ручной обработки и ввода начальных и граничных условий в расчетную область для каждого варианта расчета. Кроме того, при численном математическом моделировании является труднодоступным количественное вычленение влияния на общий процесс теплообмена отдельных факторов. Поэтому разработка простых и достаточно точных аналитических методов расчета, позволяющих осуществить быструю оценку геокриологической ситуации в широком спектре изменения природных параметров и допускающих пофакторный анализ влияния последних, является актуальной задачей.

Предложены достаточно универсальные и сравнительно простые зависимости для расчета основных геокриологических характеристик – среднегодовой температуры пород и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород (Булдович, 2001, 2008). Предлагаемый метод основан на научных разработках В.А. Кудрявцева (Кудрявцев, 1954) о чрезвычайно важной роли величины теплооборотов в приповерхностных слоях геологического разреза в формировании геокриологической ситуации в условиях периодического установившегося температурного режима на дневной поверхности.

1. Однослойная расчетная схема

Мерзлые породы

В расчетной схеме (рис. 3.12) рассматривается массив однородных дисперсных влажных пород, на поверхности которых предполагается наличие различных теплоизолирующих покровов (снежный покров, напочвенные растительные покровы, искусственные покрытия), учитываемых в схеме как термические сопротивления, величина которых считается постоянной в течение летнего или зимнего сезонов. Смена свойств теплоизолирующих покровов (формирование и разрушение снежного покрова, изменение мощности и теплопроводности растительного покрова и др.) происходит скачкообразно и по времени совпадает с моментом изменения знака температуры дневной поверхности.

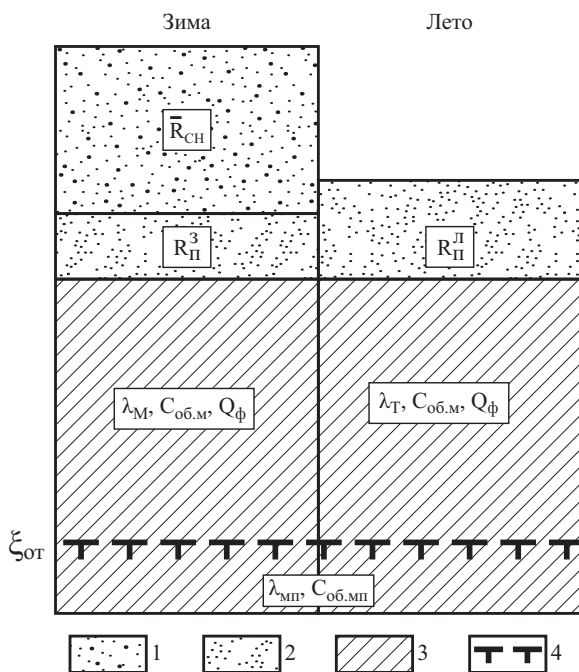


Рис. 3.12. Схематизация природных условий для определения геокриологических характеристик. Расчетная схема №1 – однослойное строение СТС: 1 – снежный покров; 2 – напочвенный «непромерзающий» покров; 3 – горные породы; 4 – нижняя граница слоя сезонного оттаивания пород; остальные обозначения в тексте

Количество тепла, ежегодно поглощаемое породами за теплый период года и уходящее из них в холодное время года, характеризует уровень теплообмена между породами и атмосферой. Основным свойством периодического установившегося режима колебаний температур в породах является равенство приходящего и уходящего количества тепла в годовом цикле. Таким

образом, под теплооборотом здесь и далее понимается суммарное количество тепла, проходящее через поверхность за весь теплый период с положительными температурами в подстилающие породы и такое же количество тепла, выходящее из пород в течение всего зимнего времени года с отрицательными температурами. Это тепло, характеризующее уровень внутригодового теплообмена пород с внешней средой, называется сезонным или годовым теплооборотом или просто теплооборотом.

Важно, что в данном случае имеется в виду именно результирующее количество тепла, прошедшее за сезон в одном направлении (летом – вниз, зимой – вверх). На протяжении одного сезона направление теплового потока может неоднократно меняться (суточные и короткопериодные инверсии знака теплопотока через поверхность), однако воздействия различных факторов на среднегодовую температуру пород определяются именно общим сезонным перемещением тепла в одном направлении.

Следствием разнонаправленного движения тепла через поверхность в разные сезоны года являются процессы промерзания, оттаивания и нагревания и охлаждения пород. На **рис. 3.13** показана структура составляющих теплооборота в породах. В конце зимнего периода, непосредственно перед началом лета, распределение температур в расчетной области показано кривой а – б – в (в точке «в» годовые колебания температур прекращаются). Температура на дневной поверхности в этот момент достигает 0°C, снежный покров скачкообразно разрушается, а термическое сопротивление зимнего напочвенного растительного покрова приобретает значение, характерное для летнего периода. С началом летнего периода с положительными температурами на поверхности начинаются процессы нагревания и оттаивания пород. В конечный момент летнего периода распределение температур соответствует кривой д – г – в.

Таким образом, результирующее количества тепла, прошедшее в породы за весь летний период (сезонный теплооборот), привело к следующим изменениям в приповерхностных слоях пород. Во-первых, мерзлые породы за теплый период оттаяли на глубину ζ , на что затрачена первая составляющая сезонного теплооборота в породах b_1 , равная произведению мощности СТС на объемную величину затрат тепла на фазовые переходы воды в породах $b_1 = \zeta Q_{\phi}$ (черный контур на схеме). Во-вторых, произошло нагревание мерзлых пород от отрицательной начальной температуры до нулевой температуры в пределах СТС и до новой отрицательной температуры (кривая г – в) в подстилающих породах. Эта теплоемкостная составляющая теплооборота в породах на схеме обозначена b_2 , ее величина равна произведению площади соответствующей фигуры между исходной и конечной температурными кривыми (светло-серый тон) на объемную теплоемкость мерзлых пород. Наконец, третья составляющая теплооборота в породах связана с нагреванием талых пород СТС от 0°C до положительных температур (темно-серый тон на схеме, обозначение b_3). В наиболее теплые отрезки летнего периода, особенно при суточных максимумах температур, нагрев пород СТС существенно превышает предзимние температуры (кривая д – г), однако при осеннем похолодании часть тепла, накопленного породами, уходит в атмосферу еще до начала зимы, и их температура понижается.

Затраты тепла на нагревание теплоизолирующих напочвенных покровов в связи с их относительной малостью в расчетной схеме не учитываются. Поэтому общий летний теплооборот равен сумме трех рассмотренных выше составляющих $B = b_1 + b_2 + b_3$.

С началом холодного периода после перехода температур на дневной поверхности через 0°C начинаются процессы промерзания и охлаждения пород, при этом тепло уходит в атмосферу уже через систему зимних покровов. В условиях периодически установившегося режима теплообмена к моменту окончания зимнего периода распределение температур вновь должно стать таким же, как и год назад, и соответствовать температурной кривой а–б–в. Таким образом, за зимний период породы теряют ровно то же количество тепла B (по абсолютной величине), что и поступило в породы летом.

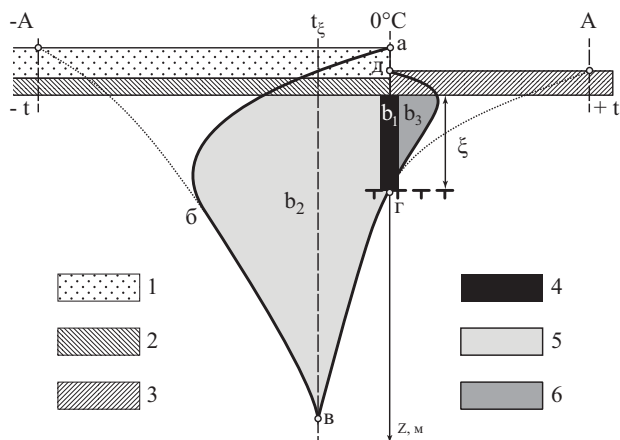


Рис. 3.13. Структура годового теплооборота в породах. 1 – снежный покров; 2 – напочвенный растительный покров в зимний период; 3 – напочвенный растительный покров летом; 4 – составляющая теплооборота, связанная с фазовыми переходами воды; 5 – емкостная составляющая теплооборота, формирующаяся при изменении температуры мерзлых пород; 6 – составляющая теплооборота, связанная с изменениями температуры талых пород в пределах СТС; остальные обозначения в тексте

Величина теплооборота определяется целым рядом факторов: теплофизическими свойствами пород (и соотношением этих параметров в талом и мерзлом состоянии), наличием и свойствами различных теплоизолирующих покровов на поверхности пород, характером сезонных изменений температуры на дневной поверхности (поверхности покровов). Наконец, теплооборот зависит от среднегодовой температуры пород и мощности сезонно-талого или сезонно-мерзлого слоев пород (СТС и СМС).

В свою очередь формирование этой среднегодовой температуры в значительной мере определяется величиной теплооборота в породах, поскольку от нее зависит температурный вклад всех температурообразующих факторов природной среды. Предлагаемая методика основана на анализе указанной взаимообусловленности между температурным режимом пород и уровнем годового теплообмена в них.

Основным условием установившегося мерзлотно-температурного состояния пород, как уже отмечалось, является внутригодовое равенство прихода и расхода тепла. Это обстоятельство позволяет определять значение теплооборота по любому из сезонов года – нагревания или охлаждения. Так, в случае многолетнемерзлых пород (ММП) удобнее находить указанную величину за время их сезонного оттаивания в летний период. При этом удастся избежать определения времени зимнего промерзания сезонно-талого слоя (СТС) и исследования весьма сложного процесса дальнейшего охлаждения мерзлых пород, что существенно упрощает расчетную схему.

При анализе температурного режима талых пород, наоборот, проще определять величину теплообмена пород с атмосферой за время сезонного промерзания пород в холодный период года. Ниже основное внимание уделено особенностям оценки геокриологических характеристик в области распространения ММП, однако применяемый подход может быть использован и для талых пород.

Плотность теплового потока через слой теплоизолирующего материала в любой момент времени τ составляет:

$$q(\tau) = \frac{t_{\text{п}}(\tau) - t_{\text{г}}(\tau)}{R_{\text{из}}}, \quad (3.10.1)$$

где $t_{\text{г}}(\tau)$ и $t_{\text{п}}(\tau)$ – температуры поверхности грунта и поверхности покрова (зимой – поверхности снега) соответственно; $R_{\text{из}} = h_{\text{из}}/\lambda_{\text{из}}$ – термическое сопротивление теплоизолирующего покрова на поверхности пород, $h_{\text{из}}, \lambda_{\text{из}}$ – соответственно мощность и теплопроводность покрова.

Из (3.10.1) можно найти общее количество тепла, проходящего через слой изоляции за весь летний период – т.е. сезонного теплооборота B :

$$B = \int_0^{\tau_{\text{л}}} q(\tau) d\tau = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - \Omega_{\text{л}}^{\text{г}}}{R_{\text{п}}^{\text{л}}}, \quad (3.10.2)$$

где $\Omega_{\text{л}}^{\text{г}}$ и $\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}$ – летние (положительные) суммы градусочасов на поверхности грунта и покрова соответственно; $R_{\text{п}}^{\text{л}}$ – суммарное сопротивление изоляции на поверхности пород в летнее время.

Из (3.10.2) получается выражение для определения разницы летних сумм градусочасов на верхней и нижней границах покрова в зависимости от величины годового теплооборота в породах:

$$\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - \Omega_{\text{л}}^{\text{г}} = BR_{\text{п}}^{\text{л}}, \quad (3.10.3)$$

Аналогичное выражение для зимнего периода будет:

$$\Omega_{\text{з}}^{\text{г}} - \Omega_{\text{з}}^{\text{п}} = (R_{\text{п}}^{\text{з}} + \bar{R}_{\text{сн}})B, \quad (3.10.4)$$

где $\Omega_{\text{з}}^{\text{г}}$ и $\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}$ – зимние суммы градусочасов на поверхности пород и покрова, берутся с отрицательным знаком; $R_{\text{п}}^{\text{з}}$ – термическое сопротивление напочвенных растительных и искусственных покровов в зимний период; $\bar{R}_{\text{сн}}$ – среднее за зимнее время термическое сопротивление снежного покрова.

Разница сумм градусочасов на поверхности в левой части уравнений (3.10.3 и 3.10.4), разделенная на длительность года T , равна величине изменения среднегодовой температуры поверхности грунта относительно таковой на дневной поверхности под влиянием конкретного покрова. Тогда температурные воздействия летнего и зимнего напочвенных покровов и снега соответственно будут равны:

$$\Delta t_{\text{п}}^{\text{л}} = -\frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - \Omega_{\text{л}}^{\text{г}}}{T} = -\frac{R_{\text{п}}^{\text{л}}B}{T}, \quad \Delta t_{\text{п}}^{\text{з}} = \frac{R_{\text{п}}^{\text{з}}B}{T}, \quad \Delta t_{\text{сн}} = \frac{\bar{R}_{\text{сн}}B}{T}. \quad (3.10.5)$$

Среднегодовая температура поверхности пород под покровами составит:

$$t_{\text{сп}}^{\text{г}} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \Omega_{\text{з}}^{\text{п}}}{T} + \Delta t_{\text{п}}^{\text{л}} + \Delta t_{\text{п}}^{\text{з}} + \Delta t_{\text{сн}} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \Omega_{\text{з}}^{\text{п}}}{T} + \frac{B}{T} (\bar{R}_{\text{сн}} + R_{\text{п}}^{\text{з}} - R_{\text{п}}^{\text{л}}). \quad (3.10.6)$$

Среднегодовая температура пород на подошве слоя сезонного оттаивания t_{ξ} отличается от таковой на их поверхности на величину так называемой температурной сдвижки Δt_{ξ} (это фундаментальное понятие введено в геокриологию В.А.Кудрявцевым), связанной с различием теплофизических свойств пород в талом и мерзлом состоянии. Путем приведения свойств талой зоны пород к свойствам мерзлой зоны (см. гл.IV, § 2), а также учитывая (3.10.4), можно получить выражение для определения величины этой сдвижки:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma}}{T} \left(\frac{\lambda_{\text{Г}}}{\lambda_{\text{М}}} - 1 \right) = \frac{(\Omega_{\text{Л}}^{\Pi} - BR_{\text{П}}^{\text{Л}})}{T} \left(\frac{\lambda_{\text{Г}}}{\lambda_{\text{М}}} - 1 \right), \quad (3.10.7)$$

где $\lambda_{\text{Г}}$, $\lambda_{\text{М}}$ – коэффициенты теплопроводности талых и мерзлых пород в пределах сезонно-талого слоя (СТС).

Добавляя (3.10.7) в (3.10.6), получим окончательное выражение для величины t_{ξ} в зависимости от значений теплооборотов в грунте, термических сопротивлений покровов и теплофизических свойств пород:

$$t_{\xi} = t^0 + B \frac{\rho}{T}, \quad (3.10.8)$$

$$t^0 = \frac{\alpha \cdot \Omega_{\text{Л}}^{\Pi} + \Omega_{\text{З}}^{\Pi}}{T}, \quad \rho = \bar{R}_{\text{СН}} + R_{\text{П}}^3 - \alpha \cdot R_{\text{П}}^{\text{Л}}, \quad \alpha = \frac{\lambda_{\text{Г}}}{\lambda_{\text{М}}},$$

где t^0 – среднегодовая температура на подошве СТС, которая сформировалась бы при полном отсутствии теплоизолирующих покровов на поверхности пород. Таким образом, зависимость среднегодовой температуры пород на подошве сезонно-талого слоя от величины годового теплооборота в породах имеет исключительно простой линейный характер.

Далее следует записать выражение для теплооборота в породах B , которое, как уже отмечалось, проще найти из рассмотрения летнего цикла сезонного оттаивания. Тепло, поступающее в породы в полупериод нагревания, расходуется на фазовые переходы плавления льда в пустотном пространстве пород, нагревание оттаявших пород и на отток тепла в подстилающие СТС мерзлые породы. Первая составляющая, связанная с поглощением тепла фазового перехода, равна:

$$b_1 = Q_{\text{ф}} \cdot \xi, \quad (3.10.9)$$

где $Q_{\text{ф}}$ – объемная теплота фазовых переходов в породах, ξ – глубина сезонного оттаивания.

Затраты тепла на нагревание талых пород учитываются обычным способом – они равны половине произведения среднелетней температуры на поверхности грунта на мощность СТС ζ и на объемную теплоемкость талых пород $C_{\text{об.т}}$ в пределах СТС. Среднелетняя температура поверхности грунта очевидно равна $\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma}/\tau_{\text{Л}}$, где $\tau_{\text{Л}}$ – длительность летнего периода. Выразив $\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma}$ из (3.10.3), получим окончательное значение затрат тепла на нагревание талых пород:

$$b_2 = \frac{C_{\text{об.т}} t_{\text{сл}}^{\Gamma}}{2} \xi = \frac{C_{\text{об.т}} \Omega_{\text{Л}}^{\Gamma}}{2\tau_{\text{Л}}} \xi = \frac{C_{\text{об.т}} (\Omega_{\text{Л}}^{\Pi} - BR_{\text{П}}^{\text{Л}})}{2\tau_{\text{Л}}} \xi. \quad (3.10.10)$$

И, наконец, часть тепла, проходящая через дневную поверхность в породы за летний период, расходуется на отток тепла в подстилающие мерзлые породы в процессе их сезонного нагревания. Точное определение указанной составляющей теплооборота приводит к неоправданному усложнению расчетных зависимостей, однако специально выполненное численное моделирование показывает, что в широком спектре изменения природных условий общий отток тепла в подстилающие мерзлые породы за теплый период года может быть принят равным:

$$b_3 = -t_{\xi} \mu, \quad \mu \cong 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{МП}} C_{\text{об.МП}} \tau_{\text{Л}}}, \quad (3.10.11)$$

где $\lambda_{\text{МП}}$, $C_{\text{об.МП}}$ – теплопроводность и теплоемкость мерзлых пород в подстилающих СТС мерзлых породах; $\tau_{\text{Л}}$ – длительность летнего периода. Теплофизические характеристики подстилающих мерзлых пород принимаются отличными от таковых для сезонно-оттаивающих пород,

поскольку даже при однородном геологическом строении слоя годовых теплооборотов влажность пород в СТС может иметь самые разные значения, а многолетнемерзлые подстилающие породы практически всегда водонасыщены.

Общая величина летнего теплооборота в породах (равная его зимнему значению) с учетом всех его составляющих (b_1, b_2, b_3) равна:

$$B = \frac{[(Q_\phi + \beta)\xi - t_\xi \mu]}{\left(1 + \frac{R_\Pi^{\text{л}}}{\Omega_\Pi^{\text{л}}} \beta \xi\right)}, \quad \beta = \frac{\Omega_\Pi^{\text{л}} C_{\text{об.т.}}}{2\tau_\Pi}. \quad (3.10.12)$$

В этом уравнении отражена связь величины теплооборота в породах одновременно с двумя геокриологическими характеристиками – среднегодовой температурой пород t_ξ и мощностью СТС ξ .

Для определения величины используется простейшая формула Стефана, однако она здесь применяется с важными дополнениями. Для случая, когда температура ММП близка к 0°C , а затраты тепла на нагревание оттаявших пород в пределах СТС не учитываются, эта формула, как известно, имеет вид

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_\tau \Omega_\Pi^{\text{г}}}{Q_\phi}}. \quad (3.10.13)$$

При этом все тепло, проходящее за теплый период в породы, тратится на фазовые переходы воды и составляет величину $Q_\phi \xi$.

В рамках рассматриваемого метода для нахождения глубины сезонного оттаивания используется та же формула (3.10.13), однако вместо величины теплоты фазовых переходов пород Q_ϕ здесь применяется расчетное ее значение Q_p , учитывающее все виды затрат тепла, рассмотренные выше (b_1, b_2, b_3), таким образом, что выполняется условие:

$$B = Q_p \cdot \xi. \quad (3.10.14)$$

Введенная предпосылка позволяет формально свести рассматриваемую задачу с отрицательной температурой подстилающих мерзлых пород к задаче сезонного промерзания-оттаивания пород при нулевой температуре подстилающих пород, но с иной – расчетной – величиной теплоты фазовых переходов. Глубина летнего оттаивания пород в этом случае записывается с учетом (3.10.3) в виде:

$$\xi^2 = \frac{2\lambda_\tau \Omega_\Pi^{\text{г}}}{Q_p} = \frac{2\lambda_\tau (\Omega_\Pi^{\text{л}} - BR_\Pi^{\text{л}})}{Q_p}. \quad (3.10.15)$$

Из уравнений (3.10.14) и (3.10.15) получается простое соотношение мощности СТС с величиной теплооборота в породах:

$$\xi = 2\lambda_\tau \left(\frac{\Omega_\Pi^{\text{л}}}{B} - R_\Pi^{\text{л}} \right), \quad (3.10.16)$$

В результате получена система из трех уравнений (3.10.8), (3.10.12) и (3.10.16) с тремя неизвестными: t_ξ , B и ξ . Эта система проще всего решается относительно величины теплооборота B :

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a}, \quad (3.10.17)$$

$$\text{где: } a = 1 + \mu \frac{\rho}{T} - 2S\beta \frac{R_{\Pi}^{\text{л}}}{\Omega_{\text{л}}^{\text{л}}}, \quad b = \mu \cdot t^0 + 2S(Q_{\Phi} + 2\beta), \quad c = 2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{л}}(Q_{\Phi} + \beta),$$

$$\rho = \bar{R}_{\text{сн}} + R_{\Pi}^3 - \alpha \cdot R_{\Pi}^{\text{л}}, \quad \beta = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{л}} C_{\text{т}}}{2\tau_{\text{л}}}, \quad S = \lambda_{\text{т}} R_{\Pi}^{\text{л}}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{мп}} C_{\text{мп}} \tau_{\text{л}}},$$

$$t^0 = \frac{\alpha \cdot \Omega_{\text{л}}^{\text{л}} + \Omega_{\text{з}}^{\text{л}}}{T}, \quad \alpha = \frac{\lambda_{\text{т}}}{\lambda_{\text{м}}},$$

где $\lambda_{\text{т}}$, $\lambda_{\text{м}}$ – коэффициенты теплопроводности пород в талом и мерзлом состоянии в пределах СТС; $C_{\text{об.т}}$, $C_{\text{об.м}}$ – объемная теплоемкость соответственно талых и мерзлых пород в СТС; $\lambda_{\text{мп}}$, $C_{\text{об.мп}}$ – теплопроводность и теплоемкость подстилающих мерзлых пород; $R_{\Pi}^{\text{л}}$, R_{Π}^3 – термическое сопротивление напочвенных покровов в летний и зимний периоды; $\bar{R}_{\text{сн}}$ – среднее за зиму термическое сопротивление снежного покрова; $\Omega_{\text{л}}^{\text{л}}$ и $\Omega_{\text{з}}^{\text{л}}$ – сезонные суммы градусочасов на дневной поверхности, берущиеся с соответствующим знаком; $\tau_{\text{л}}$ – длительность теплого периода; T – длительность года.

Полученное выражение для годового теплооборота зависит только от 12 параметров природной среды, входящих в расчетную схему, и не связано с двумя другими искомыми величинами.

Далее, при подстановке найденного значения B в уравнения (3.10.8) и (3.10.16), легко находятся две остальные геокриологические характеристики:

$$t_{\xi} = t^0 + B \frac{\rho}{T} \quad \text{и} \quad \xi = 2\lambda_{\text{т}} \left(\frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{л}}}{B} - R_{\Pi}^{\text{л}} \right).$$

В том случае, если среднегодовая температура пород достоверно известна и не требует определения, из системы уравнений (3.10.8), (3.10.12) и (3.10.16) можно получить явную зависимость глубины летнего оттаивания пород для условий наличия на поверхности пород теплоизолирующих покровов при заданном значении отрицательной среднегодовой температуры пород t_{ξ}^* :

$$\xi_{\text{стс}} = \frac{1}{(m_{\text{л}} + 1)} \left(\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{л}}}{Q_{\Phi}} (m_{\text{л}} + 1) + (s_{\text{л}} - p_{\text{л}})^2 - 4m_{\text{л}}s_{\text{л}}p_{\text{л}} - (s_{\text{л}} + p_{\text{л}})} \right), \quad (3.10.18)$$

$$m_{\text{л}} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{л}} C_{\text{т}}}{2\tau_{\text{л}} Q_{\Phi}}, \quad s_{\text{л}} = \lambda_{\text{т}} R_{\Pi}^{\text{л}}, \quad p_{\text{л}} = -\frac{\mu \cdot t_{\xi}^*}{2Q_{\Phi}},$$

условные обозначения см. (3.10.17).

В частных случаях отсутствия одного или нескольких факторов природной среды формула (3.10.18) переходит в более простые известные зависимости. Так, при отсутствии напочвенных покровов и без учета нагревания пород в СТС, т.е. при $R_{\Pi}^{\text{л}} = 0$, $C_{\text{т}} = 0$, она переходит в формулу Лейбензона (3.9.10), при $t_{\xi}^* = 0$, $C_{\text{т}} = 0$ преобразуется в известное решение для оттаивания пород под покровом

$$\xi_{\text{стс}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{л}}}{Q_{\Phi}} + (s_{\text{л}})^2} - s_{\text{л}},$$

а при $t_{\xi}^* = 0$, $R_{\Pi}^{\text{л}} = 0$, $C_{\text{т}} = 0$ получается формула Стефана (3.10.13).

Преимуществом зависимости (3.10.18) является корректный учет теплоемкости в оттаивающей части разреза (здесь она определяется именно как функция температурного режима поверхности пород под теплоизолирующим покровом, а не на его поверхности), в результате чего формула дает хорошие результаты и в условиях малой влажности пород.

Зная величину теплооборота B , можно найти температурное влияние на среднегодовую температуру пород любого из поверхностных покровов (из (3.10.5)) и величину температурной сдвигки в породах СТС (из (3.10.7)) – т.е. осуществить оценку индивидуального температурного вклада каждого из этих факторов в формирование среднегодовой температуры пород в конкретных условиях.

Однако прогнозирование перестройки среднегодовой температуры пород под влиянием изменения какого-либо фактора возможно только по конечному результату нового расчета величины t_{ζ} , поскольку такое изменение неизбежно приведет к формированию иной величины B и, соответственно, изменению температурных вкладов всех остальных факторов. Например, из зависимости (3.10.5) следует, что если термическое сопротивление напочвенного растительного покрова не изменяется (за счет изменения влажности, уплотнения под весом снега и пр.) по сезонам года, то летнее и зимнее влияния этого покрова компенсируют друг друга и общее его температурное воздействие оказывается нулевым. Однако удаление этого покрова вызовет рост величины теплооборотов B , что неизбежно приведет к увеличению отепляющего влияния снега и повышению среднегодовой температуры пород.

Указанная обратная связь может иметь весьма сложный, иногда неочевидный характер. Так, усиление отепляющего влияния какого-либо чисто «летнего» природного фактора вызывает рост теплооборотов в породах, что приводит к увеличению количества тепла выходящего из пород через снежный покров в зимнее время и соответствующему возрастанию отепляющего влияния снежного покрова – т.е. это взаимодействие осуществляется с задержкой во времени. При этом важно, что «дополнительное» отепляющее влияние снега может быть весьма существенным и даже превышать влияние самого летнего фактора на среднегодовую температуру пород. Выявление такого рода тонкостей процесса годового теплообмена в породах с помощью предлагаемой методики осуществляется весьма просто.

Приведенные выше расчетные зависимости тестировались в процессе численного математического моделирования на компьютерах в широком спектре изменения входящих параметров природной среды и показали весьма высокую точность. Моделирование выполнялось при постоянном значении термического сопротивления снежного покрова в течение зимнего периода, ход температур на дневной поверхности задавался близким к синусоидальному. Ошибка определения среднегодовой температуры пород t_{ζ} редко выходила за $0,5^{\circ}\text{C}$ для природных условий в пределах всей криолитозоны России, а обычно составляла первые десятые доли градуса.

С определением мощности СТС ситуация несколько более сложная – при высоких значениях термического сопротивления слоев теплоизоляции на поверхности и низких величинах среднегодовой температуры пород t_{ζ} приведенная выше система уравнений может давать существенно заниженные значения искомой величины ζ .

В случае многолетнемерзлых пород эта ситуация связана с задержкой начала оттаивания относительно начала летнего периода. Несмотря на установление положительных температур на поверхности покрова после схода снега, температура на поверхности низкотемпературных мерзлых пород под слоем изоляции достигает положительных значений не сразу – задержка начала оттаивания тем больше, чем холоднее породы и больше термическое сопротивление покрова. Указанная задержка может даже превысить полную длительность летнего периода и в этом случае, естественно, никакого оттаивания в породах не происходит. В такой ситуации весь теплооборот в породах реализуется за счет емкостного тепла при сезонных колебаниях температур пород в спектре отрицательных температур.

Еще сложнее данная ситуация реализуется в случае талых пород – мощный снеговой покров на породах с высокой положительной среднегодовой температурой не только задерживает начало их сезонного промерзания, но и сам подвергается таянию снизу за счет положительной температуры поверхности пород и интенсивного теплового потока снизу.

Задержка начала процесса сезонного оттаивания, с одной стороны, сопровождается предварительным нагреванием подстилающих мерзлых пород, что приводит к значительному уменьшению оттока тепла от фазовой границы в течение собственно процесса оттаивания и, соответственно, ведет к увеличению мощности СТС. С другой стороны, в связи с указанной задержкой сумма положительных градусочасов на поверхности покрова в течение процесса сезонного оттаивания уменьшается, что направлено на сокращение мощности СТС. Анализ показывает, что первый фактор – предварительное нагревание мерзлых пород – оказывается более значимым и в итоге приводит к общему увеличению глубины сезонного оттаивания пород.

Таким образом, рассматриваемая выше методика, имеет некоторые ограничения по определению глубин сезонного оттаивания – при больших термических сопротивлениях напочвенных покровов на поверхности низкотемпературных ММП расчетные зависимости занижают мощность СТС. Интересно, что это практически не сказывается на точности определения среднегодовой температуры пород, поскольку «фазовая» (т.е. связанная с фазовыми переходами воды) составляющая теплооборота в рассматриваемых условиях незначительна по сравнению с теплоемкостной его составляющей.

Для ситуации с наличием на поверхности пород «толстых» теплоизолирующих покровов разработан уточненный вариант рассмотренного выше метода расчета геокриологических характеристик, учитывающий эффект задержки начала сезонного оттаивания (промерзания) пород относительно начала теплого (холодного) периода года. При разработке расчетной схемы использовались те же, что и ранее, принципы учета годовых теплооборотов в слое пород с годовыми колебаниями температур.

Для времени задержки начала оттаивания пород относительно начала теплого периода получена следующая приближенная зависимость:

$$\tau_1 = \frac{2(R_{\Pi}^{\Pi})^2 \lambda_{\text{МП}} C_{\text{об.МП}}}{3} \left[\frac{\gamma^2}{2} + \gamma - \ln(\gamma + 1) \right], \quad \gamma = - \frac{3 \cdot t_{\xi} \cdot \tau_{\Pi}}{2\Omega_{\Pi}^{\Pi}}, \quad (3.10.19)$$

где t_{ξ} – отрицательная среднегодовая температура пород на подошве СТС, остальные обозначения прежние (см. (3.10.17)).

Общий теплооборот в породах в данном случае состоит из четырех составляющих. Первая часть $Q_{\text{см1}}$ равна количеству тепла, поступающего в породы еще при отрицательной температуре на их поверхности (до момента времени τ_1) и обеспечивающего их нагревание в отрицательном спектре температур. Эта часть тепла, проходя через напочвенный покров, влияет на формирование температурного режима пород, но не участвует в дальнейшем в процессе их сезонного оттаивания. Величина указанной составляющей равна

$$Q_{\text{см1}} = -t_{\xi} C_{\text{об.МП}} \cdot \gamma \cdot s_{\text{М}}. \quad (3.10.20)$$

Вторая часть теплооборота равна количеству тепла, проходящего через фронт сезонного оттаивания в подстилающие мерзлые породы за время действия этого процесса в оставшуюся часть теплого периода ($\tau_{\Pi} - \tau_1$). Это тепло идет на дополнительное нагревание мерзлых пород в пределах слоя годовых температурных колебаний ниже СТС и составляет

$$Q_{\text{см2}} = -t_{\xi} C_{\text{об.МП}} \left[\sqrt{(\gamma \cdot \lambda_{\text{МП}} R_{\Pi}^{\Pi})^2 + 3\lambda_{\text{МП}} (\tau_{\Pi} - \tau_1) / C_{\text{об.МП}}} - \gamma \cdot \lambda_{\text{МП}} R_{\Pi}^{\Pi} \right], \quad (3.10.21)$$

Третьей составляющей теплооборота является поглощение тепла фазового перехода воды в пределах СТС, равное Q_{ϕ}^{ξ} .

И, наконец, четвертой составляющей теплооборота является тепло, идущее на нагревание талых пород в пределах СТС от 0°C до положительной температуры. Однако, в условиях «толстого» напочвенного покрова относительная величина этой составляющей крайне невелика и вполне может не учитываться в расчетной схеме. Тогда общий теплооборот, проходящий через поверхность за теплый период, составит

$$B = Q_{\phi}^{\xi} + Q_{cm1} + Q_{cm2}. \quad (3.10.22)$$

Сумма градусочасов на поверхности покрова за период действия процесса сезонного оттаивания пород принимается равной

$$\Omega_{л2}^{\Pi} = \Omega_{л1}^{\Pi}(1 - \tau_1 / \tau_{л}). \quad (3.10.23)$$

Тогда аналогом уравнения (3.10.16) для глубины сезонного оттаивания в условиях мощного напочвенного покрова будет зависимость

$$\xi = 2\lambda_T \left[\frac{\Omega_{л1}^{\Pi}(1 - \tau_1 / \tau_{л})}{B - Q_{cm1}} - R_{\Pi}^{\Pi} \right] \quad (3.10.24)$$

Третьим уравнением системы является зависимость среднегодовой температуры пород от величины теплооборота. Оно составляется аналогично (3.10.8) и имеет вид:

$$t_{\xi} = \frac{\Omega_3^{\Pi} + \Omega_{л1}^{\Pi} + B(\bar{R}_{сн} + R_3^{\Pi} - R_{л1}^{\Pi})}{T} + \Delta t_{\lambda}, \quad (3.10.25)$$

где Δt_{λ} – температурная сдвигка в пределах СТС. Для нахождения теплофизической сдвигки необходимо знать сумму градусочасов на поверхности пород под покровом за время сезонного оттаивания пород. Согласно (3.10.3) эта сумма будет

$$\Omega_{л2}^{\Gamma} = \Omega_{л2}^{\Pi} - (B - Q_{cm1})R_{\Pi}^{\Pi} = \Omega_{л1}^{\Pi}(1 - \tau_1 / \tau_{л})(B - Q_{cm1})R_{\Pi}^{\Pi}, \quad (3.10.26)$$

а температурная сдвигка составит

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{\Omega_{л2}^{\Gamma}(\alpha - 1)}{T}, \quad \alpha = \frac{\lambda_T}{\lambda_M}. \quad (3.10.27)$$

В результате получена система из трех уравнений (3.10.22), (3.10.24) и (3.10.25) с тремя неизвестными которая, с учетом зависимостей (3.10.19–3.10.21) и (3.10.26, 3.10.27), позволяет определить геокриологические характеристики t_{ξ} , ξ и B при наличии на поверхности мощных растительных покровов.

В связи со сложным характером зависимости для времени задержки начала сезонного оттаивания (3.10.19) получить решение системы в конечном виде не удастся. Наиболее рациональный путь решения задачи следующий. Из уравнений (3.10.22) и (3.10.24) можно получить выражение для глубины сезонного оттаивания ξ под «толстым» покровом в зависимости только от одной неизвестной t_{ξ} :

$$\xi = \sqrt{p^2 + r} - p, \quad p = \lambda_T R_{II}^I + \frac{Q_{CM2}}{2Q_{\Phi}}, \quad r = \frac{2\lambda_T}{Q_{\Phi}} \left[\Omega_{II}^n \left(1 - \frac{\tau_1}{\tau_{II}}\right) - R_{II}^n Q_{CM2} \right]. \quad (3.10.28)$$

Тогда, задавая некоторым значением t_{ξ} , из (3.10.19) и (3.10.21) находятся значения τ_1 и Q_{CM2} , затем из (3.10.28) определяется глубина сезонного оттаивания ξ . Далее, подставив эту величину в (3.10.22) с учетом (3.10.20, 3.10.21), можно найти величину теплооборота B . Наконец, из уравнений (3.10.25–3.10.27) определяется среднегодовая температура t_{ξ} . Полученное в итоге значение среднегодовой температуры пород сравнивается с изначально заданной величиной t_{ξ} – они должны совпадать. В противном случае принимается иное значение температуры, и расчет повторяется до достижения указанного соответствия. Можно использовать графический метод решения. Проще всего подбор осуществляется на базе систем компьютерной математики (Maple и др.), где решение системы осуществляется практически мгновенно.

Есть и более простой путь уточнения расчета мощности СТС при наличии на поверхности напочвенного покрова с высокими теплоизоляционными свойствами. Для этого сначала выполняется расчет теплооборота B и среднегодовой температуры пород t_{ξ} по формулам (3.10.17 и 3.10.8), которые, как уже отмечалось, дают достаточно точные значения среднегодовой температуры и при больших термических сопротивлениях напочвенных покровов. Затем, используя полученное значение t_{ξ} , определяется глубина сезонного оттаивания ξ по формуле (3.10.28) с учетом (3.10.19 и 3.10.21). Полученное таким образом уточненное значение ξ очень близко к величине, определяемой из полного решения задачи для «толстых» растительных покровов по системе уравнений (3.10.22, 3.10.24 и 3.10.25). Оценка температурного влияния различных напочвенных покровов выполняется так же, как и ранее, по уравнениям (3.10.5) на основе рассчитанного значения теплооборота B , но величина температурной сдвигки Δt_{ξ} в породах СТС находится из зависимости (3.10.26). В большинстве случаев при мощном напочвенном покрове величина сдвигки крайне мала и может вообще не учитываться в оценках.

Расчетная схема для мощных напочвенных покровов может применяться и для покровов небольшой мощности, она является более универсальной и точной. Однако при ее использовании могут возникать трудности вычислительного характера. Поэтому проще по возможности использовать решение (3.10.17).

Разграничение пределов применимости той или иной расчетной схемы – «тонкого» или «толстого» напочвенного покрова – можно провести по величине термического сопротивления слоя изоляции из выражения:

$$R_{II1}^I = 0,33 \sqrt{\frac{\tau_{II}}{\lambda_{МП} C_{об.МП} \cdot u}}, \quad u = \frac{\gamma^2}{2} + \gamma - \ln(\gamma + 1), \quad \gamma = -\frac{3 \cdot t_{\xi} \cdot \tau_{II}}{2\Omega_{II}^n}. \quad (3.10.29)$$

При таком термическом сопротивлении покрова ошибка определения глубины сезонного оттаивания при использовании уравнения (3.10.17) не превышает 10%, поэтому приведенное выражение может считаться верхним пределом применимости расчетной схемы для относительно тонких напочвенных покровов.

Приравняв величину задержки начала летнего оттаивания пород к длительности всего летнего периода из (3.10.19) можно найти термическое сопротивление летнего напочвенного покрова, вообще исключаяющего сезонное оттаивание залегающих под ним пород:

$$R_{II2}^I = 1,2 \sqrt{\frac{\tau_{II}}{\lambda_{МП} C_{об.МП} \cdot u}}. \quad (3.10.30)$$

При таких значениях термического сопротивления покрова уравнения дают нулевые и отрицательные значения мощности слоя сезонного оттаивания. Тот же результат получается при численном компьютерном моделировании. Отсутствие сезонного оттаивания пород под мощными теплоизолирующими покровами – это естественное явление, которое довольно часто реализуется в природных условиях.

Если среднегодовая температура пород t_{ξ} заранее известна, то расчет глубины сезонного оттаивания лучше всегда выполнять по зависимости (3.10.28)

Талые породы

Рассмотренная выше расчетная схема позволяет определить геокриологические характеристики только для области развития многолетнемерзлых пород. Если в процессе расчета t_{ξ} получается положительное ее значение, то это может рассматриваться только как качественный результат, говорящий о том, что в данных природных условиях породы могут находиться только в талом состоянии.

Для количественной оценки температуры и глубины сезонного промерзания талых пород может быть составлена своя система уравнений, базирующаяся на тех же использованных ранее принципах. Годовой теплооборот при этом удобнее определять по циклу сезонного промерзания пород, поскольку этот процесс длится весь зимний период. Аналогами уравнений (3.10.17), (3.10.8) и (3.10.16) при рассмотрении сезонно-промерзающих пород являются следующие зависимости (3.10.31), (3.10.32) и (3.10.33):

$$B = \frac{b - \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}, \quad (3.10.31)$$

$$\text{где } a = \mu_T \frac{\rho_T}{T} - 2S_T \beta_T \frac{R_3}{\Omega_3^{\Pi}} - 1, \quad b = 2S_T(Q_{\Phi} + 2\beta_T) - \mu_T t^0,$$

$$c = -2\lambda_M \Omega_3^{\Pi}(Q_{\Phi} + \beta_T),$$

$$R_3 = \bar{R}_{\text{СН}} + R_{\Pi}^3, \quad \rho_T = R_3 / \alpha - R_{\Pi}^{\text{Л}}, \quad \beta_T = -\frac{\Omega_3^{\Pi} C_{\text{М}}}{2\tau_3}, \quad S_T = \lambda_M R_3,$$

$$\mu_T = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{ТП}} C_{\text{об.тп}} \tau_3}, \quad \tau_3 = T - \tau_{\text{Л}}, \quad t^0 = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\Pi} + \Omega_3^{\Pi} / \alpha}{T}, \quad \alpha = \frac{\lambda_T}{\lambda_M},$$

где $\lambda_{\text{ТП}}$, $C_{\text{об.тп}}$ – коэффициент теплопроводности и объемная теплоемкость талых пород, подстилающих слой сезонного промерзания (СМС); τ_3 – длительность зимнего периода; остальные обозначения прежние (см. (3.10.17)).

Среднегодовая температура талых пород рассчитывается по уравнению:

$$t_{\xi} = t^0 + B \cdot \frac{\rho_T}{T}. \quad (3.10.32)$$

А глубина сезонного промерзания пород равна:

$$\xi = -2\lambda_M \left(\frac{\Omega_3^{\Pi}}{B} + R_3 \right). \quad (3.10.33)$$

Температурные вклады напочвенных покровов в формирование среднегодовой температуры пород t_{ξ} рассчитываются по тем же формулам (3.10.5), что и в случае мерзлых пород. Величина теплофизической температурной сдвигки в пределах СМС составляет:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{(\Omega_3^{\text{II}} + BR_3)}{T} \left(\frac{1}{\alpha} - 1 \right). \quad (3.10.34)$$

При известном значении среднегодовой температуры пород можно получить зависимость для определения глубины сезонного промерзания талых пород с положительной среднегодовой температурой t_{ξ} :

$$\xi_{\text{смс}} = \frac{1}{(m_3 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{M}} |\Omega_3^{\text{II}}|}{Q_{\Phi}} (m_3 + 1) + (s_3 - p_3)^2 - 4m_3 s_3 p_3 - s_3 - p_3} \right), \quad (3.10.35)$$

$$m_3 = \frac{C_{\text{M}} |\Omega_3^{\text{II}}|}{2Q_{\Phi} \tau_3}, \quad s_3 = \lambda_{\text{M}} (R_{\text{II}}^3 + \bar{R}_{\text{CH}}), \quad p_3 = \frac{1,8 \cdot t_{\xi} \sqrt{\lambda_{\text{III}} C_{\text{об.гп}} \tau_3}}{2Q_{\Phi}},$$

где все обозначения аналогичны (3.10.17 и 3.10.31).

Приведенные зависимости не учитывают задержку начала сезонного промерзания пород под мощными напочвенным и снежным покровами относительно начала холодного периода с отрицательными температурами воздуха и могут давать неточные (заниженные) значения глубины сезонного промерзания пород. Для таких природных условий также разработана своя методика расчета геокриологических параметров. Эта методика здесь не рассматривается по следующей причине. В пределах криолитозоны на участках развития талых пород последние имеют весьма низкую среднегодовую температуру, обычно не превышающую $+1 - +2^{\circ}\text{C}$. В таких условиях задержка начала промерзания не существенна и результаты определения глубины сезонного промерзания по методикам для «тонких» и «толстых» покровов практически совпадают, даже при высоких термических сопротивлениях зимних покровов.

Таким образом, система уравнений (3.10.31–3.10.33) может использоваться для низкотемпературных талых пород. Однако, при расчетах температур пород и глубин сезонного промерзания для территорий далеко за пределами криолитозоны при больших положительных значениях t_{ξ} , учет задержки начала промерзания под напочвенными покровами необходим.

Основным возможным источником погрешности рассматриваемой выше методики следует считать использование в расчетной схеме постоянного во времени среднего за зиму термического сопротивления снежного покрова \bar{R}_{CH} . Определение для конкретного района эффективного значения \bar{R}_{CH} , соответствующего по тепловому и температурному воздействию снежному покрову с переменным в течение зимнего периода термическим сопротивлением, является достаточно сложной самостоятельной задачей. Специальными исследованиями на основе численного моделирования на ЭВМ, выполненного для различных регионов криолитозоны, установлено, что наилучшее соответствие реальным условиям теплообмена в породах достигается при использовании в качестве среднего за зиму значения \bar{R}_{CH} природной величины термического сопротивления снега на момент конца декабря – начала января. Это примерно на 1 месяц раньше календарной середины зимы.

Более точно расчетное значение \bar{R}_{CH} может быть получено для конкретного района путем численного обратного моделирования процесса годового теплообмена на ЭВМ при некоторых средних параметрах пород и растительных напочвенных покровов и среднемноголетнем характере изменения термического сопротивления снежной толщи в течение зимы. Далее, используя полученное среднее значение \bar{R}_{CH} , в рамках рассматриваемой методики можно оценивать и прогнозировать геокриологические условия во всем спектре изменений входящих в расчетную схему параметров.

2. Двухслойная схема

Предлагаемый метод оценки геокриологических характеристик может быть распространен на случай двухслойного строения разреза в пределах СТС (СМС). В расчетной схеме (рис. 3.14) рассматривается массив многолетнемерзлых дисперсных пород, имеющий двухслойное строение в разрезе. Первый от поверхности слой пород имеет мощность m меньшую, нежели глубина сезонного оттаивания пород ξ . Второй слой пород распространяется вглубь до подошвы слоя годовых теплооборотов. Оба слоя имеют различные теплофизические характеристики (теплопроводность, теплоемкость, теплоту фазовых переходов). На поверхности грунтового массива предполагается наличие различных теплоизолирующих покровов (снежный покров, напочвенные растительные покровы, искусственные покрытия), учитываемые в схеме как термические сопротивления, величина которых считается постоянной в течение летнего или зимнего сезонов.

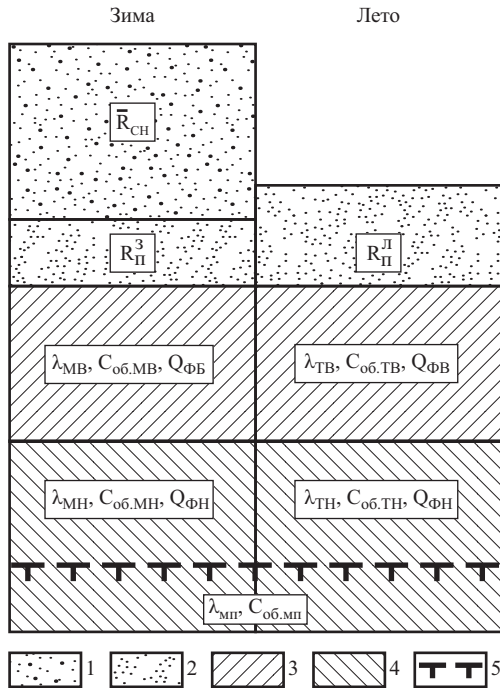


Рис. 3.14. Расчетная схема №2. Двухслойное строение СТС: 1 – снежный покров; 2 – напочвенный «непромерзающий покров; 3 – породы первого от поверхности слоя; 4 – породы второго слоя; 5 – нижняя граница слоя сезонного оттаивания пород; остальные обозначения в тексте

Распространение рассмотренной ранее методики на случай двухслойного строения геологического разреза принципиально расширяет ее возможности и делает этот метод весьма удобным, например, для инженерно-геокриологического прогнозирования. Появляется возможность массовой оценки и прогнозирования изменений среднегодовой температуры пород в условиях создания различных насыпей, замены и выемки грунтов, изменения положения зеркала грунтовых вод (мощности зоны аэрации) в пределах СТС и т.п.

Кроме того, в рамках данной методики возможно и решение ряда вопросов научно-методического плана. Так, например, принятая в практике геокриологии оценка воздействия напочвенных растительных покровов на температурный режим пород обычно осуществляется через величину термического сопротивления последних, что не всегда соответствует реальной

обстановке. Биогенные покровы часто имеют значительную влажность и помимо термического обладают еще и «фазовым» сопротивлением. Действие «фазового» сопротивления связано с задержкой начала оттаивания грунта до момента полного оттаивания напочвенного покрова и лишь потом, в оставшуюся часть теплого периода, действие покрова определяется его теплоизоляционной способностью. В результате влияние влажного покрова на температурный режим пород и глубины их сезонного оттаивания становится неоднозначным и может быть как охлаждающим, так и обогревающим. Рассмотрение в двухслойной расчетной схеме влажного биогенного слоя в качестве верхнего слоя грунта позволяет легко оценить ошибку его учета только как термического сопротивления в конкретных природных условиях.

Первым уравнением, необходимым для определения условий теплообмена, является зависимость для расчета глубины сезонного оттаивания пород ξ при его двухслойном геологическом строении. Как и в случае однородного (однослойного) геологического разреза, для получения этой зависимости применяются простейшие формулы квазистационарного температурного режима. При этом, как и прежде, вместо истинных значений объемной теплоты фазовых переходов Q_{ϕ} для каждого из слоев используются *расчетные* величины Q_p , включающие в себя в скрытом виде затраты тепла на нагревание талых пород в пределах СТС и мерзлых подстилающих пород.

Процессы оттаивания верхнего слоя пород мощностью m и подстилающих пород второго слоя запишутся тогда в виде:

$$m = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{ТВ}}\Omega_1^{\Gamma}}{Q_{\text{РВ}}}}, \quad \xi = m + \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{ТН}}(\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma} - \Omega_1^{\Gamma})}{Q_{\text{РН}}} + (m\gamma_{\text{T}})^2} - m\gamma_{\text{T}}, \quad \gamma_{\text{T}} = \frac{\lambda_{\text{ТН}}}{\lambda_{\text{ТВ}}}, \quad (3.10.36)$$

где $\lambda_{\text{ТВ}}$, $\lambda_{\text{ТН}}$ – коэффициенты теплопроводности соответственно верхнего и нижнего слоев пород в талом состоянии; $Q_{\text{РВ}}$, $Q_{\text{РН}}$ – *расчетные* величины объемной теплоты фазовых переходов в пустотах пород верхнего и нижнего слоев; Ω_1^{Γ} – сумма градусочасов на поверхности верхнего слоя грунта (под непромерзающими покровами), необходимая для оттаивания этого слоя пород; $\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma}$ – полная сумма летних (положительных) градусочасов на поверхности грунта; m – мощность верхнего слоя пород; ξ – полная глубина сезонного оттаивания от поверхности грунта.

После исключения неизвестной величины Ω_1^{Γ} в уравнениях (3.10.36) получается выражение для полной глубины оттаивания двухслойного массива:

$$\xi = m + \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{ТН}}\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma}}{Q_{\text{РН}}} + m^2\gamma_{\text{T}}(\gamma_{\text{T}} - \varphi) - m\gamma_{\text{T}}}, \quad \varphi = \frac{Q_{\text{РВ}}}{Q_{\text{РН}}}. \quad (3.10.37)$$

В этом уравнении значение $\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma}$ заранее неизвестно, но оно, как было показано выше (см. 3.10.3), связано через величину годового теплооборота B с суммой градусочасов на дневной поверхности (поверхности напочвенных покровов) $\Omega_{\text{Л}}^{\Pi}$ простым соотношением:

$$\Omega_{\text{Л}}^{\Gamma} = \Omega_{\text{Л}}^{\Pi} - BR_{\text{П}}^{\text{Л}}, \quad (3.10.38)$$

где $R_{\text{П}}^{\text{Л}}$ – суммарное термическое сопротивление напочвенных покровов в летнее время.

Далее учитывая, что основные затраты тепла в процессе теплообмена в породах связаны с фазовыми переходами воды, вводится важное упрощение расчетной схемы – полагается, что соотношение *расчетных* величин теплоты фазовых переходов пород верхнего и нижнего слоев равно соотношению *истинных* величин теплоты фазовых переходов для этих слоев:

$$\varphi = \frac{Q_{рв}}{Q_{рн}} = \frac{Q_{фв}}{Q_{фн}}, \quad (3.10.39)$$

где $Q_{фв}$, $Q_{фн}$ – объемная теплота фазовых переходов влаги в пустотах пород соответственно верхнего и нижнего слоев. Хотя указанное допущение является в определенной мере формальным, оно радикально упрощает структуру расчетных зависимостей и не нарушает итогового теплового баланса на момент окончания процесса оттаивания пород. Этот баланс соблюдается благодаря основному определению понятия расчетной величины теплоты фазовых переходов (см. 3.10.14), которое применительно к схеме оттаивания двухслойной среды выглядит так:

$$B = Q_{рв}m + Q_{рн}u = Q_{рв}m + Q_{рн}(\xi - m). \quad (3.10.40)$$

Отсюда можно выразить величину

$$Q_{рн} = \frac{B}{m\varphi + \xi - m}. \quad (3.10.41)$$

Подставив выражения (3.10.38) и (3.10.41) в (3.10.37) и учитывая (3.10.39), получим *первое* основное уравнение, связывающее величину глубины сезонного оттаивания *двухслойной грунтовой системы* с величиной годового теплооборота в породах:

$$\xi = m + \sqrt{\frac{2\lambda_{тн}(\Omega_{л}^{\Pi} - BR_{\Pi}^{\text{л}})(m\varphi + \xi - m)}{B} + m^2\gamma_{т}(\gamma_{т} - \varphi) - m\gamma_{т}}, \quad (3.10.42)$$

$$\gamma_{т} = \frac{\lambda_{тн}}{\lambda_{тв}}, \quad \varphi = \frac{Q_{фв}}{Q_{фн}}.$$

Далее следует определить величину среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного оттаивания. Аналогично тому, как это делалось при реализации расчетной схемы однослойной задачи (см. 3.10.8), можно записать:

$$t_{\xi} = \frac{\Omega_{л}^{\Gamma} + \Omega_{3}^{\Gamma}}{T} + \Delta t_{\lambda} = t^0 + \delta B + \Delta t_{\lambda}, \quad (3.10.43)$$

$$t^0 = \frac{\Omega_{л}^{\Pi} + \Omega_{3}^{\Pi}}{T}, \quad \delta = \frac{R_{сн} + R_{\Pi}^3 - R_{\Pi}^{\text{л}}}{T}.$$

Основную сложность в рамках расчетной схемы двухслойной задачи представляет определение температурной сдвижки Δt_{λ} в двухъярусном слое сезонного оттаивания.

Температурная сдвижка среднегодовой температуры в породах деятельного слоя за счет разности теплопроводностей пород в талом и мерзлом состоянии определяется путем приведения свойств талой зоны, существующей в приповерхностной зоне геологического разреза в течение только летнего периода года, к свойствам мерзлых пород. В результате этой операции получено следующее выражение для величины температурной теплофизической *сдвижки* среднегодовой температуры пород в пределах сезонно-талого слоя (СТС) в *двухслойной среде*:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{\Omega_{л}^{\Gamma}}{T} \left[\frac{\lambda_{тн}}{\lambda_{мн}} \left(\frac{p + \gamma_{м}m}{p + \gamma_{т}m} \right) - 1 \right], \quad p = \frac{u^2}{(2u + \varphi m)}, \quad u = \xi - m, \quad (3.10.44)$$

$$\Omega_{л}^{\Gamma} = \Omega_{л}^{\Pi} - BR_{\Pi}^{\text{л}}, \quad \gamma_{т} = \frac{\lambda_{тн}}{\lambda_{тв}}, \quad \gamma_{м} = \frac{\lambda_{мн}}{\lambda_{мв}},$$

где $\lambda_{\text{мв}}, \lambda_{\text{мн}}$ – коэффициенты теплопроводности соответственно верхнего и нижнего слоев пород в мерзлом состоянии в пределах СТС; u – глубина проникновения фронта оттаивания от подошвы верхнего слоя, остальные обозначения прежние.

Из анализа (3.10.44) следует, что при равенстве теплофизических характеристик верхнего и нижнего слоев пород ($\gamma_{\text{м}} = \gamma_{\text{т}} = 1$) это выражение переходит в известную формулу (3.10.7) для температурной сдвижки в случае однородного (однослойного) строения разреза в пределах СТС. То же происходит и в случае, когда мощность верхнего слоя m стремится к нулю. В случае же двухслойного строения СТС величина рассматриваемой температурной сдвижки согласно (3.10.44), помимо различий в теплофизических свойствах пород верхнего и нижнего слоев и в зависимости от их фазового состояния, является также функцией глубины сезонного оттаивания и, следовательно, опосредованно зависит от всех факторов годового теплообмена в породах.

Таким образом, *вторым* основным уравнением рассматриваемой задачи является уравнение (3.10.43) со значением температурной сдвижки в пределах СТС, выраженным из (3.10.44).

Последнее, *третье* уравнение, замыкающее систему для совместного нахождения основных геокриологических характеристик t_{ξ}, ξ и B , получится из выражения для величины общих затрат тепла на оттаивание – нагревание пород на конец теплого периода – т.е. летних теплооборотов:

$$B = mQ_{\text{фв}} + (\xi - m)Q_{\text{фн}} + Q_{\text{с}} - \mu \cdot t_{\xi}. \quad (3.10.45)$$

Первые два слагаемых в этом уравнении представляют собой общее количество поглощенного тепла фазовых переходов воды в пределах СТС. Третье слагаемое соответствует затратам тепла на нагревание пород СТС от нулевой до некоторой положительной температуры. И последний член уравнения соответствует общей величине оттока тепла в подстилающие мерзлые породы за полугодие нагревания.

При определении значения $Q_{\text{с}}$, как и в случае однородного разреза СТС, температура на поверхности грунта принимается равной среднелетнему ее значению: $\bar{t}_{\text{г}} = \Omega_{\text{л}}^{\text{г}}/\tau_{\text{л}}$, однако распределение температур по глубине является при этом более сложным и зависит от соотношения термических сопротивлений верхнего слоя пород ($R_{\text{в}} = m/\lambda_{\text{тв}}$) и протаявшей за лето части отложений нижнего слоя ($R_{\text{н}} = (\xi - m)/\lambda_{\text{тн}}$). Тогда общие затраты тепла на нагревание пород в пределах СТС в положительном спектре температур составят:

$$Q_{\text{с}} = \frac{C_{\text{об.тв}} \Omega_{\text{л}}^{\text{г}}}{2\tau_{\text{л}}} \cdot \frac{u^2 \psi_{\text{т}} + 2um + \gamma_{\text{т}} m^2}{u + \gamma_{\text{т}} m}, \quad \psi_{\text{т}} = \frac{C_{\text{об.тн}}}{C_{\text{об.тв}}}, \quad \Omega_{\text{л}}^{\text{г}} = \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - R_{\text{п}}^{\text{л}} B, \quad (3.10.46)$$

где $C_{\text{об.тв}}, C_{\text{об.тн}}$ – объемная теплоемкость в талом состоянии соответственно пород верхнего и нижнего слоя, остальные обозначения прежние.

Теплообороты, связанные с нагреванием мерзлых пород ниже подошвы СТС, реализуются в основном в подстилающих этот слой породах с влажностью и теплофизическими свойствами, отличными от таковых для сезонно оттаивающих пород нижнего и верхнего слоев в пределах СТС. Поэтому определение этой составляющей теплооборота производится аналогично однослойной расчетной схеме (см. (3.10.11)). Тогда величина μ составит:

$$\mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{мп}} C_{\text{об.мп}} \tau_{\text{л}}}, \quad (3.10.47)$$

где $\lambda_{\text{мп}}, C_{\text{об.мп}}$ – теплопроводность и объемная теплоемкость мерзлых пород, подстилающих СТС. Поскольку двухслойная расчетная схема предполагает, что глубина сезонного оттаивания превышает мощность верхнего слоя пород, то за теплофизические свойства подстилающих мерзлых пород принимаются свойства пород нижнего слоя, но с влажностью, соответствующей

его полной влагоемкости. Если же вблизи подошвы СТС располагается кровля пород другого состава, то используются характеристики этого третьего слоя.

Окончательная система уравнений, позволяющая определить все геокриологические характеристики при двухслойном строении разреза, состоит из трех уравнений: (3.10.42), (3.10.43) (с учетом (3.10.44)) и (3.10.45) (с учетом (3.10.46) и (3.10.47)). Решение полученной системы уравнений проще всего осуществляется относительно глубины сезонного оттаивания ζ , однако и в этом случае получается уравнение пятой степени со сложно построенными коэффициентами.

Системы компьютерной математики (типа Maple и др.) легко решают эту систему относительно всех трех неизвестных. В том случае, когда компьютер недоступен, предлагается следующий подход к ее решению, реализуемый на калькуляторе.

Если считать, что часть емкостной составляющей годового теплооборота Q_c , связанная с нагреванием пород в пределах СТС от нулевой до положительной температуры, заранее известна, то решение системы относительно переменной ζ сводится к кубическому уравнению и имеет вид:

$$au^3 + bu^2 + cu + d = 0, \quad u = \xi - m, \quad (3.10.48)$$

$$a = \frac{1}{2\lambda_{\text{ТН}}}, \quad b = R_{\text{П}}^{\text{П}} + m \left(\frac{\varphi}{2\lambda_{\text{ТН}}} + \frac{1}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right) - \frac{\beta}{2} \left(\frac{\Omega_3^{\text{П}}}{\lambda_{\text{ТН}}} + \frac{\Omega_{\text{П}}^{\text{П}}}{\lambda_{\text{МН}}} \right) + \frac{Q_c}{2\lambda_{\text{ТН}}Q_{\text{ФН}}},$$

$$\varphi = \frac{Q_{\text{ФВ}}}{Q_{\text{ФН}}}, \quad \beta = \frac{\mu}{Q_{\text{ФН}}T}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{МП}}C_{\text{МП}}\tau_{\text{Л}}},$$

$$c = 2qm \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{3m}{4\lambda_{\text{ТВ}}} \right) - \beta \left[\Omega_3^{\text{П}} \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right) + \Omega_{\text{П}}^{\text{П}} \left(R_3 + \frac{m}{\lambda_{\text{МВ}}} \right) \right] - \frac{\Omega_{\text{П}}^{\text{П}}}{Q_{\text{ФН}}} + \frac{Q_c}{Q_{\text{ФН}}} \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right),$$

$$R_3 = R_{\text{П}}^3 + \bar{R}_{\text{СН}};$$

$$d = qm \left\{ \left(qm + \frac{Q_c}{Q_{\text{ФН}}} \right) \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{2\lambda_{\text{ТВ}}} \right) - \beta \left[\Omega_3^{\text{П}} \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{2\lambda_{\text{ТВ}}} \right) + \Omega_{\text{П}}^{\text{П}} \left(R_3 + \frac{m}{2\lambda_{\text{МВ}}} \right) \right] - \frac{\Omega_{\text{П}}^{\text{П}}}{Q_{\text{ФН}}} \right\}.$$

Уравнение (3.10.48) в самом общем виде решается подбором величины ζ . Однако практически во всем спектре изменения природных параметров, входящих в расчетную схему, искомым решением этого уравнения является следующий его корень:

$$\xi = m - \left[2F \cos \left(\frac{1}{3} \arccos \frac{q}{2F^3} + \frac{2\pi}{3} \right) + \frac{b}{3a} \right], \quad (3.10.49)$$

$$F = \text{sign}(q) \sqrt{\frac{|p|}{3}} = q \sqrt{\frac{|p|}{3q^2}}, \quad p = \frac{c}{a} - \frac{1}{3} \left(\frac{b}{a} \right)^2, \quad q = 2 \left(\frac{b}{3a} \right)^3 - \frac{bc}{3a^2} + \frac{d}{a}.$$

Если при этом получается значение глубины сезонного оттаивания ζ меньше, чем мощность верхнего слоя m , то задача является однослойной и следует переходить к формулам, приведенным в предыдущем разделе.

После определения величины ζ из уравнения (3.10.42) можно выразить значение годового теплооборота в виде:

$$B = \frac{\Omega_{\text{П}}^{\text{П}}(u + qm)}{\frac{u^2}{2\lambda_{\text{ТН}}} + u \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right) + qm \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{2\lambda_{\text{ТВ}}} \right)}, \quad u = \xi - m, \quad (3.10.50)$$

и далее из уравнения (3.10.45) получается выражение для определения среднегодовой температуры пород:

$$t_{\xi} = \frac{Q_{\text{фн}}(u + \varphi m) - B + Q_c}{\mu}. \quad (3.10.51)$$

На первом шаге вычислений рекомендуется исключить из рассмотрения величину Q_c – т.е. положить ее равной нулю и определить искомые характеристики t_{ξ} , ξ и B . Если высокая точность не нужна, то этим расчетом можно ограничиться. Для уточнения полученных значений следует определить значение Q_c по формуле (3.10.46) на основе полученных в первом приближении ξ и B , и произвести новый расчет по зависимостям (3.10.48–3.10.51). Двух-трех шагов достаточно для достижения практически точного результата.

Если в ходе расчета получено положительное значение t_{ξ} , то этот результат является лишь качественным и говорит о том, что в данных природных условиях породы находятся в талом состоянии. В этом случае для получения количественных значений следует использовать аналогичные зависимости для талых пород, полученные с применением изложенного выше подхода («Основы геокриологии», т. 6, 2008).

Для определения температурного влияния непромерзающих напочвенных покровов по найденной величине годового теплооборота B используются, как и в случае однослойной расчетной схемы, уравнения (3.10.5), а для вычисления теплофизической сдвижки Δt_{λ} в двухслойном разрезе СТС – зависимость (3.10.44). При необходимости теплофизическая сдвижка может быть определена раздельно для верхнего и нижнего слоев пород в пределах сезонно-талого слоя:

$$\Delta t_{\lambda_{\text{в}}} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\Gamma} m}{T(p + \gamma_{\text{T}} m)} \left(\frac{\lambda_{\text{тн}}}{\lambda_{\text{мв}}} - \gamma_{\text{T}} \right) \quad \text{и} \quad \Delta t_{\lambda_{\text{н}}} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\Gamma} p}{T(p + \gamma_{\text{T}} m)} \left(\frac{\lambda_{\text{тн}}}{\lambda_{\text{мн}}} - 1 \right), \quad (3.10.52)$$

$$\Omega_{\text{л}}^{\Gamma} = \Omega_{\text{л}}^{\Pi} - BR_{\text{л}}^{\Pi},$$

где все обозначения те же, что и в (3.10.34, 3.10.44).

3. Влияние конвективного теплопереноса в СТС на температуру и глубину сезонного оттаивания мерзлых пород

Конвективный перенос тепла в пределах сезонно-оттаивающих пород связан в основном с двумя природными процессами – *инфильтрацией* летних дождевых осадков и *внутрипоровой конденсацией* влаги. Последний процесс также считается конвективным, поскольку при этом происходит перенос тепла вместе с паром (в виде скрытой теплоты парообразования) из приповерхностного атмосферного воздуха вглубь пород, где вблизи фронта сезонного оттаивания достигается точка росы для воздуха с практически любой естественной влажностью. На этом уровне и происходит конденсация влаги, сопровождающаяся значительным тепловыделением. Оба этих процесса происходят в относительно грубодисперсных дренированных отложениях и, как правило, реализуются совместно. Основное различие между ними заключается в том, что при инфильтрации дождевых вод тепловое взаимодействие осуществляется на всем пути движения нисходящего потока влаги, а при конденсации скрытое тепло фазового перехода проходит через основную часть разреза пород СТС без теплового взаимодействия с ними, а фазовый переход и сопутствующее тепловыделение происходит в наиболее охлажденной зоне вблизи подошвы СТС.

В благоприятных природных условиях указанные процессы могут иметь весьма высокий энергетический уровень и оказывать заметное влияние на формирование геокриологической

обстановки. К благоприятным факторам относятся особые климатические условия с наличием теплого дождливого лета. Плоский рельеф совместно с грубодисперсными хорошо проницаемыми породами способствуют поглощению практически всех выпадающих в теплый период дождевых осадков. Важным фактором для протекания обоих процессов является отсутствие в породах СТС фильтрационных потоков надмерзлотных вод, занимающих значительную часть мощности СТС.

Ниже приведены зависимости, позволяющие определить влияние процессов конвективного переноса тепла при инфильтрации дождевых вод и внутрисочвенной конденсации водяных паров на сезонное оттаивание грунтов и оценить влияние этих процессов на формирование среднегодовых температур пород (Булдович, 1996, 2001). Получены решения (с учетом существования напочвенных покровов на поверхности пород) для случаев наличия только инфильтрации осадков, только внутрисочвенной конденсации водяного пара и одновременно двух указанных процессов.

Следует сказать, что процесс реализации в объеме пород СТС дополнительного тепловыделения за счет конвективных процессов меняет всю цепочку факторов, формирующих геокриологические условия в приповерхностных слоях пород. Так, например, при этом происходит изменение исходного кондуктивного потока тепла в породах СТС, механизм указанного изменения следующий. Дополнительное тепловыделение в пределах СТС, происходящее к тому же преимущественно в нижней его части вблизи фронта оттаивания, практически полностью расходуется на увеличение глубины сезонного оттаивания, поскольку в летнее время градиент температур направлен вниз и потери конвективного тепла в атмосферу невозможны. Однако добавочное оттаивание пород заметно увеличивает мощность СТС и тем самым приводит к уменьшению плотности кондуктивного потока тепла, проходящего через поверхность пород при тех же температурных условиях на ней. Таким образом, происходит частичное ослабление одного вида теплопереноса за счет другого и в результате температурное воздействие конвективных процессов оказывается не столь значительным. В данном случае налицо проявление всеобщего закона Ле Шателье, гласящего, что реакция любой сложной системы на внешнее воздействие всегда направлена на противодействие этому воздействию.

Кроме того, тепловое воздействие различных теплоизоляционных напочвенных покровов на геокриологическую обстановку существенно зависит от уровня теплообмена пород с атмосферой, т.е. от величины годового теплооборота. Естественно, дополнительный конвективный привнос тепла в породы увеличивает теплооборот в породах, что приводит к росту температурного воздействия поверхностных покровов. Например, заметно возрастает отопляющее влияние снежного покрова. При этом, в случае больших мощностей снежного покрова, увеличение его отопляющего влияния на среднегодовую температуру пород в результате конвективного выделения в подстилающих породах СТС может быть сравнимо или даже превосходить собственно отопляющее влияние конвективного выделения тепла.

Принципиально важно определение температурного вклада конвективных процессов с учетом взаимообусловленности всех факторов природной среды, определяющих геокриологические характеристики. Так, в частности, без учета «привлеченного» отопляющего влияния снега эта оценка будет заниженной. Растительные напочвенные покровы также участвуют в формировании теплообмена в породах, их воздействие на температуру пород весьма сложно и связано, с одной стороны, с сильным влиянием покровов на величину теплооборота и, с другой стороны, с обратной зависимостью температурного воздействия покровов от годовых теплооборотов. Итоговое отопляющее влияние конвективного привноса тепла на среднегодовую температуру пород должно определяться как разница между расчетными величинами среднегодовой температуры на подошве СТС при наличии конвективного теплопереноса и при чисто кондуктивной теплопередаче при всех прочих равных условиях.

Уравнение связи глубины сезонного оттаивания пород ξ со среднегодовой температурой t_{ξ} пород при наличии в породах СТС дополнительного конвективного тепловыделения выглядит следующим образом:

$$t_{\xi} = \frac{\xi_{\text{КВ}}}{\mu} \left[Q_{\phi} + \beta - V \cdot \left(1 + \beta \frac{R_{\Pi}^{\Pi}}{\Omega_{\Pi}^{\Pi}} \xi_{\text{КВ}} \right) \right]. \quad (3.10.53)$$

Выражения для функции V при разных расчетных схемах приведены в таблице 3.3.

Таблица 3.3		
1. Инфильтрация дождевых вод при отсутствии конденсации водяных паров в породах ($h_{\text{и}} > 0; h_{\text{к}} = 0$)	$V_1 = \frac{j \cdot \lambda_{\text{T}} \Omega_{\Pi}^{\Pi}}{\xi_{\text{КВ}} - \frac{1 - \exp(-j \cdot \xi_{\text{КВ}})}{j \cdot d}}$	(3.10.54)
2. Конденсация водяных паров в породах при отсутствии летних осадков ($h_{\text{и}} = 0; h_{\text{к}} > 0$)	$V_2 = \frac{L_{\Pi} h_{\text{к}}}{\xi_{\text{КВ}} - m \cdot \ln \left(1 + \frac{\xi_{\text{КВ}}}{m + s} \right)}$	(3.10.55)
3. Совместное влияние конденсации водяных паров и инфильтрации атмосферных осадков ($h_{\text{и}} > 0; h_{\text{к}} > 0$)	$V_3 = \frac{L_{\Pi} h_{\text{к}}}{\xi_{\text{КВ}} - m \cdot n \cdot \ln \left(\frac{d \cdot \exp(j \cdot \xi_{\text{КВ}}) - n}{d - n} \right)}$	(3.10.56)

$$j = \frac{C_{\text{В}} h_{\text{и}}}{\lambda_{\text{T}} \tau_{\text{Л}}}, \quad d = \exp(j \cdot s), \quad s = \lambda_{\text{T}} R_{\Pi}^{\Pi}, \quad \beta = \frac{\Omega_{\Pi}^{\Pi} C_{\text{T}}}{2 \tau_{\text{Л}}}, \quad m = \frac{\lambda_{\text{T}} \Omega_{\Pi}^{\Pi}}{L_{\Pi} h_{\text{к}}}, \quad n = \frac{1}{1 + j \cdot m},$$

$$\mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{МП}} C_{\text{об.МП}} \tau_{\text{Л}}}.$$

В формулах (3.10.53–3.10.56) $h_{\text{и}}$ – слой осадков, просачивающихся в летнее время в породы; $h_{\text{к}}$ – слой сконденсировавшейся за период оттаивания воды; $\tau_{\text{Л}}$ – длительность теплого периода; $\lambda_{\text{T}}, \lambda_{\text{М}}$ – теплопроводность талых и мерзлых пород в пределах СТС; $C_{\text{об.В}}, C_{\text{об.Т}}$ – объемные теплоемкости соответственно воды, талых и мерзлых пород; $\lambda_{\text{МП}}, C_{\text{об.МП}}$ – теплопроводность и теплоемкость подстилающих мерзлых пород; L_{Π} – теплота парообразования, равная при 0°C примерно 700 000 Вт·ч/м³; Ω_{Π}^{Π} – сумма летних градусочасов на поверхности покрова; $\xi_{\text{КВ}}$ – глубина оттаивания пород за летний период при наличии конвективной составляющей теплопереноса; Ω_{ϕ} – теплота фазовых переходов; R_{Π}^{Π} – термическое сопротивление напочвенного покрова в летний период; t_{ξ} – среднегодовая температура пород на подошве слоя сезонного оттаивания; $\tau_{\text{Л}}$ – длительность летнего периода.

В случае чисто кондуктивного теплообмена в породах совместное решение уравнений (3.10.8, 3.10.12 и 3.10.16) позволяет исключить из расчета величину теплопроводности талых пород λ_{T} и получить следующую важную зависимость:

$$t_{\xi} = \frac{\Omega_{\text{З}}^{\Pi} + \xi_{\text{КВ}} \left[R_1 Q_{\phi} + \frac{C_{\text{об.Т}}}{2 \tau_{\text{Л}}} \left(R_1 \Omega_{\Pi}^{\Pi} + R_{\Pi}^{\Pi} \Omega_{\text{З}}^{\Pi} \right) \right]}{T \left(1 + \frac{C_{\text{об.Т}}}{2 \tau_{\text{Л}}} R_{\Pi}^{\Pi} \xi_{\text{КВ}} \right) + R_1 \mu}, \quad R_1 = \bar{R}_{\text{СН}} + R_{\Pi}^3 + \frac{\xi_{\text{КВ}}}{2 \lambda_{\text{М}}}, \quad (3.10.57)$$

где $\Omega_3^{\text{П}}$ – сумма зимних градусочасов на поверхности снега; $R_{\text{П}}^3, \bar{R}_{\text{СН}}$ – термические сопротивления соответственно зимнего напочвенного покрова и снега; T – длительность года; остальные обозначения прежние.

Это уравнение показывает связь среднегодовой температуры пород и конечной глубины их сезонного оттаивания вне зависимости от того, в результате чего эта глубина оттаивания сформировалась – т.е. вне зависимости от энергетики тепловых процессов в СТС в летний период. Другими словами, если какие-либо процессы в летний период приводят к формированию СТС данной мощности, то баланс летних и зимних теплооборотов (главное условие существования периодически-установившегося теплового режима) соблюдается только при среднегодовой температуре пород, определяемой из соотношения (3.10.57).

Для совместного решения уравнений (3.10.53) и (3.10.57) задаются различные значения глубины сезонного оттаивания пород при наличии процессов конвективного тепловыделения $\xi_{\text{КВ}}$ до совпадения величины среднегодовой температуры t_{ξ} в левых частях обоих уравнений – это значение и будет соответствовать среднегодовой температуре мерзлых пород. При этом в уравнение (3.10.53) подставляется функция V из таблицы 3.3 с номером, соответствующим конкретным процессам конвективного тепловыделения.

Далее, используя найденные в процессе подбора величины $\xi_{\text{КВ}}$ и t_{ξ} , по уравнению (3.10.12) вычисляется годовой теплооборот в породах, формирующийся в условиях дополнительного конвективного тепловыделения:

$$B_{\text{КВ}} = \frac{[(Q_{\text{Ф}} + \beta)\xi_{\text{КВ}} - t_{\xi}\mu]}{\left(1 + \frac{R_{\text{П}}^{\text{Л}}}{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}} \beta \xi_{\text{КВ}}\right)} \quad (3.10.58)$$

С учетом полученных величин $\xi_{\text{КВ}}$ и $B_{\text{КВ}}$ из уравнения (3.10.16) выражается эффективное значение коэффициента теплопроводности оттаивающих пород с учетом конвективного теплопереноса:

$$\lambda_{\text{ЭФ}} = \xi_{\text{КВ}} / [2(\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}} / B_{\text{КВ}} - R_{\text{П}}^{\text{Л}})]. \quad (3.10.59)$$

При замене параметра $\lambda_{\text{Т}}$ на $\lambda_{\text{ЭФ}}$ в уравнении (3.10.7) определяется температурная сдвигка в пределах СТС в условиях конвективного тепловыделения в породах $\Delta t_{\lambda}^{\text{КВ}}$:

$$\Delta t_{\lambda}^{\text{КВ}} = \frac{(\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}} - BR_{\text{П}}^{\text{Л}})}{T} \left(\frac{\lambda_{\text{ЭФ}}}{\lambda_{\text{М}}} - 1\right). \quad (3.10.60)$$

Наконец, по величине теплооборота $B_{\text{КВ}}$, находится температурное воздействие летних и зимних напочвенных покровов и снега при наличии конвективного привноса тепла:

$$\Delta t_{\text{П}}^{\text{Л}} = -\frac{R_{\text{П}}^{\text{Л}} B_{\text{КВ}}}{T}, \quad \Delta t_{\text{П}}^{\text{З}} = \frac{R_{\text{П}}^{\text{З}} B_{\text{КВ}}}{T}, \quad \Delta t_{\text{СН}} = \frac{\bar{R}_{\text{СН}} B_{\text{КВ}}}{T}. \quad (3.10.61)$$

Полученные значения геокриологических характеристик сравниваются с таковыми в случае только кондуктивного теплообмена при отсутствии всякого дополнительного тепловыделения в породах. Расчет значений глубины СТС ξ , среднегодовой температуры пород t_{ξ} и величины теплооборота B в этом случае осуществляется по формулам (3.10.8, 3.10.16 и 3.10.17).

Для согласования расчетов по методике В.А.Кудрявцева, в которой граничные условия задаются гармоническим колебанием с определенными средней за период температурой t_0 и ам-

плитудой колебаний A_0 , с расчетными формулами, использующими сезонные суммы градусочасов, применяются следующие известные соотношения:

$$\tau_{\text{л}} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_0}{A_0} \right), \quad \Omega_{\text{л}} = t_0 \tau_{\text{л}} + \frac{A_0 T}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_0}{A_0} \right)^2}, \quad \Omega_{\text{з}} = t_0 T - \Omega_{\text{л}}, \quad (3.10.62)$$

где t_0 и A_0 – соответственно среднегодовая температура и амплитуда ее годовых колебаний на поверхности пород (физическая, по среднемесячным значениям); $\Omega_{\text{л}}, \Omega_{\text{з}}$ – летняя и зимняя суммы градусочасов на поверхности; $\tau_{\text{л}}, T$ – длительность летнего периода (с положительными температурами) и года.

Иногда требуется осуществить обратный переход – найти синусоиду годовых температурных колебаний, соответствующую заданным сезонным суммам градусочасов. Среднегодовая температура при этом находится из простого выражения:

$$t_0 = (\Omega_{\text{л}} + \Omega_{\text{з}}) / T, \quad (3.10.63)$$

а вычисление амплитуды температурных колебаний A с использованием зависимости (3.10.62) в этом случае требует решения трансцендентного уравнения, что не всегда удобно. Можно предложить приближенную зависимость для определения амплитуды A , дающую вполне удовлетворительную точность:

$$A_0 = \sqrt{\eta^2 - \left(\frac{\pi}{2} - 1 \right) t_0^2} + \eta, \quad \eta = \frac{\pi}{4T} (\Omega_{\text{л}} - \Omega_{\text{з}}). \quad (3.10.64)$$

§ 11. Численные решения тепловых задач

Несмотря на обширный набор точных и приближенных аналитических методов, многие задачи инженерной геокриологии не удается решить этими методами. Такие задачи решаются численно. Основным методом численного решения является метод конечных разностей. Он состоит в том, что расчетная область дискретизируется во времени и пространстве, то есть покрывается прямоугольной сеткой, в узлах которой задаются теплофизические характеристики и определяются искомые температуры. При этом все производные заменяются конечными разностями, а исходное дифференциальное уравнение заменяется конечно-разностным аналогом – сеточным уравнением.

Для дискретизации расчетной области на каждой из координатных осей выбираются точки деления, через эти точки проводятся взаимно ортогональные сечения, которые и образуют сетку. Если все точки деления являются равноотстоящими по какой-либо координате, то сетку называют равномерной (с постоянным шагом) по этой координате. Все исходные физические характеристики и все искомые функции определяются и рассматриваются только в узлах сетки (между узлами просто ничего нет). Дискретизируется также и время: вся система рассматривается только в определенные моменты (как говорят, на заданных временных слоях). Шаг во времени может быть как постоянным, так и переменным.

Тем самым вместо непрерывных в пространстве и во времени температурных (и иных) полей мы имеем дело с сеточными функциями, областью определения которых являются узлы сетки на заданных временных слоях. Для таких функций удобно вместо аргументов (x, y, z, t) писать индексы, соответствующие номерам узлов и слоев, например T_{jkl}^j , причем верхним индексом принято обозначать временной слой, нижним – узел пространственной сетки.

Естественно, что для сеточных функций понятие производной теряет смысл. Аналогом производных являются конечные разности, например:

$$\partial T / \partial t \sim (T^j - T^{j-1}) / \tau \text{ или } (T^{j+1} - T^j) / \tau \text{ или } (T^{j+1} - T^{j-1}) / 2\tau, \quad (3.11.1)$$

$$\partial^2 T / \partial x^2 \sim (T_{i+1} - 2T_i + T_{i-1}) / h^2 \text{ и т.п.} \quad (3.11.2)$$

Здесь τ – шаг во времени, h – шаг равномерной пространственной сетки (для неравномерной сетки последнее выражение несколько усложнится). Подобные конечно-разностные аналоги можно написать и для более сложных дифференциальных операторов. Во всех таких случаях принято говорить, что дифференциальный оператор аппроксимируется конечно-разностным оператором, и обозначать это знаком «тильда» (\sim).

Уже из простейшего примера (3.11.1) видно, что можно предложить несколько вариантов аппроксимации (легко показать, что их бесконечно много). Возникает вопрос: какова погрешность при том или ином варианте аппроксимации и как ведет себя эта погрешность при уменьшении шага? Для исследования этого вопроса функцию разлагают в ряд Тейлора и представляют погрешность степенным рядом. Главный член этого ряда определяет порядок аппроксимации. Так, в (3.11.1) первые два конечно-разностных оператора имеют первый порядок аппроксимации, тогда как последний – второй порядок (при уменьшении шага в K раз погрешность уменьшается в K^2 раз); конечно-разностный оператор (3.11.2) имеет второй порядок аппроксимации. Для указания порядка аппроксимации приняты обозначения $\bar{O}(\tau)$, $\bar{O}(h^2)$ и т.д.

Подставив конечно-разностные аналоги производных в дифференциальное уравнение, получим аппроксимацию последнего сеточным уравнением. Так, для однородного уравнения теплопроводности с постоянными коэффициентами (3.2.3) можно записать в одномерном случае:

$$(T_i^{j+1} - T_i^j) / \tau = L(T_i^j) = (T_{i+1}^j - 2T_i^j + T_{i-1}^j) a / h^2, \quad (3.11.3)$$

где a – как и прежде, $a = \lambda / C$ – коэффициент теплопроводности, $L(\dots)$ – краткое обозначение конечно-разностного оператора, подробно записанного правее и аппроксимирующего пространственную часть уравнения теплопроводности. В случае двух или трех измерений этот оператор будет содержать члены, аппроксимирующие частные производные по соответствующим переменным; его вид еще более усложнится при переменных коэффициентах и неоднородном уравнении теплопроводности.

Построение конечно-разностной схемы завершается записью сеточных аналогов начальных и граничных условий; для последних также весьма существен порядок аппроксимации, который должен быть согласован с порядком аппроксимации самого уравнения.

Таким образом, вместо дифференциального уравнения получается система линейных алгебраических уравнений (3.11.3). Число уравнений в системе равно числу неизвестных температур T_i^{j+1} во внутренних узлах сетки ($i = 1..N$) на «новом» временном слое ($j + 1$). Температуры на «старом» слое (j) к этому моменту уже известны – они были вычислены на предыдущем шаге (на первом шаге они берутся из начальных условий). Температуры с нижним индексом 0 и $N + 1$ берутся из граничных условий. Когда все «новые» температуры найдены, они объявляются «старыми» и рассчитывается следующий временной слой – и так до тех пор, пока будет покрыт весь интересующий нас интервал времени.

Возникает вопрос о выборе шага во времени и пространстве. Пространственный шаг выбирается исходя из физического смысла задачи, требуемой точности и подробности описания температурных полей; никаких ограничений математического характера здесь нет. Для шага во времени это не так. Дело в том, что выбранная точность аппроксимации дифференциального уравнения, начальных и граничных условий сама по себе еще не гарантирует какой-либо определенной точности аппроксимации решения. Другими словами, мы не можем априори утверждать, что, сгустив пространственную сетку вдвое, снизим погрешность конечно-разностного решения в два или четыре раза. Нельзя даже утверждать, что на заданном интервале времени

конечно-разностное решение будет хоть как-то отражать поведение истинного решения дифференциального уравнения – оно может не иметь с последним ничего общего.

Чтобы подобного рода утверждения имели силу, конечно-разностная схема должна быть устойчивой, а это является ее внутренним математическим свойством, связанным, в частности, с выбором шага. Если схема устойчива, то порядок точности решения совпадает с порядком аппроксимации дифференциального уравнения и входных данных – эта теорема строго доказывается в теории разностных схем (Самарский, 1989).

Устойчивость схемы означает, что малые искажения входных данных приводят к малым же искажениям решения. Точнее, при стремлении первых к нулю последние также стремятся к нулю (в смысле равномерной сходимости во всей пространственной области и на всем рассматриваемом интервале времени). Если схема неустойчива, то погрешность входных данных и ошибки округления, неизбежные в любых расчетах, не просто накапливаются, а прогрессивно нарастают, так что решение приобретает вид хаотических бросков с нарастающей амплитудой. Через короткое время величина этих бросков выходит за пределы возможностей представления чисел в ЭВМ, операционная система сообщает о переполнении арифметического устройства и выбрасывает задачу из счета. Отсюда ясно, что исследование конечно-разностных схем на устойчивость является необходимым и важнейшим этапом их разработки и реализации, поэтому рассмотрим этот вопрос подробнее. Забегая вперед, скажем, что схема (3.11.3) может как быть, так и не быть устойчивой в зависимости от соотношения шагов во времени и в пространстве. Такие схемы называют условно устойчивыми.

Устойчивость конечно-разностной схемы (для дифференциальных уравнений заданного типа) определяется в первую очередь шаблоном, т.е. количеством и взаимным расположением узлов сетки, входящих в каждое конечно-разностное уравнение системы, подобной (3.11.3). Так, шаблон самой системы (3.11.3) состоит из четырех узлов (рис. 3.15): три расположены на нижнем («старом») временном слое и один на верхнем («новом»). В силу этого схема относится к классу явных: каждое уравнение содержит одно неизвестное, которое явно выражается через уже известные величины.

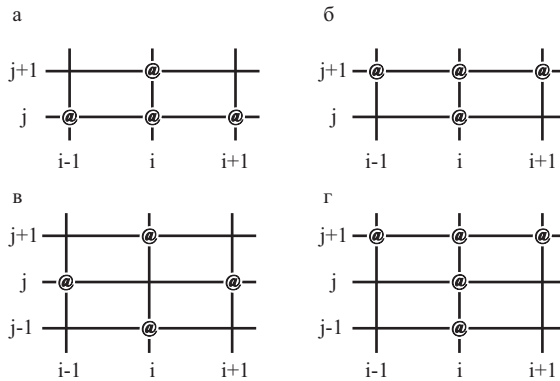


Рис. 3.15. Шаблоны конечно-разностных схем: а – явная двухслойная; б – чисто неявная двухслойная (схема с опережением); в – Дюфорта-Франкела (ромб); г – чисто неявная трехслойная

Более общей является следующая схема, называемая схемой с весами:

$$(T_i^{j+1} - T_i^j)/\tau = PL(T_i^{j+1}) + (1 - P)L(T_i^j), \tag{3.11.4}$$

где P – вес слоя (константа) – параметр, управляющий свойствами схемы.

Если $P = 0$, мы имеем уже рассмотренную четырехточечную явную схему. При $P = 1$ получаем тоже четырехточечную схему, но уже неявную: три узла на верхнем слое и один на нижнем (рис. 3.15), т.е. в каждое уравнение входят три неизвестных, которые невозможно выразить явно – надо решать систему (эту схему иногда называют чисто неявной или схемой с опережением). При всех прочих значениях параметра P схема остается неявной, а шаблон содержит шесть узлов: по три на каждом слое (уравнения при этом усложняются). Интересно отметить, что при всех значениях P , отличных от 0,5, схема (3.11.4) имеет порядок аппроксимации $O(\tau + h^2)$, а при $P = 0,5$ (схема в этом случае называется симметричной) порядок аппроксимации $O(\tau^2 + h^2)$, т.е. точность решения становится более чувствительной к измельчению шага во времени.

Может возникнуть недоумение: к чему усложнять уравнения (а значит, и вычислительную процедуру) неявными схемами, – ведь решать систему из десятков или сотен уравнений несравненно сложнее и дольше, чем вычислить неизвестные температуры по явной схеме (более или менее оправданна симметричная схема – у нее точность выше)? А все дело в устойчивости и величине допустимого шага во времени. Условие устойчивости схемы с весами (3.11.4) имеет следующий вид (Самарский, 1989):

$$P \geq 0,5 - h^2 / (4a\tau), \quad (3.11.5)$$

Отсюда сразу следует, что явная схема устойчива, если

$$\tau \leq h^2 / 2a, \quad (3.11.6)$$

т.е. имеет место условная устойчивость – при условии, что шаг во времени не превышает предельно допустимого «критического» значения. Каково оно в реальных задачах инженерной геокриологии? При типичных для грунтов значениях коэффициента теплопроводности и $h = 0,1$ м критический шаг около 1 часа, т.е. для покрытия интервала времени в 50 лет (типичное время прогнозирования тепловых процессов в основаниях капитальных сооружений) требуется около полумиллиона шагов. Это серьезная работа даже для современных быстродействующих компьютеров, если учесть, что каждый шаг во времени – это расчет нескольких сот значений температур по формуле (3.11.3). Следует также принять во внимание квадратичную зависимость: при сгущении пространственной сетки вдвое шаг во времени уменьшается вчетверо и т.д.

Из условия (3.11.5) следует, что при $P \geq 0,5$ неявные схемы (в том числе и симметричная с повышенной точностью) абсолютно устойчивы, независимо от величины шага во времени. На практике выбирается шаг, в 10–20 раз превышающий критический шаг явной схемы с такой же пространственной сеткой (при большем шаге слишком велики погрешности аппроксимации).

Рассмотренные конечно-разностные схемы являются двухслойными, т.е. в шаблон (и в каждое уравнение) входят узлы с двух соседних временных слоев. Используются также и трехслойные схемы – как явные (например, схема Дюфорта–Франкела или «ромб»), так и неявные (рис. 3.15). Обе эти схемы абсолютно устойчивы, однако они труднее в реализации, чем двухслойные. Во-первых, в процессе счета надо хранить в памяти ЭВМ не один, а два предыдущих слоя. Во-вторых, до начала счета по трехслойной схеме надо каким-то образом рассчитать первый временной слой (нулевой слой известен из начальных условий). Чаще всего это делают по обычной двухслойной явной схеме, а значит, программа должна содержать оба алгоритма.

Основной недостаток неявных схем – существенно больший (по сравнению с явной схемой) объем вычислений на каждом шаге – компенсируют разработкой эффективных и экономичных алгоритмов решения систем уравнений с матрицами специального вида. Для одномерных задач такой алгоритм, известный как метод прогонки, достаточно ясен и прост в программировании. В случае двух и трех измерений дело обстоит сложнее, тем не менее затраты труда на разработку

соответствующих алгоритмов и программ вполне оправдываются сокращением времени счета. Поэтому неявные схемы широко применяются в решении многих задач теплофизики. Однако в инженерной геокриологии их применение ограничено и, как правило, нецелесообразно.

Устойчивость конечно-разностной схемы является необходимым условием ее практической применимости к решению любых задач. В задачах инженерной геокриологии следует обращать внимание и на другие, более тонкие свойства схемы, такие как асимптотическая устойчивость и консервативность. В противном случае возможно получение решений, грубо искажающих истинную картину температурного поля. К сожалению, часто это остается за пределами внимания исследователей, разработчиков и пользователей методов и алгоритмов расчета.

Во многих задачах инженерной геокриологии приходится иметь дело с очень большими интервалами времени (50 лет и более). Поэтому важно исследовать асимптотическое поведение конечно-разностного решения при неограниченном возрастании интервала, т.е. его асимптотическую устойчивость и, как следствие, сходимую и точность. Обычная устойчивость и сходимость исследуется на конечных интервалах времени, но из такого рассмотрения вовсе не следует, что все будет хорошо «на бесконечности».

В книге (Самарский, 1989) на конкретных примерах показано, что чисто неявная схема при больших интервалах времени теряет точность, так что для сохранения заданной точности приходится с ростом времени уменьшать шаг фактически до того значения, при котором применима явная схема. В итоге по объему вычислений чисто неявная схема может оказаться в несколько раз хуже явной. Симметричная схема способна давать неправильную асимптотику, если шаг превышает определенное значение, т.е. в асимптотическом смысле эта схема условно устойчива (напомним, что в обычном смысле она абсолютно устойчива). В то же время условие асимптотической устойчивости явной схемы практически совпадает с условием ее обычной устойчивости (3.11.6); не происходит и снижения точности.

Таким образом, при больших интервалах времени применение неявных схем нецелесообразно из-за их асимптотических свойств.

Практически во всех реальных задачах инженерной геокриологии коэффициенты теплопроводности и теплоемкости являются разрывными функциями, поскольку разные слои грунтового массива имеют разные физические свойства. Оказывается, что не всякая устойчивая конечно-разностная схема, сходящаяся в случае гладких коэффициентов, сходится и в случае разрывных коэффициентов. Известны и такие примеры (Самарский, 1989), когда сходимость сохраняется, но решение оказывается совершенно неверным – оно качественно отличается от точного решения. Причина состоит в том, что конечно-разностная схема нарушает закон сохранения (баланс) тепла, что равносильно появлению ложных (не существующих в реальной задаче) источников и стоков тепла в точках разрыва коэффициентов. Схемы, нарушающие законы сохранения, называют неконсервативными или дисбалансными. Очевидно, что для решения реальных прикладных задач такие схемы непригодны.

Итак, схема должна быть консервативной, т.е. выражать соответствующий закон сохранения в своем сеточном уравнении. Основным методом построения таких схем является метод балансов (элементарных балансов). При этом следует исходить из уравнений баланса, записанных для элементарных объемов – ячеек сетки точно так же, как это делается при выводе дифференциального уравнения теплопроводности (и других уравнений математической физики). Входящие в эти уравнения интегралы и производные следует заменить разностными выражениями. Примеры применения метода балансов к построению разностных схем можно найти в книгах (Самарский, 1989; Хрусталева, 1971).

Еще одно важное свойство конечно-разностной схемы – ее однородность (универсальность). Под однородной понимается такая схема, вид которой не зависит от конкретной задачи из данного класса (который определяется типом дифференциального уравнения), граничных условий, вида коэффициентов (постоянные, переменные, разрывные), выбора сетки (равномер-

ная или неравномерная). Во всех узлах сетки и для всех случаев разностные уравнения имеют один и тот же вид. Однородные схемы получаются при использовании метода балансов, поскольку законы сохранения универсальны и не зависят от перечисленных выше факторов. Отметим, что метод балансов наиболее просто и естественно приводит к построению явных схем.

Выше при записи конечно-разностных схем и условий их устойчивости мы ограничились случаем одной пространственной координаты. Это было сделано для большей ясности изложения и компактности записи. В инженерной геокриологии почти все задачи, решаемые численными методами, являются двух- или трехмерными (для большинства одномерных задач известны точные или приближенные аналитические решения). Обобщение большинства схем на случай двух или трех измерений не составляет труда – конечно-разностный оператор L , аппроксимирующий пространственную часть дифференциального уравнения, представляется суммой двух или трех операторов ($L_1 + L_2$ или $L_1 + L_2 + L_3$), каждый из которых аппроксимирует производные по своей координате. Остаются в силе оценки порядка аппроксимации и условия устойчивости, если вместо шага одномерной сетки использовать «суммарный» шаг, определяемый по формуле:

$$1/h^2 = 1/h_1^2 + 1/h_2^2 + 1/h_3^2, \quad (3.11.7)$$

где h_1, h_2, h_3 – шаг по одной из координат.

При численном решении многомерных задач особенную остроту приобретает поиск экономичных вычислительных алгоритмов, требующих минимального машинного времени, т.е. минимального числа арифметических действий для получения решения с заданной степенью точности. Для неявных схем общий метод построения таких алгоритмов известен как локально-одномерный. Идея его состоит в том, что шаг во времени расщепляется на два-три подшага (по числу координат), и на каждом подшаге задача рассматривается как одномерная и решается методом прогонки.

Другой подход к созданию экономичных алгоритмов позволяет увеличить шаг во времени при счете по явным схемам. Он основан на общем подходе к решению некорректно поставленных (неустойчивых) задач, введенном в науку А.Н. Тихоновым и известном как регуляризация. Регуляризирующий алгоритм так подправляет процедуру решения, что неустойчивость, полностью разрушающая истинную картину температурного поля, превращается в добавочную погрешность, лишь слегка «смазывающую» мелкие детали, но сохраняющую картину в целом.

Для задач теплопроводности, в том числе и с подвижными границами раздела фаз, регуляризирующий алгоритм предложен Ю.Л. Израилевым (1981) и сводится к следующему. Решение на очередном временном слое ($j + 1$), полученное по обычной явной схеме, объявляется промежуточным – обозначим его через U . Окончательное решение на слое ($j + 1$) получается по формуле:

$$T^{j+1} = RU + (1 - R)T^j, \quad (3.11.8)$$

где R – параметр регуляризации, причем $0 < R \leq 1$.

При $R = 1$ регуляризация «отключена» – счет идет по обычной явной схеме. При $R < 1$ в решение начинают давать вклад предшествующие временные слои, причем этот вклад увеличивается с уменьшением R . Таким образом, с помощью простого приема фактически реализуется многослойная схема с постепенно затухающим (по закону геометрической прогрессии) весом предшествующих слоев. Этим и объясняется ее устойчивость. Доказано, что процедура (3.11.8) сохраняет порядок аппроксимации явной схемы и обеспечивает устойчивость при

$$\tau \leq (2/R - 1)\tau_0, \quad (3.11.9)$$

где τ_0 – критический (максимально допустимый) шаг явной схемы.

Практически приемлемым (по соображениям точности решения) является превышение критического шага в пять-шесть раз, и значит, по общему объему вычислений регуляризованная явная схема практически эквивалентна экономичным неявным схемам. В то же время для последних сложность программирования и размер программы существенно больше.

Перейдем к методам решения задач с фазовыми переходами. В этом случае появляются дополнительные трудности, связанные с необходимостью учета скрытой теплоты фазового перехода. Возможны две различных постановки таких задач. Если вся скрытая теплота выделяется при фиксированной температуре, то мы имеем задачу Стефана: температуры в талой и мерзлой зоне находятся по отдельности, каждая из своего уравнения теплопроводности, а на границе ставится условие Стефана (3.7.4). Часто задачу Стефана приводят к задаче с плавным фазовым переходом путем искусственного приема (Самарский, 1989): фазовый переход как бы «размазывается» на некоторый узкий интервал температур и описывается искусственно введенной эффективной теплоемкостью. Естественно, что такой прием понижает точность решения, особенно в части определения положения границы раздела фаз.

В обоих случаях применение неявных схем существенно осложняется, поскольку при большом шаге во времени схема «проскакивает» фазовый переход или всплеск эффективной теплоемкости. Поэтому на каждом временном шаге требуется организация итерационной процедуры, корректирующей теплофизические параметры в области фазовых переходов. Это еще более усложняет алгоритмы неявных схем и значительно увеличивает число операций на каждом временном шаге. В итоге общий объем вычислений по сравнению с явной схемой удается сократить не более, чем на 10–20%, а зачастую он даже возрастает (Pham, 1985). Наличие простых регуляризирующих алгоритмов (см. выше) еще более склоняет чашу весов в пользу явной схемы.

Как уже было отмечено, важным и полезным свойством конечно-разностной схемы является ее однородность, состоящая в том, что во всех узлах сетки разностные уравнения имеют один и тот же вид. Созданию однородных схем для решения задачи Стефана препятствует сама ее математическая формулировка: точки фазовой границы являются особыми и описываются уравнением совершенно иного типа. Именно для достижения однородности схемы и применяется упомянутый выше искусственный прием введения эффективной теплоемкости, приводящий задачу к единому уравнению. Однако такая «подмена задачи» не вполне корректна, поскольку решение оказывается зависящим от искусственных параметров, лишенных физического прототипа.

Альтернативный и физически обоснованный путь достижения однородности – так называемая энтальпийная формулировка задачи Стефана. Энтальпия (I) имеет физический смысл плотности внутренней энергии и определяется так:

$$I(T) = \int_{T_0}^T [C(u) + L_v \delta(u - T_{bf})] du, \quad (3.11.10)$$

где T_{bf} – температура фазового перехода, T_0 – произвольная температура, выбранная в качестве начала отсчета энтальпии (как и потенциальная энергия, энтальпия определяется с точностью до аддитивной постоянной); можно положить эту температуру равной абсолютному нулю или еще какой-то температуре ниже температуры фазового перехода, $\delta(\dots)$ – дельта-функция Дирака.

По энтальпии однозначно восстанавливается температура как функция $T(I)$, обратная функции (3.11.10). Поэтому все три зоны (таялая, мерзлая и фазовых переходов) могут быть описаны единым дифференциальным уравнением:

$$\partial I / \partial t = \text{div}[\lambda(I) \text{grad} T(I)] \quad (3.11.11)$$

Энтальпийная формулировка (3.11.10)–(3.11.11) является универсальной. Она применима и к задачам с фазовыми переходами в спектре температур (в этом случае в выражении (3.11.10) дельта-функция заменяется гладкой функцией, определяемой по экспериментальной кривой содержания незамерзшей воды), и к комбинированным задачам, когда часть скрытой теплоты выделяется при фиксированной температуре фазового перехода, а другая часть – в спектре отрицательных температур.

Поскольку энтальпийная формулировка задач с фазовыми переходами является по своей физической сути формулировкой энергетической, она естественным образом сочетается с балансовым (энергетическим) методом построения конечно-разностных схем, который приводит к консервативным схемам, то есть таким, где разностные уравнения выражают собой закон сохранения энергии. Это свойство схемы обсуждалось выше в связи с решением задач теплопроводности при разрывных коэффициентах. Оно является необходимым при решении задач Стефана.

Метод балансов к построению конечно-разностных схем для решения задач Стефана первым применил Л.Н. Хрусталева (1966). Он исходил из представлений, характерных для метода гидроаналогий В.С. Лукьянова, широко применявшегося к решению задач теплопроводности, в том числе с фазовыми переходами.

При обычном «сеточном» подходе непрерывная среда дискретизируется: узлы сетки сосредоточивают как теплофизические характеристики, так и искомые температуры; между узлами – вакуум. Этот подход удобен для математических исследований конечно-разностных схем. При «балансовом» подходе среда рассматривается как непрерывная, а сетка определяет границы прямоугольных расчетных блоков. В пределах каждого блока грунт считается однородным, но соседние блоки могут иметь разные теплофизические характеристики, что позволяет моделировать любые неоднородности. В процессе вычислений для каждого блока рассчитываются тепловые потоки от сопредельных блоков, составляются и решаются уравнения баланса тепла. При этом считается, что искомые температуры относятся к геометрическим центрам блоков.

В математическом отношении расчетная схема метода балансов эквивалентна обычной сеточной схеме, так что для нее остаются справедливыми все положения теории разностных схем. Однако в отличие от сеточного метод балансов имеет наглядную физическую интерпретацию и по форме описания и постановки задач близок к методам физического моделирования (например, к методу гидроаналогий). В частности, для блоков, находящихся при температуре фазового перехода, определяется еще одна физическая величина – относительный объем талой фазы (V), который изменяется от нуля до единицы. Это позволяет отслеживать положение границы раздела фаз с погрешностью в несколько раз меньшей, чем размеры блоков. Впоследствии В. Воллер (Voller, 1981) строго обосновал корректность введения величины V и ее использования для уточнения положения фазовой границы.

Первоначально алгоритм, предложенный Л.Н. Хрустальевым, предусматривал непосредственное вычисление и хранение в памяти компьютера температур и объемов талой фазы. С одной стороны, это приводило к дополнительному расходу памяти, с другой стороны, схема утрачивала однородность, так как блоки, находящиеся при температуре фазового перехода, рассчитывались по отдельным формулам. Кроме того, для всех блоков приходилось организовывать процедуру отслеживания моментов начала и окончания фазового перехода. Затем, вслед за работами Н.А. Бучко, в алгоритм было введено энтальпийное представление температурных полей.

Энтальпия вбирает в себя обе величины (T , V) и определяется так:

$$I = \left\{ \begin{array}{l} C_f(T - T_{bf}) \text{ при } T < T_{bf}, L_v V \text{ при } T = T_{bf}, \\ L_v + C_{th}(T - T_{bf}) \text{ при } T > T_{bf} \end{array} \right\}. \quad (3.11.12)$$

Обратное преобразование однозначно восстанавливает T и V :

$$\begin{aligned} T &= I/C_f + T_{bf}, \quad V = 0 \quad \text{при } I < 0, \\ T &= T_{bf}, \quad V = I/L_v \quad \text{при } 0 \leq I < L_v, \\ T &= (I - L_v)/C_{th} + T_{bf}, \quad V = 1 \quad \text{при } I > L_v. \end{aligned} \quad (3.11.13)$$

Введение энтальпии делает ненужным хранение температур и объемов порознь и восстанавливает однородность схемы; при переходе на следующий временной слой уравнения записываются одинаково для всех блоков:

$$I^{i+1} = I^i + (\tau/\nu) \sum_k q_k s_k, \quad (3.11.14)$$

где ν – объем блока (при постановке задачи в пространстве одного или двух измерений размер блока по «незадействованной» координате полагается равным 1 м), $q_k s_k$ – плотности теплового потока от сопредельных блоков и площади соответствующих граней.

Плотность теплового потока между парой блоков (с номерами i и $i+1$) выражается через их размеры (r) и коэффициенты теплопроводности (λ):

$$q = 2(T_{i+1} - T_i) / (r_{i+1}/\lambda_{v_{i+1}} + r_i/\lambda_i), \quad (3.11.15)$$

причем эта плотность входит в уравнение баланса со знаком «плюс» для одного из блоков пары и со знаком «минус» для другого.

Если блок примыкает к границе расчетной области, то плотность теплового потока через его внешнюю грань при граничном условии III рода рассчитывается по формуле:

$$q = (T_c - T_i) / (0,5r_i/\lambda_i + 1/\alpha), \quad (3.11.16)$$

где T_c – температура внешней среды, α – коэффициент теплообмена; при граничном условии I рода в этой формуле величина $(1/\alpha)$ полагается равной нулю; при граничном условии II рода поток через внешнюю грань не рассчитывается, так как он задан.

Поскольку данная разностная схема относится к классу явных, к ней был применен регуляризирующий алгоритм, рассмотренный выше, с той лишь разницей, что преобразование (3.11.8) применяется не к температурам, а к энтальпиям, рассчитанным по формуле (3.11.14).

Подведем итоги. Конечно-разностная схема и алгоритм решения задач инженерной геокриологии должны обладать следующими качествами: 1) устойчивостью в обычном и асимптотическом смысле, 2) экономичностью, 3) консервативностью, 4) однородностью, 5) крайне желательно также, чтобы алгоритм и расчетные формулы имели наглядный физический смысл при постановке задач и интерпретации результатов, особенно в части определения положения фазовых границ.

Для этого целесообразны: 1) двухслойная явная схема с регуляризацией, 2) применение метода балансов, 3) энтальпийная формулировка задачи, 4) использование относительного объема талой фазы (V) при интерпретации результатов.

Описанный выше алгоритм сочетает в себе все названные качества и приемы. Кроме того, он легко адаптируется к задачам с фазовыми переходами в спектре температур, когда учитывается незамерзшая вода. Для этого достаточно скорректировать закон преобразования температуры в энтальпию в области отрицательных температур исходя из конкретного вида кривой содержания незамерзшей воды $w_w(T)$. Если пренебречь зависимостью теплоемкости мерзлого грунта и удельной теплоты фазового перехода связанной воды от температуры, то первая строка в выражении (3.11.12) примет вид:

$$I = C_f(T - T_{bf}) + L_0 \rho_d [w_w(T) - w_w(T_{bf})] \text{ при } T < T_{bf}, \quad (3.11.17)$$

где L_0 – удельная теплота фазового перехода вода – лед, ρ_d – плотность сухого грунта.

При аппроксимации кривой незамерзшей воды гиперболой, как это часто делается, зависимость температуры от энтальпии находится путем решения простейшего квадратного уравнения. Если же кривая задается по точкам в табличной форме, то температуры определяются интерполяцией.

Алгоритм, который здесь был обоснован и представлен, реализован в программе ТЕПЛО, разработанной на кафедре геокриологии МГУ и прошедшей государственную регистрацию. Программа предназначена для использования на компьютерах IBM PC и совместимых с ними. Работа с программой происходит в режиме диалога с полноэкранным интерфейсом. Рассчитанные температурные поля могут выводиться на экран и на печать как в цифровом, так и в графическом виде. В программе ТЕПЛО кривые незамерзшей воды не учитываются, то есть считается, что вся влага замерзает и оттаивает при температуре T_{bf} .

Впоследствии была разработана программа ТУНДРА, в которой фазовые переходы влаги в спектре температур учитываются в полной мере, причем кривые незамерзшей воды задаются по точкам, что позволяет вводить их с той точностью, с которой они фактически измерены, без погрешностей аппроксимации. Это позволяет давать более точные прогнозы развития теплофизических процессов в основаниях инженерных сооружений. Кроме того, программа ТУНДРА точнее описывает тепловое взаимодействие термосифонов (термостабилизаторов) с окружающими грунтами.

Настоящая версия программы решает двумерные задачи в декартовых или цилиндрических координатах (в последнем случае задача является трехмерной осесимметричной); версия для решения произвольных трехмерных задач находится в разработке. Программа позволяет использовать чертежи и разрезы, выполненные в системе AUTOCAD, для построения расчетной области.

Область применения программы ТУНДРА: инженерные расчеты при проектировании и строительстве зданий и сооружений на вечномерзлых грунтах, научно-исследовательские расчеты в общей и инженерной геокриологии, учебный процесс. Вот некоторые задачи, решаемые с ее помощью:

- расчет температурного режима грунтов и ореолов промерзания-оттаивания вокруг газовых и нефтяных скважин, резервуаров, шахтных стволов, вертикальных термосифонов;
- расчет температурного режима грунтов и объемов промерзания-оттаивания в основаниях дорог, подземных трубопроводов, тоннелей, протяженных зданий и сооружений, в том числе с трубчатыми охлаждающими системами (вентилируемые трубы, термосифоны);
- прогноз изменения температуры пород и глубины промерзания-оттаивания в связи с естественными и техногенными изменениями климатических параметров, изменением условий теплообмена на дневной поверхности в результате освоения территории.

Программа ТУНДРА написана на языке C++ и может использоваться на любой платформе, поддерживающей этот язык. Предусмотрена возможность эксплуатации программы на многопроцессорных системах. В этом случае параллельные вычисления многократно сокращают время счета, что особенно актуально при решении трехмерных задач.

Таким образом, использование ЭВМ в мерзлотоведении представляется одно из звеньев общих комплексных мерзлотных исследований, включающих в себя полевые съемочные работы, стационарные исследования на опытных площадках и станциях, натурное и математическое моделирование и лабораторные работы по определению состава и свойств пород, а также данные по разработке упрощенных методов (приближенных формул, номограмм), необходимых при производстве мерзлотной съемки в полевых условиях.

§ 12 Использование программы «Тундра» для расчета теплового взаимодействия термостабилизатор – грунт

В настоящее время с помощью программы «Тундра» на кафедре геокриологии МГУ решается широкий круг задач, связанных с нахождением температурных полей и ореолов промерзания-оттаивания пород. На примере задачи о «тепловом ударе», которая используется для расчета динамики температурных полей и интенсивности промерзания засоленных грунтов вмещающих криопэги с помощью термостабилизатора рассмотрена возможность применения программы «Тундра» для малых областей расчетной схемы (первые десятки сантиметров) и малых времен (первые десятки минут).

1. Методы термостабилизации грунтовых оснований инженерных сооружений

Для обеспечения несущей способности инженерных сооружений в криолитозоне широко используется активная термостабилизация (ТС) грунтов: при сооружении и эксплуатации грунтовых и свайных оснований и фундаментов зданий промышленного и гражданского назначения; трубопроводов, крановых узлов, узлов запуска и приема очистных устройств магистральных газопроводов; вдоль трассовых ЛЭП; опор мостов; резервуаров на слабонесущих вечномерзлых грунтах; при сооружении и эксплуатации дорог, для создания «мерзлотных стенок» и противофильтрационных завес, дамб, ледовых островов, и переправ; для борьбы с негативными процессами, происходящими в многолетнемерзлых грунтах (термокарстом, термоэрозией, пучением).

Тепловое взаимодействие грунтов с тепловыделяющими инженерными сооружениями или при нарушениях поверхности в районах распространения многолетнемерзлых грунтов приводит к повышению температур оснований, уменьшению несущей способности грунтовых оснований за счет перехода грунтов в пластично-мерзлое состояние, или даже оттаивания. Негативное влияние на этот процесс оказывает засоленность грунтов, оттаивающих при более низких температурах, а также присутствующие в грунтах криопэги.

Для термостабилизации оснований используется хладопотенциал атмосферного воздуха в зимний период на базе сезонно-действующих охлаждающих устройств (СОУ) вертикального, горизонтального и наклонного типа естественной циркуляции. Изготовители – ОАО «Фундаментпроект», ООО «Ньюфрост», ФСА «Фундаментстройаркос», ЗАО «Интер Хит Пайп», ООО «Ривсмаш», ООО «Проектстабилизатор», ООО «Таис-С», ООО НПО «Север», ООО НПО «Полус». Глубина установки СОУ до 10–15 м. Характерный размер (диаметр) 33,7–57 мм. Значения температур –2, –10°C на контакте. В качестве хладоносителя используются:

1. Хладон 22 – R22 ($P_{\text{ср.исп/конд.}} = 4,67\text{--}3,55$ ат) сейчас в соответствии с Международной конвенцией с 2012 года запрещен к заправке во вновь устанавливаемое оборудование. Должен использоваться фреон R404a (не разрушающий озоновый слой атмосферы) – теплосъем 10–15 Вт/п.м.
2. Аммиак – R717 ($P_{\text{ср.исп/конд.}} = 4\text{--}2,9$ ат) – наиболее эффективный по теплоотдаче хладоноситель, теплосъем 25–30 Вт/п.м.
3. Углекислый газ CO₂ – R744 ($P_{\text{ср.исп/конд.}} = 33\text{--}26$ ат), теплосъем 12–18 Вт/п.м. К недостаткам использования СОУ следует отнести: сезонность работы и периода проведения установки в массив пород; невысокую скорость промораживания, что приводит к понижению температуры, промерзанию и пучению оснований сооружений при эксплуатации; проблемы с промораживанием сильнозасоленных пород и криопэгов. К преимуществам следует отнести: отсутствие энергетических затрат и необходимости обслуживания в процессе эксплуатации.

К преимуществам методов машинного охлаждения грунтов с принудительной вентиляцией хладагента можно отнести: всесезонность термостабилизации грунтовых оснований;

возможность замораживания сильнозасоленных пород и криопэггов; большая хладопроизводительность – 500 кВт и температура хладоносителя -25°C ; компактность, например, для установки WTE-200 чешского производства (аналог установки германского производства), в базовом варианте транспортируются на автомобиле; установки автоматические, не требуют присутствия квалифицированного персонала; быстрое развертывание при ликвидации форс-мажорных ситуаций и высокая скорость замораживания. Базовые варианты выполняются для работы до температур наружного воздуха -32°C (обогревается только щит управления), вариант арктический до -60°C . В установках реализуется пароконденсационный холодильный цикл с хладагентом R404a (фреон) и контуром промежуточного охлаждения грунта жидкими хладоносителями: рассолы – CaCl_2 , этиленгликоль.

К недостаткам методов машинного охлаждения следует отнести: высокую стоимость агрегатов и существенные экономические затраты на функционирование в течении срока службы; высокие требования к плотности рассольных трубопроводов; не в полной мере адаптированы к условиям Крайнего Севера; необходима индивидуальная настройка установок к каждому району Севера.

Имеется возможность применять СОУ с агрегатами искусственного холода с целью создания устройств круглогодичного действия. Такими устройствами могут служить малые пароконденсационные холодильные машины и термоэлектрические охладители с хладопроизводительностью до 1 кВт на температурном диапазоне от -10°C до -34°C в соответствии с их техническими характеристиками.

В отечественной практике имеется опыт применения жидкого азота для замораживания грунтов методом пролива в трубную систему, который был применен при ликвидации аварийной ситуации в функционирующем метрополитене г. Санкт-Петербурга (тогда – Ленинграда).

Однако методически принятие оптимальных проектно-технических решений, а также методика оценки эффективности применения данной технологии и технических устройств не в полной мере отражены в современной научно-технической и нормативной литературе, а практика применения нуждается в совершенствовании. Это касается следующих проблем:

- В теоретическом плане – отсутствует теория связанного процесса теплообмена в системе «грунтовое основание – термостабилизатор». Имеется разработанная теория и опыт оценки ореолов промерзания грунта при известном теплосъеме с поверхности термостабилизатора (внешняя задача), мало разработанная теория теплообмена в двухфазном хладоносителе (внутренняя задача). Отсутствует теория решения совместной внешней и внутренней задачи.
- В методическом плане – отсутствует концепция совместного использования СОУ и машинных методов с целью достижения максимальной эффективности термостабилизации грунтов, включая и экономическую сторону проблемы.
- Отсутствует унификация и стандартизация технических решения по конструкции термостабилизаторов и типовые характеристики для сопоставления эффективности использования.
- Требуется совершенствования обоснования применения СОУ и машинных методов, методы количественного мерзлотного прогноза при применении ТС, учитывающие совокупность природных условий и их изменение в результате строительства, что является одной из наиболее сложных задач современной геокриологии. Отсутствие такого обоснования и комплексного мерзлотного прогноза при проектировании и строительстве приводит к неэффективной работе ТС, неоправданным затратам, промерзанию и пучению грунтов оснований при эксплуатации, повреждению СОУ и установок машинного охлаждения, примеры которых известны на магистральных газо- и нефтепроводах, компрессорных станциях, инженерных сооружениях на Европейском Севере, Западной Сибири и Якутии.

Перспективным решением проблемы надежности круглогодичного функционирования оснований сооружений на засоленных грунтах, вмещающих линзы криопеггов, может являться потенциальная возможность частичного использования хладоресурса – сжиженного природного газа и продуктов его ректификации (этан, пропан), являющихся целевым продуктом завода по их получению (Комаров, Ананьев, Бек, 2014). Сжижение добываемого природного газа является важной современной технологией при его использовании и транспортировке. Технологическая норма хранения сжиженного природного газа (СПГ), находящегося на территории газоконденсатных месторождений (ГКМ) в специальных резервуарах при температуре -163°C , оценивается суточной испаряемостью (переходом в газообразное состояние и локализацией в верхней части резервуара), величиной около 0,1% от массы сжиженного газа в одном резервуаре. Эта потеря образуется за счет теплопритоков из окружающей среды. Испарившийся газ затем снова сжимается и сжижается, поступая обратно в резервуар. По предварительным расчетам суточный расход СПГ на цели термостабилизации грунтов составляет до 0,15 % от массы сжиженного газа. Предлагается использовать образующийся в резервуаре газообразный продукт, имеющий низкую температуру, для промораживания грунтов, применяя для этого рекуперативные теплообменные устройства – трубки Фильда (рис. 3.16), сеть которых включается в технологическую схему, или работает автономно.

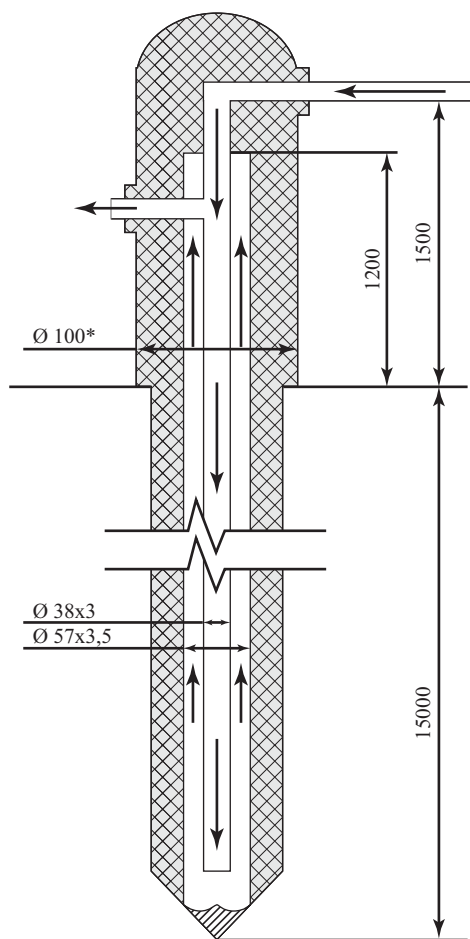


Рис. 3.16. Конструкция трубки Фильда

Методика использования природного газа и продуктов его ректификации для целей термостабилизации грунтовых оснований инфраструктуры ГКМ сочетает все преимущества указанных выше способов промораживания массивов и позволяет: обеспечить устойчивость грунтовых оснований инженерных сооружений круглогодично и независимо от климатических условий; утилизировать отбираемый из технологической цепи газообразный продукт, путем его последующего сжатия и сжижения; обеспечить значительно высокий темп промораживания грунта, а, следовательно, минимизировать эффект пучения грунта; промораживать криопэги даже с очень высокой степенью минерализации. Использование отходящих потоков испарения СПГ с последующей их утилизацией даст экономический эффект. Возможно использование хладоресурса сжиженного газа для локальных целей термостабилизации грунтовых оснований при ликвидации форс-мажорных ситуаций.

Кроме очевидных плюсов, использование низкотемпературного природного газа в качестве хладагента всепогодного термостабилизатора (ВТС), разработанного на базе трубки Фильда, может привести к проявлению негативных процессов. Это трещинообразование на границе стенка термостабилизатора – грунт, связанное с возникновением на ней больших градиентов температуры, а также морозобойное растрескивание грунта в межсвайном пространстве при различной в плане и по глубине геометрии компоновки кустов ВТС и свай. Требуется оценка оптимального значения величины входной в ВТС температуры газа и конструктивных решений, с целью недопущения или минимизации процессов трещинообразования. Поэтому необходимо разработать методику количественной оценки теплового взаимодействия такой системы с грунтом основания, которая позволит минимизировать или исключить влияние трещин, возникающих на границе грунт – охлаждающая система. Она должна включать также оценку водно-ионного режима грунтов основания, определяющего температуру начала замерзания, содержание незамерзшей воды и во многом теплофизические и механические характеристик мерзлого грунта.

2. Задача о тепловом и механическом взаимодействии ВТС с грунтовым основанием (задача о «тепловом ударе»)

Задача рассмотрена в рамках несвязанной задачи линейной термоупругости (Комаров, 2003). В начальный момент времени температура на поверхности термостабилизатора радиусом R_S и длиной L_S , находящегося в массиве грунта с температурой поверхности T_{GS} , скачком понижается до величины T_G – температуры газа. Она поддерживается постоянной во времени τ . При условии T_G ниже температуры начала замерзания поровой воды T_{bf} начинается процесс образования зоны промерзания, мощность которой во времени возрастает, а мощность талой зоны уменьшается. Фазовый переход влаги в лед здесь происходит на условно выделенной подвижной границе – фронте промерзания $R_x = f(\tau)$. В зоне промерзания действуют равномерно распределенные источники (стока) тепла, что означает, что рассматривается случай, когда в породах образуется массивная криогенная текстура. Тепло на фазовые переходы транспортируется через мерзлую и талую зоны чисто кондуктивным путем. Теплофизические характеристики в выделенных зонах кусочно-постоянны и скачком изменяются на границе раздела зон: $l_T \neq l_F$, $C_m \neq C_F$ и $a_T \neq a_F$, где l_T и l_F – коэффициенты теплопроводности соответственно талых и мерзлых пород; C_T и C_F – объемные теплоемкости. Грунтовые условия вокруг термостабилизатора идентичны, поэтому задача может формулироваться как двумерная (осевая симметрия). Ось Oz – направлена вниз по оси термостабилизатора, Ox – по поверхности грунта вдоль радиуса, L_S и R_{CD} – расчетная область. Уравнение теплопроводности в энтальпийной постановке, где величина энтальпии (теплосодержания) H представляет непрерывную функцию во всем спектре температур и может включать тепловой эффект фазовых переходов, имеет вид:

$$\frac{\partial H}{\partial \tau} = \frac{\partial}{r \partial r} \left[r \cdot \left(\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial r} \right) \right] + \left(\lambda \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right), \quad \tau > 0, z \in (0, L_S), r \in (R_S, R_{CD}) \quad (3.12.1)$$

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_F(T), & T < T_{bf} \\ \lambda_T, & T > T_{bf} \end{cases}; \quad T = \begin{cases} T_F, & T < T_{bf} \\ T_T, & T > T_{bf} \end{cases}; \quad H = \begin{cases} H_F(T), & T < T_{bf} \\ H_T, & T > T_{bf} \end{cases}; \quad C = \begin{cases} C_F(T), & T < T_{bf} \\ C_T, & T > T_{bf} \end{cases}$$

Начальное условие: $T(r, z, 0) = T(z)$, $T(r, 0, 0) = T_{GS}$, $z \in [0, L_S]$;

Граничные условия: $T(r, 0, \tau) = T_{GS}(\tau)$, $\tau > 0$; $r \in (R_S, R_{CD})$;

$$T(R_S, z, \tau) = T_G, \quad \tau > 0, z \in [0, L_S]; \quad \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right)_{r=R_{CD}} = 0; \quad \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=L_S} = 0$$

Особые условия на подвижной границе раздела зон $R_x = f(\tau)$ запишутся в виде условия неразрывности температуры на фронте и уравнения баланса тепла на подвижной границе:

$$T_F(R_x, \tau) = T_T(R_x, \tau) \equiv T_{bf}; \quad \lambda_F \cdot \frac{\partial T_F}{\partial r} \Big|_{r=R_x(\tau)} - \lambda_T \cdot \frac{\partial T_T}{\partial r} \Big|_{r=R_x(\tau)} = q_{PT} \cdot \frac{dR_x}{d\tau}$$

где q_{PT} – теплота, идущая на фазовые переходы, пропорциональная объемной влажности породы.

Задача реализована с помощью программы «Тундра» (Пустовойт, Венкстерн, Барке, 2014). Использованы явная конечно-разностная схема с регуляризацией, что позволяет в несколько раз увеличить шаг во времени и во столько же раз сократить время счета, а также энтальпийная форма решения и метод балансов, что приводит к наглядной физической интерпретации результатов и существенно повышает точность определения положения границ промерзания-оттаивания.

Химический аспект моделирования поведения водно-солевых систем в области отрицательных температур сводится к расчету фазового состава образований различного валового химического состава, характеризующихся определенной температурой и давлением. Для оценки водно-солевого режима массива использовались данные по свойствам грунтов, взятые из нормативного документа СП 25.13330.2012, а для криопэггов – опытные данные по химическому составу проб криопэггов п-ова Ямал, обработанные с помощью программы «FREEZBRINE» (Комаров, Мироненко, Кияшко, 2012)

Входные данные в программу: исходная общая минерализация и концентрация основных компонентов химического состава пробы криопэга, полученные на основании химического анализа. Выходные данные: содержание воды, ионов и солей в жидкой, твердой и газообразной фазах; плотность и объемы фаз; рН растворов; масса в молях, химический потенциал и др., которые рассчитаны для определенного интервала и заданного шага по температуре или давлению. Оценивались: температура начала замерзания поровых растворов пород и криопэггов; температурная зависимость содержания твердой и жидкой фаз; плотность растворов; теплоемкость и теплопроводность пород с учетом влияния температуры и степени минерализации.

В силу низких значений температуры хладагента задача трещинообразования вблизи границы ВТС – грунт может рассматриваться в рамках теории линейной термоупругости и модели массива в виде деформирующихся в неоднородном температурном поле слоев. Для рассматриваемого случая ее в первом приближении можно сформулировать как несвязанную, т.е. температурный профиль в каждый момент времени является установившемся относительно изменения полей напряжений и деформаций. Анализ условия связанности уравнений термоупругости дан в работе (Комаров, 2003). Величина максимальных температурных напряжений σ приближенно оценивалась из теории тонких оболочек (Коваленко, 1971):

$$\sigma = -\frac{E \alpha_T \Delta T}{2} \left[1 + \frac{\sqrt{1-\nu^2}}{\sqrt{3}(1-\nu)} \right] \quad (3.12.2)$$

где E – модуль упругости грунта, α_T – коэффициент линейного расширения грунта, ν – коэффициент Пуассона, ΔT – перепад температур в мерзлом или промерзающем слое грунта (в зависимости от начала включения ВТС – в зимний или летний период), который расположен вблизи стенки ВТС.

При решении вопроса о возможности образования трещины, надо сопоставить величину σ , рассчитанную из уравнения (3.12.2), с величиной равной, пределу мгновенной прочности на разрыв σ_{TS} , а для грунтов, подвергающихся сезонным колебаниям температур – с величиной, равной пределу длительной прочности на разрыв σ_{LS} .

Фактические данные, используемые для моделирования и его результаты. Скорость газа в кольцевом зазоре трубы Филда принималась равной 25 м/с. Рассмотрена однослойная схема массива, которая сложена незасоленным песком или засоленным суглинком. Водно-физические и теплофизические свойства пород приведены в **табл. 3.4**.

Таблица 3.4

Водно-физические и теплофизические свойства грунтов									
Наименование грунта	Плотность скелета ρ , кг/м ³	Суммарная влажность W_{tot} д.е.	Степень засоленности D_{sop} %	Температура начала заморозания T_{bp} °С	Теплоемкость C , МДж/м ³ ·К		Теплопроводность λ , Вт/м·К		Теплота фазовых переходов Q_p , МДж/м ³
					талого грунта	мерзлого грунта	талого грунта	мерзлого грунта	
Песок незасоленный	1880	0,23	0,07	-0,02	2,58	1,95	1,7	2,5	144,9
Суглинок засоленный	1320	0,3	2,1	-4,3	0,657	0,492	1,2	1,4	70,3

Начальное распределение температуры выбиралось на основании предварительных расчетов, моделирующих установление квазистационарного температурного поля. Были рассмотрены варианты для летнего и зимнего периода начала работы ВТС, с различной входной температурой хладагента (–40, –60 и –80°С). Прочностные и деформационные свойства пород для широкого диапазона низких отрицательных температур приведены в работах (Рачевский, Шущерин, Отрощенко, 1972, Рачевский, 2003). Величина коэффициента Пуассона принималась равной $\nu = 0,15$.

Оценка величины температурных напряжений показала, что допустимая входная температура хладагента для незасоленных песков составляет от –40 до –50°С в условиях зимнего периода пуска ВТС в эксплуатацию, для суглинистых пород на 20–30 градусов ниже. В летний период градиенты температур на границе ВТС – грунт могут приводить к возникновению напряжений выше значения мгновенной прочности на разрыв для обоих рассмотренных грунтов во всем температурном диапазоне. Ввод в эксплуатацию ВТС в летний период времени целесообразно проводить при более высоких температурах хладоносителя, известных из практики эксплуатации сезонных охлаждающих устройств. Результаты сопоставления расчетных и экспериментальных данных по величине мгновенной прочности на разрыв при различных температурах хладоносителя приведены в **табл. 3.5**.

Таблица 3.5

Сопоставление расчетных и экспериментальных данных по величине мгновенной прочности на разрыв

Грунт	Температура хладагента $T_G, ^\circ\text{C}$	Модуль упругости $E, \text{Мпа}$	Коэффициент линейного расширения $\alpha \cdot 10^5, 1/\text{K}$	Мгновенная прочность на разрыв $\sigma_r, \text{Мпа}$	Перепад температур на границе ТС-грунт $\Delta T, ^\circ\text{C}$		Расчетная мгновенная прочность на разрыв $\sigma_r^*, \text{Мпа}$	
					период с $T < 0^\circ\text{C}$	период с $T > 0^\circ\text{C}$	период с $T < 0^\circ\text{C}$	период с $T > 0^\circ\text{C}$
незасоленный песок	-40	25000	2,2	3,3	8	26	3,18	10,34
	-60	25000	2,2	3,5	19	39	7,23	14,83
	-80	25000	2,3	3,6	30	62	11,4	23,59
засоленный су-глинок	-40	5000	2,4	6,2	7,5	32	1,9	7,98
	-60	5000	2,6	7	20	45	5,4	12,1
	-80	5000	1,6	7	30,5	56	5,06	9,3

Преимуществом рассмотренного способа низкотемпературной термостабилизации является потенциальная возможность вымораживания криопэгов даже самой высокой минерализации. Например, по предварительным расчетам, линзы криопэгов с минерализацией от 81,1 до 91,9 г/л. при температуре хладагента $-40, -60$ и -80°C за месяц вымораживаются до величин 0,6, 0,75, 0,9 м, соответственно, а за год замороженная область увеличивается до значений 2,1, 2,6 и 3,0 м, соответственно.

Анализ расчетных результатов динамики температурных полей вокруг ВТС для летнего и зимнего периода начала эксплуатации, приведенный в работе (Жомаров, Ананьев, Бек, 2014) показал, что алгоритм программы «Тундра» работает для малых областей расчетной схемы (первые десятки сантиметров) и малых времен (первые десятки минут).

3. Прогноз интенсивности промерзания грунтов с помощью ВТС

Задачей данного прогнозного расчета является оценка времени промерзания линзы талого грунта в естественных условиях и при наличии ВТС. Был выбран типовой четырехслойный разрез, сложенный с поверхности техногенной насыпью, ниже залегал слой мерзлого песка, и затем талый песок, вмещающий линзу криопэга. Температура на верхней границе массива меняется во времени и определяется из радиационно-теплового баланса поверхности насыпи и климатических данных. На нижней и боковых границах массива заданы граничные условия 2-ого рода (условия теплоизоляции). Начальное распределение температур в массиве находится с помощью предварительного моделирования. В массив помещен ВТС радиусом R_5 и длиной L_5 , температура на поверхности которого в начальный момент времени скачком понижается до величины $T_G = \text{const}$ – температуры хладоносителя и поддерживается постоянной во времени τ . Теплофизические характеристики в выделенных зонах кусочно-постоянны и задаются аналогично задаче, рассмотренной выше. Задача реализована с помощью программы «Тундра». Рассмотрены разрезы, сложенные песками с различной засоленностью и влажностью равной полной влагоемкости. Задачей данного прогнозного расчета является оценка времени промерзания линзы криопэгов с различной степенью минерализации (M) при промораживании грунта с помощью ВТС. Для оценки времени промерзания в условиях отсутствия ВТС был решен ряд одномерных задач промерзания пород сверху, а для учета охлаждающего влияния ВТС решалась двумерная задача.

Фактические данные, используемые для моделирования, и его результаты. В качестве исходных данных для задания верхних граничных условий используются климатические харак-

теристики, полученные по м/с Тамбей. Среднемесячный ход месячных температур воздуха приведен в таблице 3.6 (строка 1). Для определения хода температур на дневной поверхности для летних месяцев вычислялась радиационная поправка для поверхности искусственно возводимых под объекты ГКМ насыпей (табл. 3.6, строка 6).

Радиационная поправка принималась только для летних месяцев, в зимний период ее величина невелика, и температура поверхности снега принималась равной таковой воздуха. Определение месячных радиационных поправок осуществлялось на основе известной зависимости:

$$\Delta t_R = P / \alpha , \quad (3.12.3)$$

$$P = R - LE - B , \quad \alpha = 3,7 \cdot V + 1,16$$

где Δt_R – среднемесячная радиационная поправка (разница между температурой дневной поверхности и воздуха), °С; α – коэффициент турбулентного теплообмена, Вт/м²К, определяемый согласно (Хрусталева, 2005) , V – среднемесячная скорость ветра, м/сек (табл. 3.6, строка 4); P – величина, характеризующая интенсивность турбулентного теплообмена поверхности с атмосферой, Вт/м²; R – радиационный баланс поверхности (табл. 3.6, строка 2), Вт/м²; LE – затраты тепла на испарение, Вт/м²; B – количество тепла, поступающее в грунт, Вт/м².

Таблица 3.6

Параметры теплообмена для дневной поверхности и поверхности насыпи в годовом цикле												
Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1. Температура воздуха $t_{в}$, °С	-24,6	-26,2	-24,2	-16,0	-7,3	0,7	5,2	6,2	2,5	-6,1	-15,5	-20,7
2. Радиационный баланс R , Вт/м ²	-25	-26	-19	0	27	107	122	59	16	-18	-25	-26
3. Турбулентный теплообмен P , Вт/м ²						30	30	30	15			
4. Скорость ветра v , м/с						5,6	5,3	5,7	5,8			
5. Коэффициент турбулентного теплообмена α , Вт/м ² К						21,9	20,8	22,3	22,6			
6. Радиационная поправка для насыпи Δt_r , °С						4,42	5,20	2,19	0,40			
7. Температура поверхности на насыпи $t_{п}$, °С	-24,6	-26,2	-24,2	-16,0	-7,3	5,12	10,4	8,39	2,9	-6,1	-15,5	-20,7
8. Высота снежного покрова $h_{сн}$, м	0,27	0,29	0,33	0,37	0,29					0,12	0,17	0,23
9. Плотность снежного покрова $\rho_{сн}$, кг/м ³	285	295	300	310	360					210	240	260
10. Теплопроводность снежного покрова $\lambda_{сн}$, Вт/мК	0,31	0,32	0,32	0,33	0,38					0,23	0,26	0,28
11. Термическое сопротивление снежного покрова $R_{сн}$, м ² К/Вт	0,88	0,91	1,02	1,11	0,75					0,52	0,65	0,81

Данные по значениям LE , P отсутствуют. Поэтому для нахождения температуры поверхности использовались обобщенные данные по величине P для рассматриваемого региона (Кудрявцев и др., 1974). Величину теплооборота в насыпи за летний период, в первом приближении, можно оценить значением порядка 35 000 Вт·час/м², т.е. средняя за лето плотность теплового потока в грунт B составляет около 12 Вт/м². Учитывая невысокую среднелетнюю температуру

воздуха (около $+3,7^{\circ}\text{C}$), испарение с поверхности сухих дренированных насыпей можно не учитывать и считать, что все тепло (R) за летний период минус затраты тепла на сезонное оттаивание и нагревание пород (B) идет на турбулентный теплообмен дневной поверхности с атмосферой. Тогда, согласно (3.12.3) могут быть найдены радиационные поправки и определен ход летних среднемесячных температур на поверхности насыпи (табл. 3.6, строки 7, 10). Оценка влияния интенсивности промерзания линзы криопэга с разной задаваемой степенью минерализации проводилась при различных значениях температурой хладагента. Водно-физические и теплофизические свойства для песков были получены по ранее описанным методикам.

Таблица 3.7

Результаты моделирования зависимости времени промораживания криопэгов от температуры хладагента и степени минерализации

Степень минерализации криопэга M , г/л	Температура хладагента ВТС T_G , $^{\circ}\text{C}$	Время промораживания криопэга τ , дни, в зависимости от радиуса промораживания, м		
		1,5	3	12
81,1	-40	34,00	130,00	974,00
	-60	28,00	86,00	670,00
	-80	22,00	66,00	620,00
83,8	-40	34,00	130,00	972,00
	-60	26,00	108,00	668,00
	-80	22,00	66,00	616,00
86,4	-40	38,00	128,00	954,00
	-60	26,00	84,00	644,00
	-80	22,00	66,00	600,00
91,9	-40	40,00	136,00	968,00
	-60	28,00	88,00	668,00
	-80	22,00	68,00	610,00

Время промораживания линзы криопэга мощностью 2 м с минерализацией от 81,1 до 91,9 г/л, значительно увеличивается с понижением температуры хладагента и незначительно изменяется от значения M . Радиус промерзания в 1,5 метра достигается за 34–40 дней при температуре хладагента -40°C , а при понижении температуры до -60 и -80°C за 26–28 и 22 дня соответственно. При температурах хладагента -60°C и ниже, в течение зимнего сезона происходит полное промораживание линзы криопэга на величину 3 м.

ГЛАВА IV

ПРИБЛИЖЕННЫЕ ФОРМУЛЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛООБОРОТОВ И ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ (ОТТАИВАНИЯ) ПОРОД

§ 1. Приближенные формулы для определения теплооборотов и мощности сезонно-мерзлого (сезонно-талого) слоя

Приведенные в гл. III методы дают возможность решить многие задачи геокриологии. Однако они могут быть доведены до счета только с помощью компьютеров и соответствующего программного обеспечения, пока доступно не всем учреждениям, занимающимся вопросами мерзлотных исследований. Кроме того, что расчеты необходимо производить в поле при производстве мерзлотной съемки. Одновременно с этим приведенные в гл. III решения задачи Стефана не отражают связи теплофизической стороны промерзания (оттаивания) пород с геолого-географической природой этого явления. Установление этой связи возможно путем определения значения в формировании глубин сезонного промерзания (оттаивания) пород таких признаков, которые, являясь основными, ведущими, позволяют устанавливать частные и общие закономерности формирования этого явления и классифицировать его. Такими основными классификационными признаками, как это будет показано в гл. V, являются годовая амплитуда температур на поверхности грунта, средняя годовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания), состав и влажность грунта (Кудрявцев, 1959).

1.1 Приближенные формулы для расчета глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород

Для выявления частных и общих закономерностей формирования сезонного и многолетнего промерзания (оттаивания) горных пород необходимо получить такую расчетную формулу, которая позволила бы связать глубину сезонного (ξ) или многолетнего ($\xi_{\text{мн}}$) промерзания (оттаивания) пород с основными классификационными признаками. Результаты вычисления по этой формуле должны давать близкую сходимость с известными точными методами решения задачи Стефана.

Указанные четыре параметра входят в уравнение теплопроводности Фурье для периодических колебаний на поверхности земли, но без учета фазовых переходов воды при промерзании грунта (3.3.4). Воспользуемся этим уравнением, добавив в него теплообороты, связанные с фазовыми переходами воды. В этом случае теплообороты по огибающим температурных кривых (B_0) будут равны:

$$B_0 = Q_c + Q_w,$$

где Q_c – теплообороты, связанные с теплоемкостью грунта; Q_w – теплообороты, связанные с фазовыми переходами воды в грунте при его промерзании (оттаивании).

Для слоя мощностью z имеем $Q_w = zQ_\phi$ ¹. Отсюда, выражая Q_0 согласно (3.3.6), общие теплообороты по огибающим для слоя сезонного промерзания (оттаивания) мощностью ξ принимают вид:

$$B_0 = (2A_{cp}C + Q_\phi)\xi. \quad (4.1.1)$$

¹ Расчет Q_ϕ по формуле (4.1.8) приведен в примере 4.

Целесообразно записать это выражение в следующем виде:

$$B_0 = 2\xi A_{np} C,$$

где A_{np} – приведенная средняя амплитуда для слоя ξ , включающая в себя и теплоту фазовых переходов воды:

$$A_{np} = A_{cp} + \frac{Q_\Phi}{2C}, \quad (4.1.2)$$

Выражение (4.1.2) определяет эффективную амплитуду, включающую в себя дополнительный член $Q_\Phi/2C$, представляющий условное изменение амплитуды в связи с фазовыми переходами воды в слое промерзания (оттаивания).

Для определения величин A_{np} и A_{cp} в слое ξ при учете фазовых переходов воды, приняв $\lambda_T = \lambda_m$, воспользуемся формулой (3.3.7), введя согласно нашему допущению вместо A_0 и A_ξ соответственно выражения $A_0 + Q_\Phi/2C$ и $t_\xi + Q_\Phi/2C$, где t_ξ – среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания). Тогда имеем:

$$A_{np} = \frac{A_0 - t_\xi}{\ln \frac{A_0 + \frac{Q_\Phi}{2C}}{t_\xi + \frac{Q_\Phi}{2C}}}$$

откуда с помощью (4.1.2) получаем

$$A_{cp} = \frac{A_0 - t_\xi}{\ln \frac{A_0 + \frac{Q_\Phi}{2C}}{t_\xi + \frac{Q_\Phi}{2C}}} - \frac{Q_\Phi}{2C} \quad (4.1.3)$$

Окончательное выражение для определения глубины сезонного промерзания (оттаивания) грунта при $\lambda_T = \lambda_m$ за период T представляется в следующем виде (Кудрявцев, Меламед, 1965):

$$\xi = \frac{2(A_0 - t_\xi) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2C} + \xi Q_\Phi) Q_\Phi \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2C} + Q_\Phi \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_\Phi)}}{2A_{cp} C + Q_\Phi}, \quad (4.1.4)$$

где

$$\xi_{2C} = \frac{2(A_0 - t_\xi) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}}{2A_{cp} C + Q_\Phi}. \quad (4.1.5)$$

Формула (4.1.4) представляет собой квадратное уравнение относительно ξ . Легко видеть, что корни у него действительные и разных знаков; из физических соображений отрицательный корень отбрасывается. Для оценки точности предлагаемой формулы величины ξ были определены с помощью ЭВМ (Кудрявцев, Меламед, 1965). Максимальная относительная ошибка в довольно большом диапазоне влажностей и амплитуд не превышает 5%; при уменьшении влажности расхождения уменьшаются.

Расчет глубины сезонного оттаивания (промерзания) в случае равенства коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состояниях (Пример 4)

Для расчета глубины сезонного оттаивания (промерзания) необходимы следующие исходные параметры: среднегодовая температура t_0 и физическая амплитуда годовых температурных колебаний A_0 на поверхности оттаивающих (промерзающих) пород, объемная теплоемкость мерзлой (талой) породы ($C_{об.м}$, $C_{об.т}$) и ее коэффициент теплопроводности λ , а также затраты тепла на фазовые переходы воды в породе при промерзании Q_{ϕ} .

Температурные условия на поверхности пород определяются в процессе полевых мерзлотных исследований с учетом влияния на них различных естественных или искусственных покровов. Коэффициент теплопроводности породы с ненарушенной структурой и естественной влажностью, при которой идет промерзание, 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 $C_{уд}$ и количества незамерзшей воды в породе ω_n при различных отрицательных температурах, а также полевых определений объемного веса скелета пород γ_n и ее естественной влажности ω (суммарная весовая влажность по отношению к сухой навеске).

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 (ω_n в %) в зависимости от ее отрицательной температуры ($-t$). Затем для данного случая определяется среднезимняя температура на поверхности промерзающей породы и с графика зависимости ω_n от $-t$ снимается значение ω_n , соответствующее полученной температуре. Далее расчет объемной теплоемкости и количества теплоты фазовых превращений воды ведется по следующим формулам:

$$C_{об.м} = C_{уд}\gamma_{ск} + 0,58 \frac{(\omega - \omega_n)\gamma_{ск}}{100} + 1,16 \frac{\omega_n\gamma_{ск}}{100}, \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{м}^3\text{К}); \quad (4.1.6)$$

$$C_{об.т} = C_{уд}\gamma_{ск} + 1,16 \frac{\omega \cdot \gamma_{ск}}{100}, \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{м}^3\text{К}); \quad (4.1.7)$$

$$Q_{\phi} = 92,8 \frac{(\omega - \omega_n) \cdot \gamma_{ск}}{100}, \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3 \quad (4.1.8)$$

Полученные указанным образом исходные параметры позволяют перейти непосредственно к вычислению глубины оттаивания (промерзания) породы ξ по формуле (4.1.4). Формула В.А.Кудрявцева является квадратным уравнением относительно величины ξ и имеет один положительный корень. Выражение для определения глубины оттаивания (промерзания) можно записать в компактном виде:

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda \cdot T}{\pi \cdot C_{об}}} \cdot \xi^*, \quad (4.1.9)$$

где безразмерная величина ξ^* зависит от двух безразмерных переменных:

$$\alpha = A_0 \frac{2C_{об}}{Q_{\phi}} \quad \text{и} \quad \beta = |t_0| \frac{2C_{об}}{Q_{\phi}},$$

$$\xi^* = \sqrt{(\sigma + \delta)^2 + \delta} - \sigma, \quad \delta = \ln \frac{\alpha + 1}{\beta + 1}, \quad \sigma = \frac{1}{2} \left[(\alpha - \beta) \left(1 + \frac{1}{\delta}\right) - \delta \cdot \left(2 + \frac{1}{\alpha - \beta}\right) \right],$$

где T – длительность года, 8760 час.

Например, требуется рассчитать глубину сезонного оттаивания аллювиальной супеси, если дано: $t_{\xi} = -2,0^{\circ}\text{C}$; $A_0 = 12^{\circ}\text{C}$; $\gamma_{\text{ск}} = 1250 \text{ кг/м}^3$; $\omega^1 = 23\%$; $C_{\text{уд}} = 0,21 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{кг}\cdot\text{K})$; $\lambda_T = \lambda_M = 1,0 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{K})$. Данные определения ω_n приведены на **рис. 4.1**.

Решение 1. Поскольку рассматривается массив многолетнемерзлых пород, сезонно оттаивающий сверху в течение летнего периода, преобладающая часть емкостных теплооборотов связана с годовыми температурными колебаниями в мерзлых породах, а меньшая часть – с нагреванием выше 0°C пород в пределах сезонно-талого слоя. В этой ситуации следует использовать так называемую приведенную величину объемной теплоемкости пород, определяемую из выражения:

$$C_{\text{об}} = \frac{C_{\text{об.т}}(A_0 + t_0) + C_{\text{об.м}}(A_0 - t_0)}{2A_0}, \quad (4.1.10)$$

где $C_{\text{об.т}}$, $C_{\text{об.м}}$ – объемная теплоемкость пород в талом и мерзлом состояниях.

Вначале необходимо определить среднее содержание незамерзшей воды в породах для вычисления значений теплоты фазовых превращений и объемной теплоемкости пород. Для этого находим среднезимнюю температуру пород $t_{\text{зим}}$:

$$t_{\text{зим}} = \frac{t_{\text{мин}}}{2} = -\frac{|t_0| + A_0}{2} = -\frac{2 + 12}{2} = -7^{\circ}\text{C}.$$

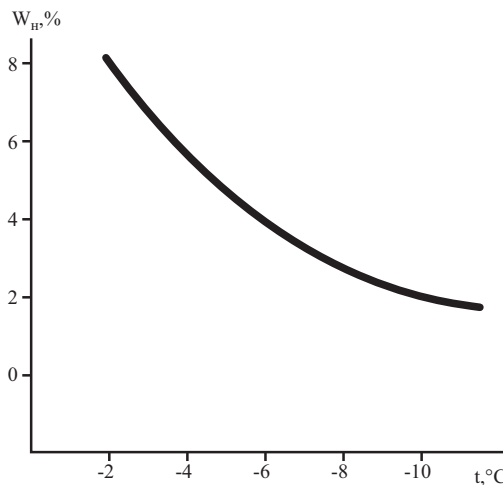


Рис. 4.1. График зависимости ω_n от температуры для супеси

По графику (**рис. 4.1**) находим, что при этом значении $t_{\text{зим}}$ $\omega_n = 3\%$. Тогда по формуле (4.1.6) найдем объемную теплоемкость мерзлых пород:

$$C_{\text{об.м}} = 0,21 \cdot 1250 + 0,58 \frac{(23 - 3) \cdot 1250}{100} + 1,16 \frac{3 \cdot 1250}{100} = 450 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{м}^3\text{K}),$$

а по формуле (4.1.8) – объемную теплоту фазовых переходов воды в породах:

$$Q_{\phi} = 92,8 \frac{(23 - 3) \cdot 1250}{100} = 23200 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3.$$

¹ ω – влажность весовая (суммарная).

Объемная теплоемкость талых пород от содержания незамерзшей воды не зависит и находится из уравнения (4.1.7):

$$C_{об.т} = 0,21 \cdot 1250 + 1,16 \frac{23 \cdot 1250}{100} = 596 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/(\text{м}^3 \text{К}).$$

Наконец, следует найти приведенную теплоемкость пород из (4.1.10):

$$C_{об} = \frac{512,5 \cdot (12 - 2) + 387,5 \cdot (12 - -2)}{2 \cdot 12} = 511 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/(\text{м}^3 \text{К}).$$

2. Рассчитываем искомую глубину сезонного оттаивания, делая соответствующие подстановки в (4.1.9):

$$\alpha = 12 \frac{2 \cdot 511}{23200} = 0,528; \quad \beta = 2 \frac{2 \cdot 511}{23200} = 0,088; \quad \delta = \ln \frac{0,528 + 1}{0,088 + 1} = 0,34;$$

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[(0,528 - 0,088) \left(1 + \frac{1}{0,34} \right) - 0,34 \cdot \left(2 + \frac{1}{0,528 - 0,088} \right) \right] = 0,141;$$

$$\xi^* = \sqrt{(0,141 + 0,34)^2 + 0,34} - 0,141 = 0,615;$$

$$\xi_{от} = \sqrt{\frac{1 \cdot 8760}{\pi \cdot 511}} \cdot 0,615 = 1,44 \text{ м}.$$

Для сравнения выполним расчет глубины сезонного оттаивания пород для тех же параметров природной среды по приближенным уравнениям раздела §10 гл. III. Для этого воспользуемся формулой (3.10.18).

Вначале определим длительность летнего периода $\tau_{л}$ и летнюю сумму градусочасов на поверхности пород $\Omega_{л}^{\Pi}$ при известных значениях t_0 и A_0 из уравнений (3.10.62):

$$\tau_{л} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_0}{A_0} \right) = 8760 * \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-2}{12,0} \right) = 3913 \text{ час},$$

$$\Omega_{л}^{\Pi} = t_0 \tau_{л} + \frac{A_0 \cdot T}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_0}{A_0} \right)^2} = -2 \cdot 3913 + \frac{12 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-2}{12} \right)^2} = 25166 \text{ град} \cdot \text{час}$$

Поскольку в рассматриваемом примере напочвенный покров на поверхности пород отсутствует, зависимость (3.10.18) существенно упрощается и имеет вид:

$$\xi_{стс} = \frac{1}{(m_{л} + 1)} \left(\sqrt{\frac{2\lambda_{т}\Omega_{л}^{\Pi}}{Q_{\phi}} (m_{л} + 1) + p_{л}^2} - p_{л} \right), \quad (4.1.11)$$

$$m_{л} = \frac{\Omega_{л}^{\Pi} C_{об.т}}{2\tau_{л} Q_{\phi}}, \quad p_{л} = -\frac{\mu \cdot t_{\xi}}{2Q_{\phi}}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{м} C_{об.м} \tau_{л}},$$

где t_{ξ} – среднегодовая температура пород (при равенстве теплопроводностей пород в талом и мерзлом состояниях $\lambda_{т} = \lambda_{м}$, $t_{\xi} = t_0$); $\lambda_{т}$, $C_{об.т}$ – теплопроводность и объемная теплоемкость талых пород; $\lambda_{м}$, $C_{об.м}$ – теплопроводность и теплоемкость мерзлых пород.

Далее последовательно вычисляются вспомогательные параметры в уравнении (4.1.11) и находится глубина сезонного оттаивания пород:

$$m_{\text{л}} = \frac{25166 \cdot 596}{2 \cdot 3913 \cdot 23200} = 0,0826; \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{1,0 \cdot 450 \cdot 3913} = 2389$$

$$p_{\text{л}} = -\frac{2389 \cdot -2}{2 \cdot 23200} = 0,103;$$

$$\xi_{\text{стс}} = \frac{1}{(0,0826 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2 \cdot 1,0 \cdot 25166}{23200} (0,0826 + 1) + 0,103^2} - 0,103 \right) = 1,32 \text{ м.}$$

Как видим, полученное по зависимости (3.10.18) значение глубины оттаивания несколько меньше, чем определенное из методики В.А. Кудрявцева. Однако относительная разница этих значений составляет всего около 8%, такие ошибки вполне допустимы при расчетах по приближенным (инженерным) формулам. Тем более, что, например, точность определения теплофизических характеристик имеет порядок 10%. Таким образом, в данном случае можно с одинаковым успехом пользоваться для оценки глубины летнего оттаивания пород обеими приведенными формулами.

Расчет глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород с применением номограмм (Пример 5)

Как уже говорилось выше, формула В.А. Кудрявцева (4.1.4) может быть представлена в виде (4.1.9):

$$\xi = \xi^* \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C_{\text{об}}}},$$

где безразмерная величина ξ^* зависит от двух безразмерных переменных:

$$\alpha = A_0 \frac{2C_{\text{об}}}{Q_{\text{ф}}} \quad \text{и} \quad \beta = |t_0| \frac{2C_{\text{об}}}{Q_{\text{ф}}}.$$

Это дает возможность построить компактные номограммы для определения безразмерной величины ξ^* по значениям α и β . Вся номограмма размещается на одном листе и представляет собой семейство кривых зависимости ξ^* от параметра α для параметра $\beta = 0; 0,1; 0,2; 0,4; 0,8; 1,2; 1,6; 2,0; 2,4; 2,8; 3,2$ (рис. 4.2). Диапазон изменения α и β включает все возможные сочетания значений $A_0, t_0, Q_{\text{ф}}, C_{\text{об}}$. После того, как для заданных значений по палеткам определена величина ξ^* , для вычисления ξ следует воспользоваться формулой (4.1.9).

Пример практического их использования: необходимо рассчитать глубину сезонного оттаивания пород на строительной площадке, если известны следующие данные: $C_{\text{обт}} = 600$ Вт·ч/(м³К); $Q_{\text{ф}} = 23\,000$ Вт·ч/м³; $\lambda = 1,2$ Вт/м·К; $t_{\text{с}} = -3^\circ$; $A_0 = 15^\circ\text{С}$. Для этого рассчитываем значение $\alpha = 15 \cdot 2 \cdot 600 / 23000 = 0,78$ и $\beta = |-3| \cdot 2 \cdot 600 / 23000 = 0,16$.

На оси абсцисс (рис. 4.2) находим значение $\alpha = 0,78$, из этой точки опускаем перпендикуляр до пересечения с кривой $\beta = 0,16$ (проведя интерполяцию по значению ν между кривой $\beta = 0,1$ и $\beta = 0,2$): ордината точки пересечения и есть $\xi^* = 0,69$. Тогда искомая глубина:

$$\xi_{\text{от}} = 0,69 \sqrt{\frac{1,2 \cdot 8760}{3,14 \cdot 600}} = 1,63 \text{ м.}$$

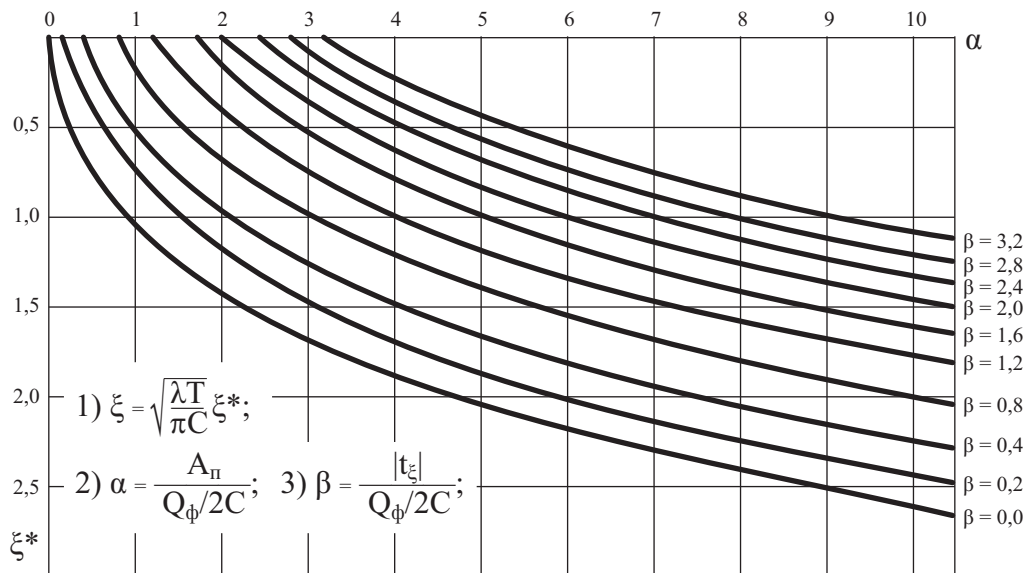


Рис. 4.2. Номограмма для определения глубин сезонного промерзания (оттаивания) пород по формуле В.А. Кудрявцева

1.2 Приближенные формулы для определения теплооборотов в слое годовых колебаний температуры

Из (4.1.4) определяется и формула теплооборотов, проходящих через поверхность почвы за половину года с учетом фазовых переходов воды в грунтах при промерзании (оттаивании).

Теплообороты через поверхность для слоя сезонного промерзания равны:

$$B_{\xi} = \sqrt{2}(A_0 - t_{\xi}) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2C} + Q_{\Phi} \xi) Q_{\Phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2C} + Q_{\Phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} + Q_{\Phi})}. \quad (4.1.12)$$

В талых грунтах, подстилающих слой сезонного промерзания, годовые теплообороты, проходящие через поверхность, равны:

$$B_h = \sqrt{2} t_{\xi} \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}, \quad (4.1.13)$$

Суммируя B_h и B_{ξ} , получим выражение для теплооборотов через поверхность в слое годовых колебаний температуры $H = h + \zeta$ с учетом фазовых переходов воды при сезонном промерзании в следующем виде:

$$B = \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2C} + Q_{\Phi} \xi) Q_{\Phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2C} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_{\Phi})}. \quad (4.1.14)$$

Контрольные расчеты теплооборотов по данной формуле и на ЭВМ дали достаточно хорошую для практических целей сходимость (1–5%) (Кудрявцев, Меламед, 1965).

Годовые теплообороты в области сезонного промерзания пород складываются из трех составных частей: а) доли теплооборота, идущей на изменение температуры слоя сезонного про-

мерзания (определяется теплоемкостью пород слоя); б) доли теплооборота, идущей на фазовые переходы воды в слое сезонного промерзания (определяется влажностью пород) и в) доли теплооборота, идущей на изменение температуры в слое ее годовых колебаний ниже подошвы слоя сезонного промерзания (определяется теплоемкостью пород).

В области распространения многолетнемерзлых пород годовые теплообороты складываются из четырех составных частей: первых трех, соответствующих перечисленным выше, и четвертой – доли теплооборота, идущей на фазовые переходы воды в многолетнемерзлых породах, которые залегают в слое годовых колебаний температуры ниже подошвы слоя сезонного протаивания. В связи с этим расчет годовых теплооборотов в многолетнемерзлых горных породах с их сезонным протаиванием имеет некоторую специфику по сравнению с расчетом годовых теплооборотов в области распространения талых пород. Поэтому, сначала рассмотрим более простой случай.

Расчет теплооборотов в слое годовых колебаний температуры в области сезонного промерзания пород (Пример 6)

Для удобства счета формула (4.1.14) может быть записана в следующем виде:

$$B = \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C_{об}}{\pi}} + \frac{Q_{\Phi}}{\frac{1}{b} + \frac{a}{d + \xi \cdot c}}, \quad (4.1.15)$$

$$a = A_{cp} + c; \quad A_{cp} = \frac{A_0 - t_0}{\ln \frac{A_0 + c}{t_0 + c}} - c; \quad c = \frac{Q_{\Phi}}{2C_{об}}; \quad d = A_{cp} \cdot \xi_{2C};$$

$$\xi_{2C} = \frac{2(A_0 - t_0)}{(2 \cdot A_{cp} \cdot C_{об} + Q_{\Phi})} \sqrt{\frac{\lambda T C_{об}}{\pi}}; \quad b = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi \cdot C_{об}}}.$$

Необходимо рассчитать годовой теплооборот в суглинках, проходящий через поверхность почвы, при условии: $A_0 = 17^{\circ}\text{C}$; $t_0 = 1,5^{\circ}\text{C}$; $\gamma_{ск} = 1300 \text{ кг/м}^3$; $\omega = 30\%$; $C_{уд} = 0,22 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{кг}\cdot\text{К})$; $\lambda_{м} = \lambda_{т} = 1,0 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

При калориметрическом испытании образца суглинка для определения $\omega_{н}$ при отрицательной температуре были получены следующие данные (рис. 4.3).

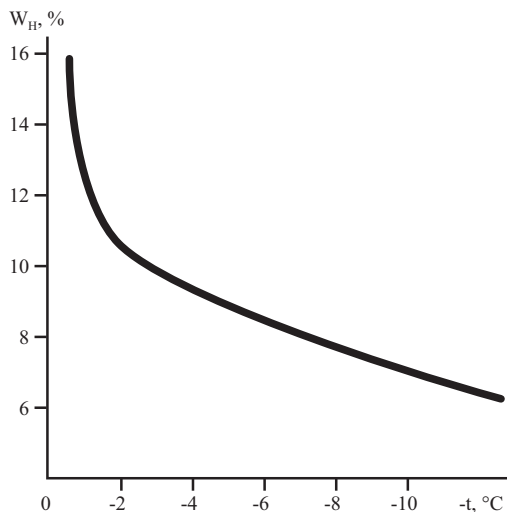


Рис. 4.3. График зависимости $\omega_{н}$ от температуры для суглинка

Решение.

1. По (4.1.10) определяем $t_{\text{зим}}$, равную $-7,8^{\circ}\text{C}$, при которой $\omega_{\text{н}} = 8\%$. Определяем объемную теплоемкость суглинка и теплоту фазовых превращений воды в суглинке при его промерзании и оттаивании по формулам (4.1.6), (4.1.7) и (4.1.8):

$$C_{\text{об.м}} = 0,22 \cdot 1300 + 0,58 \frac{22 \cdot 1300}{100} + 1,16 \frac{8 \cdot 1300}{100} = 573 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{м}^3\text{K}),$$

$$C_{\text{об.м}} = 0,22 \cdot 1300 + 1,16 \frac{30 \cdot 1300}{100} = 738 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{м}^3\text{K}),$$

$$Q_{\text{ф}} = 92,8 \cdot \frac{(30 - 8) \cdot 1300}{100} = 26540 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3.$$

Затем находим приведенную величину объемной теплоемкости пород по зависимости (4.1.10):

$$C_{\text{об}} = \frac{738 \cdot (17 + 1,5) + 573 \cdot (17 - 1,5)}{2 \cdot 17} = 663 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/(\text{м}^3\text{K})$$

2. Определяем глубину сезонного промерзания суглинка по формуле (4.1.9):

$$\alpha = \frac{17 \cdot 2 \cdot 663}{26540} = 0,85 \quad \text{и} \quad \beta = \frac{1,5 \cdot 2 \cdot 663}{26540} = 0,075, \text{ откуда}$$

$$\delta = \ln \frac{0,85 + 1}{0,075 + 1} = 0,543;$$

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[(0,85 - 0,075) \left(1 + \frac{1}{0,543} \right) - 0,543 \cdot \left(2 + \frac{1}{0,85 - 0,075} \right) \right] = 0,208;$$

$$\xi^* = \sqrt{(0,208 + 0,543)^2 + 0,543} - 0,208 = 0,844;$$

$$\xi_{\text{смс}} = \sqrt{\frac{1 \cdot 8760}{\pi \cdot 663}} \cdot 0,844 = 1,73 \text{ м.}$$

3. Рассчитываем искомую величину годового теплооборота в суглинке, делая соответствующие подстановки в формулу (4.1.15):

$$c = \frac{26540}{2 \cdot 663} = 20,02; \quad A_{\text{сп}} = \frac{17 - 1,5}{\ln \frac{17 + 20,02}{1,5 + 20,02}} - 20,02 = 8,55; \quad b = \sqrt{\frac{1 \cdot 8760}{\pi \cdot 663}} = 2,05;$$

$$a = 8,55 + 20,02 = 28,57; \quad \xi_{2C} = \frac{2(17 - 1,5)}{(2 \cdot 8,55 \cdot 663 + 26540)} \sqrt{\frac{1 \cdot 8760 \cdot 663}{\pi}} = 1,11;$$

$$d = 8,55 \cdot 1,11 = 9,52;$$

$$B = \sqrt{2} \cdot 17 \sqrt{\frac{1,0 \cdot 663 \cdot 8760}{\pi}} + \frac{26540}{\frac{1}{2,05} + \frac{28,57}{9,52 + 1,73 \cdot 20,02}} =$$

$$= 32680 + 23390 = 56070 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^2.$$

Ниже приводится сравнительный расчет величины годового теплооборота для принятых выше параметров природной среды, выполненный по методике, рассмотренной в §10 гл. III. Поскольку в данном случае среднегодовая температура пород заранее известна, расчет величины теплооборота в породах можно выполнить по зависимостям (3.10.33) и (3.10.35).

Поскольку в этой методике используются сезонные суммы градусочасов на дневной поверхности, и учитывается длительность зимнего периода, необходимо предварительно определить указанные величины по уравнениям (3.10.65) при известных значениях t_0 и A_0 . Этот расчет выполняется аналогично тому, как это сделано в примере (4):

$$\tau_{\Pi} = 8760 \cdot \left(0,5 + \frac{1}{\pi} \arcsin\left(\frac{1,5}{17}\right)\right) = 4626 \text{ час}, \quad \tau_3 = 8760 - 4626 = 4134 \text{ час},$$

$$\Omega_{\Pi}^{\Pi} = 1,5 \cdot 4626 + \frac{17 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{1,5}{17}\right)^2} = 54157 \text{ град}\cdot\text{час},$$

$$\Omega_3^{\Pi} = 1,5 \cdot 8760 - 54157 = -41017 \text{ град}\cdot\text{час}.$$

Для нахождения величины теплооборота требуется определение глубины сезонного промерзания пород $\xi_{\text{СМС}}$, от которой зависит общее количество тепла, затрачиваемое на фазовые переходы воды в породах. Расчет мощности слоя сезонного промерзания осуществляется по зависимости (3.10.35), причем, поскольку в данном примере принято, что напочвенные покровы отсутствуют, в формуле задаются нулевые величины термических сопротивлений всех покровов на поверхности пород (растительность, снег). Зависимость заметно упрощается и имеет вид:

$$\xi_{\text{СМС}} = \frac{1}{(m_3 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2\lambda_m |\Omega_3^{\Pi}|}{Q_{\Phi}} (m_3 + 1) + (p_3)^2} - p_3 \right),$$

$$m_3 = \frac{C_m |\Omega_3^{\Pi}|}{2Q_{\Phi} \tau_3}, \quad p_3 = \frac{1,8 \cdot t_{\xi} \sqrt{\lambda_T C_{\text{об.Т}} \tau_3}}{2Q_{\Phi}},$$

где в случае равенства теплопроводности пород в талом и мерзлом состояниях температурная сдвигка в СМС отсутствует и $t_{\xi} = t_0$. Находим вспомогательные параметры и величину $\xi_{\text{СМС}}$:

$$m_3 = \frac{573 \cdot 41017}{2 \cdot 26540 \cdot 4134} = 0,10711, \quad p_3 = \frac{1,8 \cdot 1,5 \sqrt{1,0 \cdot 738 \cdot 4134}}{2 \cdot 26540} = 0,0888 \text{ м},$$

$$\xi_{\text{СМС}} = \frac{1}{(0,10711 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2 \cdot 1,0 \cdot 41017}{26540} (0,10711 + 1) + (0,0888)^2} - 0,0888 \right) = 1,60 \text{ м}.$$

Далее используем уравнение связи между глубиной сезонного промерзания и величиной сезонного теплооборота в породах (3.10.33). Для этого преобразуем уравнение относительно величины теплооборота и, учитывая, что в данном примере напочвенные покровы отсутствуют ($R_3 = 0$), находим:

$$B = \frac{|\Omega_3^{\Pi}|}{\left(\frac{\xi_{\text{СМС}}}{2\lambda_m} + R_3\right)} = \frac{41017}{\left(\frac{1,60}{2 \cdot 1,0} + 0\right)} = 51510 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^2.$$

Полученные значения теплооборота в породах и глубины их сезонного промерзания несколько меньше, чем определенные по методике В.А. Кудрявцева. Относительная разница определений этих значений по двум разным методам составляет около 7–9% для величин теплооборота и мощности СМС.

Годовые колебания температур в многолетнемерзлой толще пород вызывают изменения количества незамерзшей воды ($\omega_{\text{н}}$) в слое ниже подошвы сезонного оттаивания. Поэтому годовые теплообороты в области распространения многолетнемерзлых пород включают теплоту фазовых переходов воды, как в слое сезонного оттаивания пород, так и в нижележащем слое мерзлых отложений. В этом случае формула (4.1.14) для определения годовых теплооборотов в слое $h+\xi$ области многолетнемерзлых пород принимает вид:

$$B = \sqrt{2}A_0 \sqrt{\frac{\lambda TC_{об}}{\pi}} + \frac{Q_{\Phi}}{\frac{1}{b} + \frac{a}{d + \xi \cdot c}} + \frac{\Delta\omega}{\frac{1}{b} + \frac{S}{U + h\psi}}, \quad (4.1.16)$$

где

$$\psi = \frac{\Delta\omega}{2C_{об}}; \quad S = B_{\text{ср}} + \frac{\Delta\omega}{2C_{об}}; \quad U = B_{\text{ср}} \cdot h_{2c};$$

$$h_{2c} = \frac{2t \sqrt{\frac{\lambda TC_{об}}{\pi}}}{2B_{\text{ср}}C_{об} + \Delta\omega}; \quad B_{\text{ср}} = \frac{t}{\ln \frac{t+\psi}{\psi}} - \psi;$$

где h – мощность слоя годовых колебаний температуры в многолетнемерзлых породах ниже подошвы слоя сезонного протаивания; $B_{\text{ср}}$ – средняя амплитуда годовых колебаний температуры в слое h ; $\Delta\omega$ – теплота фазовых переходов воды в слое h .

Если грунты слоя сезонного оттаивания значительно отличаются от грунтов в слое h по своим теплофизическим свойствам, то первое слагаемое в формуле (4.1.16) целесообразно представить в виде двух слагаемых, а именно:

$$\sqrt{2}A_0 \sqrt{\frac{\lambda TC_{об}}{\pi}} = \sqrt{2}(A_0 - t_{\xi}) \sqrt{\frac{\lambda_1 TC_{об}}{\pi}} + \sqrt{2}t_{\xi} \sqrt{\frac{\lambda_2 TC_{об}}{\pi}}.$$

Расчет годовых теплооборотов в многолетнемерзлых породах осложняется тем, что дополнительно необходимо определить h и $\Delta\omega$. Значения h и $\Delta\omega$ зависят от амплитуды годовых температурных колебаний на подошве слоя сезонного оттаивания пород (A_{ξ}), характера изменения $\omega_{\text{н}}$ в породах при этих колебаниях и теплофизических свойств пород (λ , C). Так как в грубодисперсных и скальных породах даже при высоких отрицательных температурах (от -0,2 до -1,0°C) содержание незамерзшей воды практически равно нулю, расчет годовых теплооборотов в них можно проводить так же, как в области сезонного промерзания.

Если расчет годовых теплооборотов проводится для тонкодисперсных мерзлых пород (супеси, суглинки, глины), то необходимо учитывать фазовые переходы в многолетнемерзлой зоне. В этом случае для того, чтобы определить $\Delta\omega$, нужно знать среднюю амплитуду годовых температурных колебаний по слою h . Допустим¹, что на подошве слоя сезонного оттаивания пород амплитуда годовых температурных колебаний численно равна среднегодовой темпе-

¹ Без учета асимметрии огибающих температурных кривых.

ратуре, а на подошве слоя h практически равна нулю. Огибающие температурных кривых в слое h условно можно заменить прямыми. Поэтому с небольшим допущением среднюю амплитуду температур по слою h можно определить как среднюю арифметическую, равную $1/2A_{\xi}$. Тогда средняя максимальная температура по слою h будет равна $1/2t_{\xi}$, средняя минимальная $3/2t_{\xi}$ (рис. 4.4).

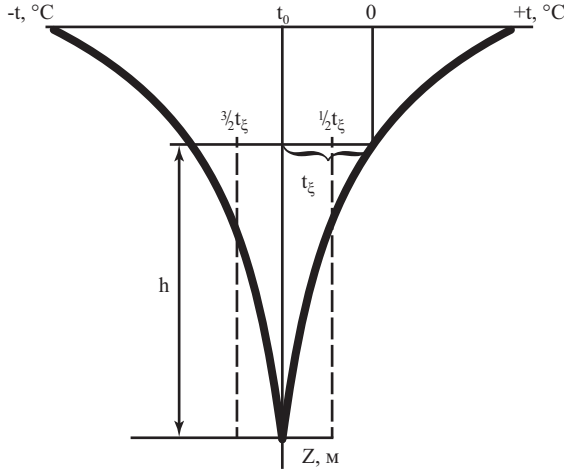


Рис. 4.4. К определению ω_n в многолетнемерзлой толще

По этим точкам и следует определять количество воды, участвующей в фазовых переходах в многолетнемерзлой толще. Для этого на кривой зависимости ω_n от t берется количество ω_n при температуре $1/2t_{\xi}$ и при температуре $3/2t_{\xi}$. Из первого вычитается второе и получается то количество воды, которое участвует в фазовых переходах в мерзлой толще. Количество тепла, затрачиваемое на фазовые переходы воды в слое h , равно:

$$\Delta\omega = 80 \frac{\left(\omega_n \text{ при } \frac{1}{2}t_{\xi} - \omega_n \text{ при } \frac{3}{2}t_{\xi} \right) \cdot \gamma_{ск}}{100}, \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3. \quad (4.1.17)$$

Мощность слоя h следует определять как мощность слоя сезонного промерзания (по 4.1.4) при условии, что $A_0 = t_{\xi}$, а A_n на подошве слоя годовых колебаний равна $0,1^{\circ}\text{C}$ (точность измерения).

Целесообразность расчета теплооборотов в мерзлых тонкодисперсных породах с учетом $\Delta\omega$ в слое h определяется значениями среднегодовой температуры пород, которая обуславливает взаимную компенсацию влияния ω_n и h на суммарное количество фазового перехода воды. Так, при среднегодовой температуре (t_{ξ}) выше -2°C количество незамерзшей воды в мерзлой толще может составлять более 7%, но фазовые переходы части этой воды ($\Delta\omega$) ограничены малой амплитудой годовых температурных колебаний на подошве сезонно-талого слоя ($A_{\xi} = |t_{\xi}|$) и небольшой глубины их распространения (h). При низких значениях среднегодовой температуры мерзлых пород ($< -3^{\circ}\text{C}$) глубина распространения колебаний достаточно большая ($h > 10$ м), но содержание незамерзшей воды (ω_n) невелико (редко превышает 3%). Поэтому в определенных условиях годовой теплооборот в области сезонного оттаивания может быть меньше, чем в области сезонного промерзания.

§ 2. Определение температурной сдвижки в слое сезонного промерзания (оттаивания) пород при неравенстве их теплопроводности в талом и мерзлом состоянии

Возникновение температурной сдвижки неизбежно следует из условия существования периодически установившегося температурного режима пород – равенства приходной и расходной частей тепла на каждом уровне. Иначе этот режим не мог бы существовать, поскольку превышение прихода тепла над расходом приводило бы к однонаправленному повышению среднегодовой температуры пород, а в противном случае наблюдалось бы понижение этой температуры. Баланс приходной и расходной частей тепла в условиях, когда поступление тепла в массив происходит при теплофизических характеристиках пород в одном фазовом состоянии, а отвод тепла осуществляется по породам в другом состоянии, с другими характеристиками, возможен только при наличии разницы среднегодовой температуры на поверхности и подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания).

В общем случае теплопроводность влажных пород в талом состоянии λ_T отличается от теплопроводности тех же пород в промерзшем состоянии λ_M . При этом 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) называется температурной сдвижкой Δt_λ . Закономерности формирования температурной сдвижки в условиях периодически установившегося режима теплообмена в промерзающих (оттаивающих) породах впервые фундаментально исследованы В.А. Кудрявцевым (Кудрявцев, 1965).

Как показывают расчеты и результаты математического моделирования, температурная сдвижка определяется в основном разницей теплопроводности талых (λ_T) и мерзлых (λ_M) пород; другие теплофизические характеристики, такие как теплоемкость C_0 и теплота фазовых переходов Q_ϕ , на величину температурной сдвижки практически не влияют. Обычно $\lambda_T > \lambda_M$ и, следовательно, температура на поверхности пород выше, чем на подошве слоя промерзания (оттаивания), т.е. Δt_λ имеет знак минус. Согласно расчетным и экспериментальным данным, Δt_λ изменяется обычно в интервале от -0,5 до -1,0°C.

Определение величины температурной сдвижки Δt_λ может осуществляться с достаточной точностью путем приведения исходной области, состоящей из талой и мерзлой зон, к однородной области с неизменным коэффициентом теплопроводности. Например, для многолетне-мерзлых пород с сезонным оттаиванием верхней части разреза удобно приведение всей области годовых теплооборотов к мерзлой зоне. Для этого в пределах сезонно-талого слоя пород в летнее время вместо значения коэффициента теплопроводности талых пород принимается значение теплопроводности мерзлых пород. Однако, для соответствия значения глубины сезонного оттаивания ξ истинному значению, на поверхности пород задается иное температурное условие, обеспечивающее выполнение указанного соответствия.

Так, по формуле Стефана глубина сезонного оттаивания составляет:

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_T \Omega_\lambda^n}{Q_p}},$$

где Ω_λ^n – сумма летних градусочасов на поверхности пород; Q_p – расчетная величина объемных затрат тепла на оттаивание пород, учитывающая теплоту фазовых переходов и потери тепла в подстилающие мерзлые породы. Если вместо теплопроводности талых пород использовать величину теплопроводности пород в мерзлом состоянии, то для сохранения истинного значения глубины оттаивания реальную сумму градусочасов на поверхности необходимо изменить на некоторую величину $\Delta\Omega$ (которая может иметь различный знак):

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_M(\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \Delta\Omega)}{Q_p}}.$$

Приравнивая глубину оттаивания в обоих уравнениях, получим выражение для добавочной суммы градусочасов:

$$\Delta\Omega = (1/m - 1)\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}, \quad m = \lambda_M / \lambda_T. \quad (4.2.1)$$

Разнеся полученную добавочную величину суммы градусочасов на длительность года T , найдем искомую разницу среднегодовых температур пород на поверхности и на подошве слоя сезонного оттаивания, называемую теплофизической температурной сдвижкой. Аналогично выполняется операция приведения всей расчетной области к талому состоянию для слоя сезонного промерзания талых пород.

Таким образом, при наличии в верхней части разреза процессов сезонного промерзания или оттаивания влажных пород в результате периодических колебаний температуры на их поверхности возникает температурная сдвижка, равная:

$$\Delta t_{\lambda} = \begin{cases} \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{T} \left(\frac{1}{m} - 1\right) & \text{при } v \leq 0 \\ \frac{\Omega_3^{\text{п}}}{T} (m - 1) & \text{при } v \geq 0 \end{cases} \quad (4.2.2)$$

$$m = \frac{\lambda_M}{\lambda_T}, \quad v = m \frac{\Omega_3^{\text{п}}}{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}} + 1,$$

где $\Omega_3^{\text{п}} < 0$ и $\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} > 0$ – суммы зимних и летних градусочасов, т.е. площади эпюр отрицательных и положительных температур на поверхности почвы; T – длительность года, ч. Параметр v является показателем качественного состояния пород – талого или мерзлого, знак этого параметра совпадает со знаком среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) пород.

Среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) равна:

$$t_{\xi} = t_0 + \Delta t_{\lambda}, \quad t_0 = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \Omega_3^{\text{п}}}{T}, \quad (4.2.3)$$

где t_0 – среднегодовая температура на поверхности пород.

Из (4.2.2) и (4.2.3) следует, что в случае $\lambda_M > \lambda_T$ ($m > 1$), типичном для влажных пород, имеет место $\Delta t_{\lambda} < 0$, т.е. $t_{\xi} > t_0$, тогда как при $\lambda_M < \lambda_T$ ($m < 1$), наоборот, $\Delta t_{\lambda} > 0$ и $t_{\xi} > t_0$.

Случаи, когда теплопроводность пород деятельного слоя в талом состоянии превышает значение теплопроводности в мерзлом состоянии, не являются чем-то исключительным и встречаются в природе довольно часто. Так, указанная закономерность может наблюдаться в слабовлажных песках, она объясняется тем, что при расширении воды при переходе ее в лед частицы породы в целом отдаляются друг от друга и количество тепловых контактов между ними резко падает.

Однако, часто указанная ситуация реализуется в случае различий сезонного увлажнения крупнодисперсных, обычно песчаных пород с хорошими условиями дренирования. В летнее время эти породы увлажняются за счет инфильтрации талых снеговых и дождевых вод, а в осенний период после прекращения жидких осадков и начала сезонного промерзания пород

начинается осушение пород за счет дренирования. Скорость осушения пород при этом часто опережает погружение фронта промерзания и породы промерзают при низкой влажности. Теплопроводность слабовлажных песчаных пород весьма невелика и быстро возрастает с увеличением их влажности. В результате теплопроводность талых пород в летний период может существенно превышать таковую мерзлых пород в зимнее время, что согласно (4.2.2) приводит к формированию положительной температурной сдвижки в пределах СТС (СМС) или, иными словами, вызывает заметное отепляющее влияние на среднегодовую температуру пород, достигающее, согласно оценкам, 2–3°C и более. В наибольшей мере указанный эффект проявляется в пределах всевозможных техногенных песчаных насыпей, являющихся распространенным элементом инженерной подготовки местности в ходе освоения северных территорий.

В случае двухслойного строения СТС температурная сдвижка Δt_λ является функцией большого количества переменных характеристик, в частности она зависит и от самой глубины сезонного оттаивания пород. Величина Δt_λ при двухслойном разрезе сезонно-оттаивающего слоя может быть найдена из зависимости (3.10.44). В случае необходимости температурная сдвижка может быть определена раздельно для верхнего и нижнего слоев пород в разрезе СТС (3.10.52).

В широко используемом в геокриологии частном случае гармонических колебаний температуры на поверхности температурная сдвижка Δt_λ может быть вычислена по формуле (4.2.2) как функция среднегодовой температуры на поверхности пород t_0 и амплитуды годовых колебаний температуры A_0 с помощью зависимостей (3.10.62) главы III.

Имея формулу для расчета температурной сдвижки Δt_λ , в рамках методики В.А. Кудрявцева можно рассчитать глубину сезонного оттаивания (промерзания) при разных теплофизических характеристиках талого и мерзлого грунтов. В этом случае в формулу (4.1.4) следует вместо t_0 подставить t_ξ , определяемую из (4.2.3), и вместо $A_{\text{ср}}$ использовать $A'_{\text{ср}}$:

$$A'_{\text{ср}} = \frac{A_0 - |t_\xi|}{A_0 + \frac{Q_\Phi}{2C}} - \frac{Q_\Phi}{2C} \cdot \frac{1}{|t_\xi| + \frac{Q_\Phi}{2C}}$$

В случае $v > 0$ (талые породы) используется значение теплопроводности пород в талом состоянии (λ_t) в противном случае, при $v < 0$ – в мерзлом состоянии (λ_m).

При использовании методики, приведенной в главе III, для совместного определения величин среднегодовой температуры пород t_ξ , мощности СТС (СМС) ζ и величины годового теплооборота в породах B , температурная теплофизическая сдвижка во всех зависимостях учитывается автоматически. Кроме того при известных значениях указанных характеристик, значение температурной сдвижки может быть найдено для мерзлых пород из зависимости (3.10.7), для талых пород из (3.10.34) и для двухслойного разреза СТС по формулам (3.10.44) и (3.10.52).

Расчет величины температурной сдвижки Δt_λ (Пример 7а)

Расчитать Δt_λ и t_ξ на подошве слоя сезонного промерзания и оттаивания, если в результате мерзлотной съемки получены следующие данные. Площадка с поверхности сложена торфом мощностью более двух метров с объемным весом скелета $\gamma_{\text{ск}} = 0,15 \text{ г/см}^3$. На исследуемой территории чередуются участки со средним и высоким увлажнением торфа, где его весовая влажность ω составляет соответственно 3,0 и 6,0 д.е. Температурный режим поверхности почвы определяется значениями $t_0 = 2,0^\circ\text{C}$ и $t_0 = 15,0^\circ\text{C}$.

Сначала необходимо по уравнениям (3.10.62) найти летние и зимние суммы градусочасов на поверхности массива:

$$\tau_{\text{п}} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_0}{A} \right) = 8760 \cdot \left(0,5 + \frac{1}{\pi} \arcsin \left(\frac{2}{15} \right) \right) = 4753 \text{ час,}$$

$$\Omega_{\text{п}}^{\text{п}} = t_0 \tau_{\text{п}} + \frac{AT}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_0}{A} \right)^2} = 2 \cdot 4753 + \frac{15 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{2}{15} \right)^2} = 50958 \text{ град} \cdot \text{час,}$$

$$\Omega_3^{\text{п}} = t_0 T - \Omega_{\text{п}}^{\text{п}} = 2 \cdot 8760 - 50958 = -33438 \text{ град} \cdot \text{час.}$$

Для расчета температурной сдвижки необходимо найти значения коэффициента теплопроводности торфа в талом и мерзлом состоянии. Эти величины определяем по зависимостям Р.И. Гаврильева (Гаврильев, 2004):

$$\lambda_{\text{М}} = 2,74 \cdot \left(\frac{\omega \cdot \gamma_{\text{СК}}}{1,48 - \gamma_{\text{СК}}} \right)^2 + 0,05 \text{ и } \lambda_{\text{T}} = 0,8 \cdot \left(\frac{\omega \cdot \gamma_{\text{СК}}}{1,48 - \gamma_{\text{СК}}} \right)^{1,4} + 0,09, \text{ Вт/м} \cdot \text{К.} \quad (4.2.4)$$

1. На относительно *дренированных* участках влажность торфа $\omega = 3,0$ д.е., что с учетом величины объемного веса скелета соответствует объемной влажности $\omega_{\text{об}} = \gamma_{\text{СК}} \cdot \omega = 0,45$ д.е. Согласно зависимостям (4.2.4) коэффициенты теплопроводности торфа со средним увлажнением составляют соответственно:

$$\lambda_{\text{М}} = 2,74 \cdot \left(\frac{3 \cdot 0,15}{1,48 - 0,15} \right)^2 + 0,05 = 0,364 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$$

и

$$\lambda_{\text{T}} = 0,8 \cdot \left(\frac{3 \cdot 0,15}{1,48 - 0,15} \right)^{1,4} + 0,09 = 0,265 \text{ Вт/м} \cdot \text{К,}$$

а отношение этих величин $m = 1,371$.

Исходя из полученных значений параметров, определим величину теплофизической температурной сдвижки. Во-первых, необходимо найти значение показателя состояния пород $\nu = 1,371 \cdot (-33438) / 50958 + 1 = +0,1 > 0$, т.е. породы при таких характеристиках в данных температурных условиях на поверхности находятся в талом состоянии. В этом случае применяется соответствующая расчетная формула из (4.2.2) и находится величина температурной сдвижки:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{\Omega_3^{\text{п}}}{T} (m - 1) = \frac{-33438}{8760} (1,371 - 1) = -1,416^{\circ}\text{C.}$$

Среднегодовая температура пород равна $t_{\xi} = t_0 + \Delta t_{\lambda} = 2 - 1,416 = +0,58^{\circ}\text{C}$.

2. На заболоченных участках влажность торфа равен $\omega = 6,0$ д.е., что соответствует полному его водонасыщению при объемной влажности $\omega_{\text{об}} = 0,9$ д.е. Значения коэффициентов теплопроводности водонасыщенного торфа согласно (4.2.4) составят:

$$\lambda_{\text{М}} = 2,74 \cdot \left(\frac{6 \cdot 0,15}{1,48 - 0,15} \right)^2 + 0,05 = 1,305 \text{ Вт/м} \cdot \text{К и}$$

$$\lambda_{\text{T}} = 0,8 \cdot \left(\frac{6 \cdot 0,15}{1,48 - 0,15} \right)^{1,4} + 0,09 = 0,553 \text{ Вт/м} \cdot \text{К,}$$

а отношение этих величин $m = 2,36$.

Показатель физического состояния пород при этом равен $p = -0,55 < 0$, т.е. торфяной массив на заболоченных участках находится в многолетнемерзлом состоянии.

Величина температурной сдвижки в этом случае составит:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{T} \left(\frac{1}{m} - 1 \right) = \frac{50958}{8760} \left(\frac{1}{2,36} - 1 \right) = -3,35^{\circ}\text{C},$$

а среднегодовая температура пород равна $t_{\xi} = t_0 + \Delta t_{\lambda} = 2 - 3,35 = -1,35^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, на участках с различной влажностью торфа формируется различная величина температурной сдвижки Δt_{λ} , которая, в свою очередь, определяет различное физическое состояние пород – талое или мерзлое.

Расчет величины температурной сдвижки Δt_{λ} при сезонном увлажнении породы (Пример 7б)

Требуется рассчитать Δt_{λ} и t_{ξ} на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) на крупной насыпной песчаной площадке. В результате исследования геокриологических условий на объекте установлено следующее. Площадка сложена мелкозернистым песком мощностью около 3 м. В летнее время уже с начала периода снеготаяния и за счет дождевых осадков насыпные грунты насыщаются водой и в центральной части площадки уровень грунтовых вод поднимается практически до ее поверхности. В осенний период с началом заморозков жидкие осадки прекращаются и уровень воды начинает довольно быстро снижаться. Согласно специальным наблюдениям в скважинах установлено, что характерной для площадки является ситуация, когда скорость снижения уровня грунтовых вод в насыпи превышает темпы погружения фронта сезонного промерзания грунтов.

В результате насыпные пески успевают дренироваться и в дальнейшем промерзают в состоянии весьма низкого увлажнения – значение влажности песка составляет порядка $\omega = 0,05 - 0,10$ д.е. Объемный вес скелета песков составляет $\gamma_{\text{ск}} = 1,60$ г/см³. Температурный режим поверхности определяется значениями $t_0 = -2,0^{\circ}\text{C}$ и $A = 17,5^{\circ}\text{C}$.

Решение. Сначала, как и в предыдущем примере 9а по формулам (3.10.62) найдем летние и зимние суммы градусочасов на поверхности массива: $\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} = 40356$ град·час и $\Omega_{\text{з}}^{\text{п}} = -57876$ град·час.

При заданном значении $\gamma_{\text{ск}}$ и характерном удельном весе частиц песчаного грунта $\Delta = 2,65$ г/см³ пористость насыпных песков равна $n = 1 - \gamma_{\text{ск}}/\Delta = 0,4$ д.е. Если принять, что в летнее время происходит полное водонасыщение песков, т.е. их объемная влажность равна пористости $\omega_{\text{об}} = n$, то их весовая влажность составит $\omega = \omega_{\text{об}}/\gamma_{\text{ск}} = 0,25$ д.е.

Для зимнего времени рассмотрим два варианта влажности песков – $\omega = 0,05$ и $0,10$ д.е.

Для определения коэффициентов теплопроводности грунтов в талом и мерзлом состоянии воспользуемся материалами В.Т. Балобаева (Балобаев, 1991, с.110).

В летнее время теплопроводность талых пород при $\gamma_{\text{ск}} = 1,60$ г/см³ и $\omega = 0,25$ д.е., согласно таблице равна $\lambda_{\text{т}} = 1,97$ Вт/м·К. Для сезонно-промерзающих песков при $\omega = 0,05$ д.е. теплопроводность в мерзлом состоянии будет $\lambda_{\text{м}} = 0,95$ Вт/м·К, а при $\omega = 0,10$ д.е., $\lambda_{\text{м}} = 1,52$ Вт/м·К.

Для определения величины температурной сдвижки применяем уравнение (4.2.2) из предыдущего примера. Для варианта с зимней влажностью пород $\omega = 0,05$ определим значение критерия $v = 0,95 \cdot (-57876) / (1,97 \cdot 40356 + 1) = +0,31 > 0$, т.е. породы подсыпки в этом случае находятся в талом состоянии, и температурная сдвижка равна:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}}{T} (m - 1) = \frac{-57876}{8760} \left(\frac{0,95}{1,97} - 1 \right) = +3,42^{\circ}\text{C},$$

а среднегодовая температура насыпных грунтов $t_{\xi} = t_0 + \Delta t_{\lambda} = -2 + 3,42 = +1,42^{\circ}\text{C}$.

Таблица 4.1

Теплопроводность песчаных грунтов при разной влажности и объемном весе скелета, Вт/(м·К)

Объемный вес, мг/см ³	Влажность, д.е.													
	0,0	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,0	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30
	Талый грунт							Мерзлый грунт						
1300	0,26	0,64	0,88	1,05	1,20	1,30	1,40	0,26	0,58	0,97	1,32	1,64	1,93	2,23
1400	0,29	0,74	1,02	1,23	1,40	1,52	1,62	0,29	0,70	1,13	1,55	1,92	2,30	2,62
1500	0,33	0,85	1,19	1,41	1,60	1,74	1,85	0,33	0,83	1,31	1,78	2,21	2,64	2,97
1600	0,38	1,00	1,35	1,61	1,80	1,97	–	0,38	0,95	1,52	2,04	2,55	3,00	–
1700	0,43	1,17	1,55	1,83	2,07	–	–	0,43	1,10	1,77	2,38	2,95	–	–
1800	0,50	1,35	1,77	2,10	–	–	–	0,50	1,30	2,04	2,72	–	–	–
1900	0,57	1,52	2,02	2,37	–	–	–	0,57	1,50	2,36	3,18	–	–	–
2000	0,64	1,76	2,30	–	–	–	–	0,64	1,77	2,85	–	–	–	–

В случае, когда зимняя влажность песков равна $\omega = 0,10$ д.е., величина критерия $v = 1,52 \cdot (-57876) / 1,97 \cdot 40356 + 1 = -0,11 < 0$. Следовательно, в этом случае насыпные пески находятся в многолетнемерзлом состоянии. Величина температурной сдвижки составляет:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{T} \left(\frac{1}{m} - 1 \right) = \frac{40356}{8760} \left(\frac{1,97}{1,52} - 1 \right) = +1,36^{\circ}\text{C},$$

а среднегодовая температура пород $t_{\xi} = t_0 + \Delta t_{\lambda} = -2 + 1,36 = -0,64^{\circ}\text{C}$.

Из результатов выполненных расчетов видно, что летнее увлажнение формирует в пределах слоя сезонного оттаивания (промерзания) пород положительную температурную сдвижку, причем ее величина может достигать 3–4^оС.

§ 3. Потенциальное сезонное промерзание и потенциальное сезонное оттаивание горных пород

При положительных среднегодовых температурах пород теплооборота в них в полупериод охлаждения максимально используются на промерзание верхнего слоя пород. Теплооборота же в полупериод нагревания используются на протаивание сезонно-мерзлого слоя только частично, а остальная их часть идет на нагревание пород выше нуля градусов (рис. 4.5).

Если в процессе динамики среднегодовая температура поверхности почвы становится равной 0^оС или переходит в область отрицательных значений, часть теплооборота в полупериод охлаждения увеличивается и превышает его положительную часть. В этом случае сезонно промерзающий слой пород не может полностью оттаять летом и поэтому сохраняется в течение одного или ряда лет. Рассматриваемое увеличение глубины сезонного промерзания, которое наблюдалось бы при полном использовании теплооборотов при отрицательных температурах, В.А. Кудрявцев называл потенциальным сезонным промерзанием. Реализация процесса при $t_{\text{пер}} \leq 0^{\circ}\text{C}$ приводит к образованию перелетка мерзлых пород, существующего на талом основании в течение нескольких лет.

Аналогичное положение наблюдается при сезонном оттаивании пород при полном использовании теплооборотов при положительных температурах на поверхности, когда $t_{0,\text{тал}} \geq 0^{\circ}\text{C}$. Этот процесс называется потенциальным сезонным оттаиванием. Его реализация приводит к образованию талого прослоя между подошвой сезонного промерзания пород и кровлей многолетнемерзлой толщи. Это явление в литературе называется несливающейся мерзлотой.

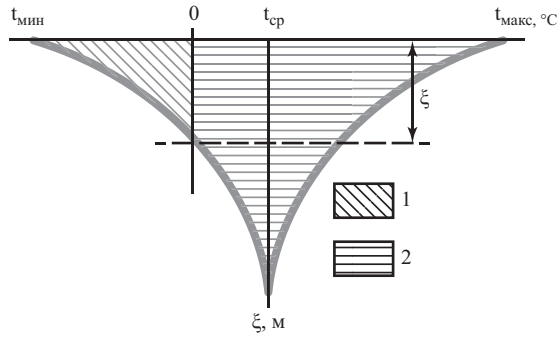


Рис. 4.5. К определению потенциального сезонного оттаивания:
1 – теплообороты при отрицательных температурах в слое сезонного промерзания;
2 – теплообороты при положительных температурах, определяющие глубину
потенциального сезонного оттаивания (если бы t_{cp} была равна 0°)

Задачи по определению глубин потенциального сезонного промерзания и оттаивания пород возникают в связи с динамикой переходных и полупереходных типов сезонного промерзания (оттаивания), которая приводит к образованию перелетков мерзлых пород или к разобщению сезонно-оттаивающего слоя с многолетнемерзлой толщей в течение ряда лет. Эти процессы значительно осложняют условия строительства и разработку полезных ископаемых во многих районах Сибири и Дальнего Востока. Поэтому при проведении мерзлотных и инженерно-геологических работ возникает необходимость оценки их вероятности.

Образование перелетков в области развития талых пород (или разобщающих мерзлые породы талых прослоев) всегда связано с определенными изменениями условий теплообмена. Эти изменения могут иметь естественную или техногенную природу, быть разовыми или кратковременными (в течение ряда лет). В любом случае понятие «перелеток» (или «разобщающий талый прослой») предполагает его исчезновение при восстановлении исходных условий теплообмена пород с внешней средой. В этом отличие данного термина от понятий «новообразование», «аградация ММП» (или «деградация»), «ММП с заглубленной кровлей».

Для оценки возможности формирования перелетков и определения их мощности следует вначале исследовать геокриологические характеристики при установившемся (среднегодовом) режиме теплообмена. Если фактические данные о глубинах СТС (СМС) и среднегодовых температурах пород отсутствуют, то такая оценка может быть осуществлена по методике, приведенной в §10 главы III. Для области развития талых пород последовательно по формулам (3.10.31 – 3.10.33) находятся величина годового теплооборота в породах B , глубина сезонного промерзания ζ и среднегодовая температура пород на подошве СМС t_{ζ} . Для области распространения ММП те же оценки выполняются по формулам (3.10.17), (3.10.16) и (3.10.8). По величине теплооборота в обоих указанных случаях могут быть рассчитаны температурные влияния различных напочвенных покровов (3.10.5) и теплофизическая температурная сдвигка в пределах СМС или СТС (зависимости (3.10.21) и (3.10.7)).

Рассмотрим последовательность действий для оценки условий возникновения перелетков и их мощности в области развития сезонно-промерзающих пород.

Расчет глубины потенциального промерзания пород и мощности перелетка (Пример 8)

Например, требуется рассчитать мощность перелетков, формирующихся в малоснежные годы на талых отложениях речной террасы, если известно, что многолетняя среднегодовая температура воздуха равна $t_0 = -6,2^\circ\text{C}$, годовая амплитуда колебаний температуры воздуха $A_0 = 22^\circ\text{C}$, средняя многолетняя максимальная мощность снежного покрова (на апрель) составляет

0,56 м, а в отдельные годы уменьшается до 0,35 м, средняя за зиму плотность снежного покрова $\rho_{\text{сн}} = 0,22 \text{ г/см}^3$. Терраса сложена пылевой супесью, влажность которой составляет в среднем $\omega = 25\%$. Кроме того, опытным путем получены следующие данные: $\gamma_{\text{ск}} = 1350 \text{ кг/м}^3$, $\omega_{\text{н}} = 5\%$, $\lambda_{\text{м}} = 2,0$, $\lambda_{\text{т}} = 1,4 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

Решение. По формулам (4.1.6), (4.1.7) и (4.1.8) рассчитываются величины объемной теплоемкости пород в талом и мерзлом состоянии и теплоты фазовых переходов воды. При удельной теплоемкости минеральной составляющей скелета пород $C_{\text{уд}} = 0,21 \text{ Вт}\cdot\text{час/кг}\cdot\text{К}$:

$$C_{\text{об.м}} = 0,21 \cdot 1350 + 0,58 \frac{(25 - 5) \cdot 1350}{100} + 1,16 \frac{5 \cdot 1350}{100} = 518 \text{ Вт}\cdot\text{час/м}^3 \cdot \text{К},$$

$$C_{\text{об.т}} = 0,21 \cdot 1350 + 1,16 \frac{25 \cdot 1350}{100} = 675 \text{ Вт}\cdot\text{час/м}^3 \cdot \text{К},$$

$$Q_{\Phi} = 92,8 \frac{(25 - 5) \cdot 1350}{100} = 25060 \text{ Вт}\cdot\text{час/м}^3.$$

По зависимости (3.10.62) найдем сезонные суммы градусочасов воздуха:

$$\tau_{\text{л}} = 8760 * \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-6,2}{22,0} \right) = 3583 \text{ час},$$

$$\Omega_{\text{л}}^{\text{II}} = -6,2 \cdot 3583 + \frac{22 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-6,2}{22} \right)^2} = 36642 \text{ град}\cdot\text{час},$$

$$\Omega_{\text{з}}^{\text{II}} = -6,2 \cdot 8760 - 36642 = -90954 \text{ град}\cdot\text{час}.$$

Для определения теплопроводности снежного покрова используется известная формула Проскуракова:

$$\lambda_{\text{сн}} = 0,021 + 1,01 \rho_{\text{сн}} = 0,24 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}.$$

Принимая параболический закон увеличения мощности снега во времени, находим среднезимнюю высоту снежного покрова $h_{\text{сн}}^{\text{ср}} = h_{\text{сн}}^{\text{max}} \cdot 2/3 = 0,38 \text{ м}$. Тогда среднее за зиму термическое сопротивление снега составит $\bar{R}_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}^{\text{ср}} / \lambda_{\text{сн}} = 0,38 / 0,24 = 1,58 \text{ м}^2\text{К/Вт}$.

Поверхность террасы покрыта редким елово-лиственничным лесом с моховым покровом мощностью $h_{\text{п}} = 0,08 - 0,10 \text{ м}$, теплопроводность которого мало меняется по сезонам и составляет около $\lambda_{\text{п}} = 0,35 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. Тогда термическое сопротивление растительного покрова в летний и зимний периоды можно принять равным $R_{\text{п}}^{\text{л}} = R_{\text{п}}^{\text{з}} = h_{\text{п}} / \lambda_{\text{п}} = 0,09 / 0,35 = 0,26 \text{ м}^2\text{К/Вт}$.

По формулам (3.10.31 – 3.10.33) находим геокриологические характеристики участка в годы с «нормальными» климатическими условиями и снегонакоплением.

Сначала по (3.10.31) вычисляется величина годового теплооборота в породах:

$$B = \frac{b - \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a},$$

$$\text{где: } a = \mu_{\text{т}} \frac{\rho_{\text{т}}}{T} - 2S\beta_{\text{т}} \frac{R_{\text{з}}}{\Omega_{\text{з}}^{\text{II}}} - 1, \quad b = 2S_{\text{т}}(Q_{\Phi} + 2\beta_{\text{т}}) - \mu_{\text{т}} t^0, \quad c = -2\lambda_{\text{м}} \Omega_{\text{з}}^{\text{II}}(Q_{\Phi} + \beta_{\text{т}}),$$

$$R_{\text{з}} = \bar{R}_{\text{сн}} + R_{\text{п}}^{\text{з}}, \quad \rho_{\text{т}} = R_{\text{з}} \cdot m - R_{\text{п}}^{\text{л}}, \quad \beta_{\text{т}} = -\frac{\Omega_{\text{з}}^{\text{II}} C_{\text{м}}}{2\tau_{\text{з}}}, \quad S_{\text{т}} = \lambda_{\text{м}} R_{\text{з}},$$

$$\mu_{\text{т}} = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{т}} C_{\text{об.т}} \tau_{\text{з}}}, \quad \tau_{\text{з}} = T - \tau_{\text{л}}, \quad t^0 = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{II}} + m \cdot \Omega_{\text{з}}^{\text{II}}}{T}, \quad m = \frac{\lambda_{\text{м}}}{\lambda_{\text{т}}}.$$

Последовательно вычисляются необходимые вспомогательные параметры:

$$m = \frac{2,0}{1,4} = 1,429; \quad t^0 = \frac{36642 + 1,429 \cdot -90954}{8760} = -10,65^\circ\text{C}; \quad \tau_3 = 8760 - 3583 = 5177 \text{ час};$$

$$\mu_T = 1,8 \cdot \sqrt{1,4 \cdot 675 \cdot 5177} = 3981,2; \quad R_3 = 1,58 + 0,26 = 1,84;$$

$$\rho_T = 1,84 \cdot 1,429 - 0,26 = 2,37; \quad S_T = 2,0 \cdot 1,84 = 3,68;$$

$$\beta_T = -\frac{-90954 \cdot 518}{2 \cdot 5177} = 4550,3 \text{ ккал/м}^3;$$

$$a = 3981,2 \cdot \frac{2,37}{8760} - 2 \cdot 3,68 \cdot 4550,3 \cdot \frac{1,84}{-90954} - 1 = 0,754;$$

$$b = 2 \cdot 3,68(25060 + 2 \cdot 4550,3) - 3981,2 \cdot -10,65 = 293822;$$

$$c = -2 \cdot 2,0 \cdot -90954 \cdot (25060 + 4550,3) = 10,773 \cdot 10^9;$$

и находится величина сезонного теплооборота в породах:

$$B = \frac{293822 - \sqrt{293822^2 - 4 \cdot 0,754 \cdot 10,773 \cdot 10^9}}{2 \cdot 0,754} = 40973 \text{ Вт} \cdot \text{час/м}^2.$$

Далее по формулам (3.10.32) и (3.10.33) рассчитываются среднегодовая температура пород и глубина их сезонного промерзания:

$$t_{\xi} = t^0 + B \cdot \frac{\rho_T}{T} = -10,65 + 40973 \cdot \frac{2,37}{8760} = +0,43^\circ\text{C},$$

$$\xi = -2\lambda_M \left(\frac{\Omega_3^{\Pi}}{B} + R_3 \right) = -2 \cdot 2,0 \cdot \left(\frac{-90954}{40973} + 1,84 \right) = 1,52 \text{ м}.$$

Следовательно, в рассматриваемых среднемноголетних условиях теплообмена породы находятся в талом состоянии, однако их температура довольно близка к нулю и устойчивость такого состояния пород к изменениям природных условий невелика.

Возникновение перелетка является следствием резкого увеличения глубины сезонного промерзания и наиболее часто связано с изменениями теплоизолирующих свойств снежного покрова или аномально холодными зимами. Рассмотрим первый вариант. Как уже было сказано в отдельные годы максимальная за зиму высота снежного уменьшается до $h_{\text{сн}}^{\text{max}} = 0,35$ м, что соответствует ее среднезимнему значению $h_{\text{сн}}^{\text{ср}} = 0,35 \cdot 2/3 = 0,235$ м. Тогда среднее за зиму термическое сопротивление снега составит $R_{\text{сн}} = 0,235/0,24 = 0,98 \text{ м}^2\text{K/Вт}$. Сезонное промерзание будет происходить при температуре подстилающих пород $t_{\xi} = +0,43^\circ\text{C}$ и может быть рассчитано по формуле (3.10.35):

$$\xi_{\text{смс}} = \frac{1}{(m_3 + 1)} (\sigma - s_3 - p_3),$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{2\lambda_M |\Omega_3^{\Pi}|}{Q_{\Phi}} (m_3 + 1) + (s_3 - p_3)^2 - 4m_3 s_3 p_3}$$

$$m_3 = \frac{C_M |\Omega_3^{\Pi}|}{2Q_{\Phi} \tau_3}, \quad s_3 = \lambda_M (R_{\Pi}^3 + \bar{R}_{\text{сн}}), \quad p_3 = \frac{1,8 \cdot t_{\xi} \sqrt{\lambda_T C_{\text{об.т}} \tau_3}}{2Q_{\Phi}}.$$

Тогда:

$$m_3 = \frac{518 \cdot 90954}{2 \cdot 25060 \cdot 5177} = 0,1815; \quad s_3 = 2,0 \cdot (0,26 + 0,98) = 2,48;$$

$$p_3 = \frac{1,8 \cdot 0,43 \sqrt{1,4 \cdot 675 \cdot 5177}}{2 \cdot 25060} = 0,03416;$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{2 \cdot 2,0 \cdot 90954}{25060} (0,1815 + 1) + (2,48 - 0,03416)^2 - 4 \cdot 0,1815 \cdot 2,48 \cdot 0,03416} = 4,803\text{м};$$

$$\xi_{\text{смс}} = \frac{1}{(0,1815 + 1)} (4,803 - 2,48 - 0,03416) = 2,00\text{м}.$$

Таким образом, при аномально низком значении среднего за зиму термического сопротивления снежного покрова $\bar{R}_{\text{сн}} = 0,98 \text{ м}^2\text{К/Вт}$ и при прочих неизменных условиях, глубина сезонного промерзания в аномальный по снегонакоплению год составит $\xi_{\text{смс}}^{\text{пер}} = 2,0 \text{ м}$.

Последующее летнее оттаивание пород уже будет происходить при температурах подстилающих пород, близких к 0°C . Принимая значение $t_\xi = 0$, по формуле для расчета глубин сезонного оттаивания (3.10.18) находим $\xi_{\text{смс}}(0) = 1,60 \text{ м}$. Расчет по указанному уравнению производится совершенно аналогично тому, как это сделано выше по формуле (3.10.35) для сезонного промерзания.

Мощность образовавшегося перелетка, таким образом, составит $m_{\text{пер}} = \xi_{\text{смс}}^{\text{пер}} - \xi_{\text{смс}}(t_\xi = 0) = 2,0 - 1,60 = 0,40 \text{ м}$.

Аналогичный подход может быть применен и для оценки возникновения талых разобщающих прослоев в области развития ММП, часто связанных с аномально теплыми погодными условиями.

Необходимо отметить, что нулевая или близкая к нулю 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 почвы остаются неизменными в течение ряда последующих лет, то на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) устанавливается отрицательная (положительная) среднегодовая температура, соответствующая новому периодически-установившемуся режиму.

В рассмотренном выше случае при сохранении нового режима снегонакопления на длительный многолетний период происходит новообразование ММП. Расчет по зависимостям (3.10.17), (3.10.16) и (3.10.8) дает геокриологические характеристики новообразованных мерзлых пород после стабилизации температурного поля пород: $t_\xi = -1,82^\circ\text{C}$ и $\xi_{\text{смс}} = 1,47 \text{ м}$.

§ 4. Определение расчетных характеристик для решения задач геокриологического прогноза

В любых аналитических и численных расчетных методах определения среднегодовой температуры пород и глубины их сезонного и многолетнего оттаивания и промерзания в качестве верхних граничных условий используются климатические характеристики. В некоторых методах используются значения среднегодовой температуры и амплитуды колебаний среднемесячных температур воздуха. Во многих методиках в качестве граничных условий назначаются либо сумма температур воздуха теплого и холодного периодов, либо среднемесячные температуры воздуха. Назначение этих параметров может осуществляться различными методами. Для этого используются данные ближайших метеостанций, климатические справочники, нормативный документ СНиП 23-01-99 «Строительная климатология».

В СНиП 23-01-99 приводятся данные, осредненные за период наблюдений на конкретной метеостанции. Причем на различных метеостанциях этот период может существенно отличаться. Так, метеорологические наблюдения в Якутске, Салехарде ведутся едва ли не с начала XIX в., а в Норильске, Надыме, Уренгое и других – с середины XX в. Эти данные характеризуют разные интервалы времени, и полученные значения среднегодовых и среднемесячных температур воздуха различаются в зависимости от времени осреднения данных.

В ряде нормативных и рекомендательных документов указывается, что сведения о температурном режиме воздуха должны быть приняты за последние 10 лет. Сопоставление данных, приведенных в СНиП и результатов наблюдений за последние 10 лет по конкретным метеостанциям показывают их расхождение. На *рис. 4.6.* приведены результаты наблюдений за температурным режимом воздуха по метеостанции Салехарда. Как видно из рисунка, за период наблюдений с 1924 по 2000 г. практически не отмечается линейного тренда изменений среднегодовой температуры воздуха. Вместе с тем, за период с 1965 по 2000 г. выявляется хорошо выраженное повышение среднегодовой температуры воздуха (*рис. 4.7.*). Если сравнить данные, приведенные в СНиП за многолетний период с данными, полученными за последние 10 лет, то, например, для метеостанции Салехарда получаются следующие значения: среднегодовая температура воздуха за период метеонаблюдений с 1883 по 2000 г. составляет $-6,3^{\circ}\text{C}$, за период с 1900 по 2000 г. она повышается до $-5,7^{\circ}\text{C}$. Расхождение среднегодовой температуры воздуха в данном случае составляет $0,6^{\circ}\text{C}$, что может влиять на конечные результаты геокриологического прогноза.

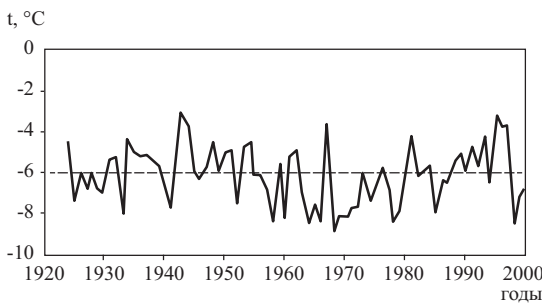


Рис. 4.6. Динамика среднегодовой температуры воздуха за период 1924–2000 гг. по метеостанции Салехарда

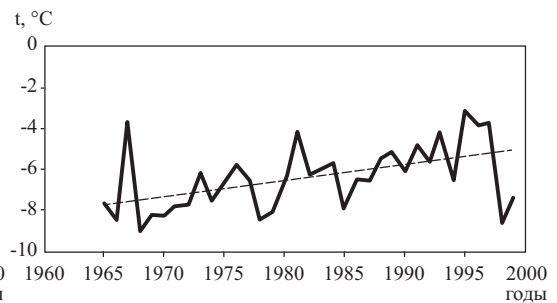


Рис. 4.7. Динамика среднегодовой температуры воздуха за период 1965–2000 гг. по метеостанции Салехарда

Аналогичная картина отмечается и для других метеостанций. Выбор расчетного периода осреднения температур воздуха зависит от конкретных задач геокриологического прогноза. Так, при составлении долгосрочного прогноза целесообразно использовать климатические данные, осредненные за длительный период, при составлении краткосрочного прогноза – за последние 10–15 лет.

В некоторых прогнозных методах используются вероятностные характеристики климатических параметров (Никонова, 1981; Хрусталева, Пустовойт, 1988). При анализе данных метеонаблюдений по территории России становится очевидным, что коэффициенты вариации основных климатических параметров, определяющих среднегодовую температуру пород и глубину сезонного промерзания и оттаивания (среднегодовая температура воздуха, сумма температур воздуха теплого и холодного периодов, амплитуда колебаний среднемесячных температур воздуха, мощность снежного покрова), существенно зависят от географического положения территории.

Для характеристики пространственно-временной динамики среднегодовой температуры воздуха, параметра, который используется практически во всех прогнозных расчетах, проведено обобщение опубликованных данных (Горбачева, 1984) и осуществлена статистическая обработка накопленных к настоящему времени на кафедре геокриологии результатов многолетних метеонаблюдений по многочисленным пунктам криолитозоны России.

На *рис. 4.8* приведена схематическая карта значений среднего квадратического отклонения (σ) среднегодовой температуры воздуха от нормы. Целесообразность составления такой карты состоит в том, что она позволяет получить возможность с заданной обеспеченностью численно охарактеризовать отклонения значений среднегодовой температуры воздуха от среднееголетних значений, приведенных в климатических справочниках. Как, например, для районов со значениями $\sigma = 1,6-1,8^\circ\text{C}$ с обеспеченностью 0,95 (что соответствует встречаемости характеристики отдельно взятого года один раз в 20 лет) согласно правилам статистики при нормальном распределении температур воздуха вероятные отклонения среднегодовой температуры от среднееголетнего значения равны удвоенному значению σ , что составляет $\pm 3,2-3,6^\circ\text{C}$. Для районов со значениями $\sigma = 0,6-1^\circ\text{C}$ при той же обеспеченности величина возможных отклонений от многолетних значений не превышает $\pm 1,2-2^\circ\text{C}$. Выделенные районы с пределами изменения $\sigma = 1,4-1,6$; $1,2-1,4$; $1-1,2^\circ\text{C}$ характеризуются промежуточными значениями возможных отклонений среднегодовой температуры воздуха от нормы.

Следует отметить, что период наблюдений, за который проведена статистическая обработка данных, для всех метеостанций разный.

Период наблюдений превышал 30 лет, а для некоторых даже более 100 лет, поэтому собранный материал достаточно представительен и позволяет провести статистическую обработку данных и выявить основные тенденции изменчивости среднегодовой температуры воздуха в пределах криолитозоны России.

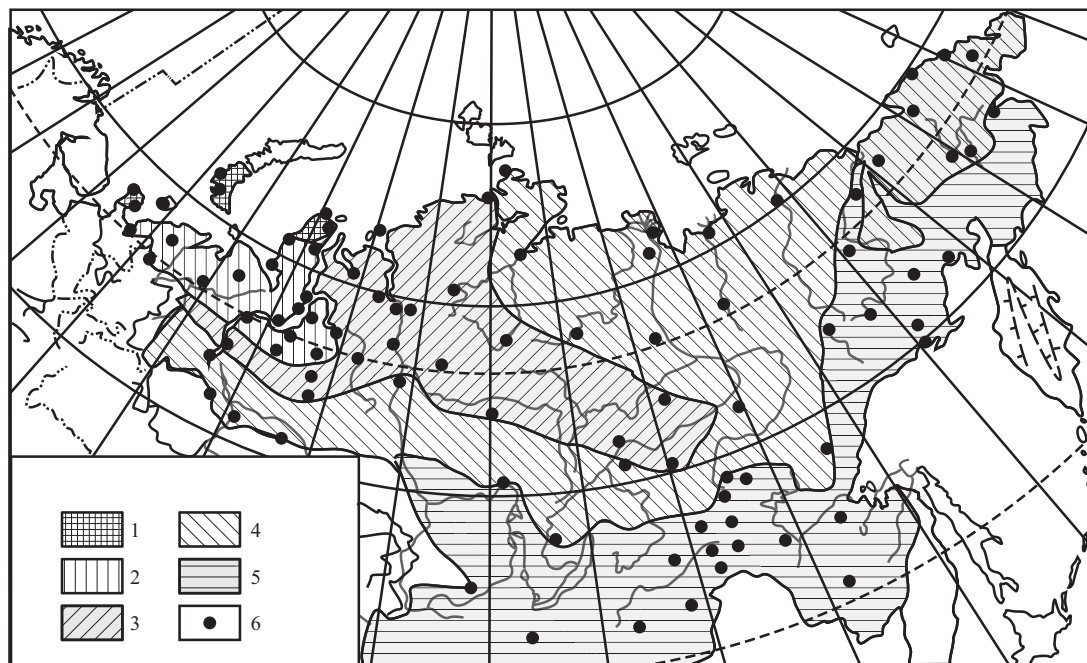


Рис. 4.8. Схематическая карта районирования криолитозоны России по изменчивости среднегодовой температуры воздуха: 1–5 – значения среднего квадратического отклонения (σ , $^\circ\text{C}$) среднегодовой температуры воздуха от нормы: 1 – $\sigma > 1,8$; 2 – $\sigma = 1,64 - 1,4$; 3 – $\sigma = 1,4 - 1,2$; 4 – $\sigma = 1,2 - 1$; 5 – $\sigma < 1$; 6 – метеостанции

Анализ карты показывает, что на территории России максимальные значения среднеквадратичных отклонений среднегодовых температур воздуха (σ) от среднегодового значения отмечаются на Европейском Севере на побережье Печерского и Карского морей, севере п-ва Ямал и составляют более $\pm 1,6^\circ\text{C}$. Высокие значения отклонений среднегодовой температуры от нормы ($\sigma = \pm 1,4-1,6^\circ\text{C}$) характерны для основной части Европейского Севера, северо-западных районов Западной Сибири. По мере продвижения вглубь континента значения σ уменьшаются до $\pm 1,2-1^\circ\text{C}$ и менее. Наименьшая межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха – менее $\pm 1^\circ\text{C}$ характерна для районов Забайкалья и Предбайкалья, Дальнего Востока, побережья Охотского моря.

При составлении карты некоторые пункты, характеризующиеся аномально высоким значением σ (например, м.с. Агата, Оленек), были исключены из рассмотрения. Высокие среднеквадратические отклонения среднегодовой температуры воздуха от нормы, превышающие $2,2^\circ\text{C}$, вероятно, связаны с местными микроклиматическими условиями расположения этих метеостанций и резко отличаются от общих фоновых значений, характерных для региона в целом.

Следует отметить, что представленная карта носит схематический характер, поскольку большинство из анализируемых метеостанций расположено в долинах рек и они не характеризуют изменчивость климата высокогорных участков.

Возможность использования представленной карты для геокриологического прогноза можно проиллюстрировать следующим примером. Рассмотрим два пункта с одинаковыми значениями среднегодовой температуры воздуха $-2,5^\circ\text{C}$. Согласно схематической карте на участках, лишенных растительного и снежного покрова в районах со значениями $\sigma < 1^\circ\text{C}$ с обеспеченностью 0,95, переход среднегодовой температуры пород через 0°C невозможен. В районах со значениями $\sigma > 1,6^\circ\text{C}$ при той же обеспеченности за 20-летний период возможен переход среднегодовой температуры пород через 0°C и разобшение слоя сезонного промерзания с толщиной многолетнемерзлых пород, т.е. возможно образование несливающейся мерзлоты. Аналогичные оценки могут быть получены при любых заданных интервалах доверительной вероятности изменения среднегодовой температуры воздуха.

Таким образом, очевидно, что при одних и тех же среднемноголетних значениях среднегодовых температур горных пород за счет динамики температурного режима воздуха междугодовая изменчивость температур пород на глубине сезонного оттаивания и промерзания и их вероятность перехода через 0°C будет существенно зависеть от географического положения района и условий формирования климата.

Известно, что температура дневной поверхности (t_0) и температура воздуха (t_b) неодинаковы. Летом температура естественных и измененных в результате освоения территории поверхностей выше температуры воздуха, а зимой температура поверхности снежного покрова из-за высоких значений альбедо ниже температуры воздуха. Разность t_0 и t_b в геокриологии принято называть радиационной поправкой Δt_R , значение которой может быть получено расчетным путем из уравнения радиационно-теплового баланса (см. гл. II):

$$\Delta t_R = t_0 - t_b = (R - LE - B) / \alpha \quad (4.4.1)$$

где R – радиационный баланс; LE – затраты тепла на испарение влаги с поверхности; B – теплоток в почвы и горные породы; α – коэффициент турбулентного теплообмена между земной поверхностью и атмосферой.

Выражение может быть использовано при наличии данных о величинах R , LE , B и α , что возможно при проведении специальных стационарных наблюдений. Назначение этих величин по литературным данным или по многочисленным эмпирическим расчетным формулам может привести к значительным расхождениям при определении величины радиационной поправки. В работе Ю.Л. Шура (1988) показано, что использование литературных данных

о R , LE и различных эмпирических формул для назначения α приводит к тому, что величина Δt_R в среднем за лето, полученная по формуле (4.4.1), составляет, например, для Воркуты 1,3-5,5°C при среднелетней температуре воздуха 8°C, для Якутска 1,5-9°C при среднелетней температуре воздуха 12°C.

Для фактической оценки величины Δt_R , по аналогии с методикой, предложенной Ю.Л. Шуром и В.Б. Славным-Боровским (Шур, 1988), могут быть использованы данные многолетних наблюдений за температурой воздуха и дневной поверхности, полученные на метеостанциях, имеющих длительный период наблюдений. В *табл. 4.2* приведены результаты наблюдений по некоторым метеостанциям, расположенным в различных районах криолитозоны России. Как видно из таблицы, среднегодовое значение Δt_R может быть как положительным, так и отрицательным, а в некоторых случаях равным нулю.

Таблица 4.2

Метеорологические данные по метеостанциям России, °С										
Станция	t_b	t_0	Δt_R	t_b, \max	t_b, \min	A_b	t_0, \max	t_0, \min	A_0	ΔA_R
Бухта Тихая	-10,9	-11	-0,1	1,2	-21,5	11,4	3	-22	12,5	1,1
Хибины, оп. ст.	-0,7	-0,6	0,1	13,5	-12,8	13,2	16,7	-13,9	15,3	2,1
Усть-Цильма	-2	-2	0	14,1	-16,9	15,5	16	-17	16,5	1
Александровское	-2,6	-3	-0,4	17,1	-21,5	19,3	20	-23	21,5	2,2
Новосибирск	-0,1	1	0,9	18,7	-19	18,9	24	-20	22	3,1
Мыс Челюскина	-14,5	-14	0,5	1,5	-29,6	15,6	5	-31	18	2,4
Тура	-9,5	-9	0,5	16,3	-36,7	26,5	20	-37	28,5	2
Туруханск	п	-7	0	15,8	-27,1	21,4	19	-28	23,5	2,1
Солянка	-0,5	0	0,5	18,3	-18,1	18,2	22	-20	21	2,8
Иркутск	-1,1	1	0,1	17,6	-20,9	19,2	22	-22	22	2,8
Улан-Удэ	-1,7	0	1,7	18,6	-25,4	22	24	-27	25,5	3,5
Чита обсерватория	-3,1	-1	2	18,8	-27,7	23,2	23	-29	26	2,8
Олекминск	-6,7	-7	-0,3	18,5	-33,5	26	23	-36	29,5	3,5
Якутск	-10,3	-10	0,3	18,7	-43,2	31	24	-44	34	3
Мыс Шмидта	-12,1	-11	1,1	3,8	-27,2	15,5	8	-28	18	2,5
Среднекан	-11,8	-12	-0,2	15,3	-37,9	26,6	18	-39	28,5	1,9
Ключи	-1,2	-1	0,2	14,7	-16,9	15,8	19	-18	18,5	2,7
Благовещенск	0	0	0	21,4	-24,3	22,8	26	-26	26	3,2
Билибино	-10,5	-11,3	-0,8	12,5	-28,1	20,3	14,1	-29,3	21,7	1,4
Пангоды	-6,4	-6,8	-0,4	16,2	-25	20,6	18,9	-26,4	22,6	3,7
Уренгой	-7,9	-8,2	-0,3	15,5	-25,4	20,4	16,9	-28,7	22,8	2,4

Примечание. t_b, \max и t_b, \min – максимальная и минимальная среднегодовая температура воздуха; t_0, \max и t_0, \min – максимальная и минимальная среднегодовая температура дневной поверхности; A_b, A_0 – амплитуда колебаний среднемесячных температур воздуха и дневной поверхности; ΔA_R – радиационная поправка на значение амплитуды колебаний среднемесячных температур воздуха и дневной поверхности, остальные обозначения см. выше.

Из *табл.* 4.2 видно, что среднегодовое значение Δt_R для рассмотренных пунктов невелико и изменяется в пределах от $-0,8$ до $+2^\circ\text{C}$. Наибольшие величины Δt_R отмечаются в районах с резко континентальным климатом. Отрицательные радиационные поправки, как правило, характерны для северных районов с продолжительной зимой и коротким летом. В качестве примера на *рис.* 4.9 показано распределение в годовом цикле температуры воздуха, дневной поверхности и значение Δt_R для двух метеостанций: Читы в Забайкалье и Билибино, расположенном за полярным кругом на Чукотке.

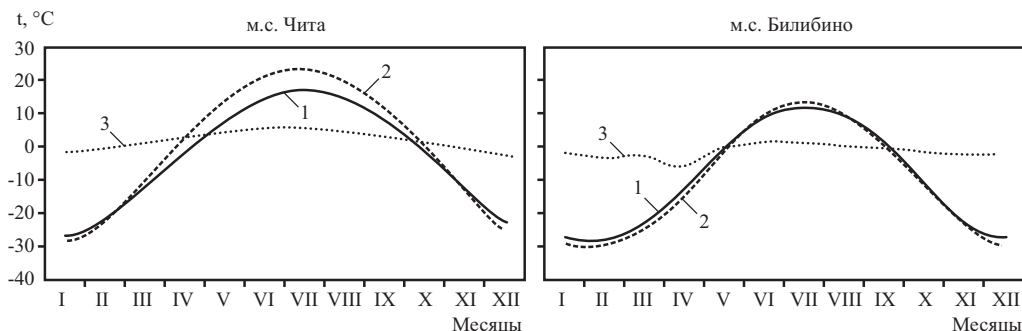


Рис. 4.9. Среднегодовые значения среднемесячной температуры воздуха (1), дневной поверхности (2) и радиационной поправки (3)

Повышение среднемесячной температуры дневной поверхности в летний период и ее понижение в зимний период по сравнению с температурой воздуха фиксируются на всех метеостанциях. При этом, несмотря на незначительный вклад в среднегодовое значение Δt_R , возрастает амплитуда колебаний среднемесячных температур дневной поверхности по сравнению с температурой воздуха. Повышается максимальная и понижается минимальная среднемесячная температура дневной поверхности по сравнению с температурой воздуха (см. *табл.* 4.2). Значение ΔA_R изменяется от 1 до $3,7^\circ\text{C}$.

В ряде аналитических методов прогноза для расчета среднегодовой температуры на глубине сезонного оттаивания и промерзания используются суммы градусо-часов или градусо-месяцев дневной поверхности в теплый и холодный периоды года. Для перехода от сумм летних ($\Sigma_{в.л}$) и зимних ($\Sigma_{в.з}$) температур воздуха к суммам среднемесячных температур дневной поверхности в летний ($\Sigma_{в.л}$) и зимний ($\Sigma_{в.з}$) периоды могут быть использованы поправочные коэффициенты пропорциональности $K_{л}$ и $K_{з}$, которые определяются по данным метеонаблюдений. В летний период $K_{л}$ равен отношению суммы летних температур дневной поверхности к сумме температур воздуха, в зимний период $K_{з}$ определяется как отношение суммы зимних температур дневной поверхности к сумме температур воздуха.

В *табл.* 4.3 для некоторых пунктов криолитозоны России приведены значения сумм среднемесячных температур воздуха летнего и зимнего периодов и рассчитанные при этих значениях коэффициенты пропорциональности $K_{л}$ и $K_{з}$.

Анализ *табл.* 4.3 показывает, что коэффициенты $K_{з}$ и $K_{л}$ изменяются в нешироких пределах, причем численные значения коэффициентов пропорциональности в зимний период меньше, чем в летний – интервал изменения $K_{з}$ находится в пределах $0,9-1,1$, а $K_{л}$ – $1,1-1,2$. Таким образом, представляется возможным использовать эти значения для приближенной оценки сумм среднемесячных температур дневной поверхности теплого и холодного периодов по значению сумм среднемесячных температур воздуха из следующих соотношений:

$$\Sigma_{п.л} = K_{л} \cdot \Sigma_{в.л} \quad (4.4.2)$$

$$\Sigma_{п.з} = K_{з} \cdot \Sigma_{в.з} \quad (4.4.3)$$

Таблица 4.3

Суммы среднемесячных температур воздуха, дневной поверхности и значения коэффициента K теплового и холодного периодов

Пункт	Сумма среднемесячных температур воздуха, °С×мес		Сумма среднемесячных температур дневной поверхности, °С×мес		K_3	K_4
	$\Sigma_{в.з}$	$\Sigma_{в.л}$	$\Sigma_{п.з}$	$\Sigma_{п.л}$		
Билибино	-157,3	31,9	-170,9	35,7	1,09	1,12
Уренгой	-134,2	39,3	-140,9	43,0	1,05	1,09
Пангоды	-119,3	41,9	-130,4	48,7	1,09	1,16
Чита	-100,5	63,8	-106,0	92,0	1,05	1,44
Хорей-Вер	-97,4	33,1	-98,4	36,7	1,01	1,11
Нарьян-Мар	-82,2	36,2	-87,3	43,9	1,06	1,21
Мыс Константиновский	-90,1	27,3	-95,2	29,6	1,05	1,08
Мыс Болванский	-97,1	33,9	-99,0	41,0	1,02	1,21
Варандей	-105,2	26,8	-105,2	32,6	1,0	1,22
Каротайка	-123,1	30,4	-126,0	35,7	1,02	1,17
Шапкино	-93,8	32,6	-87,6	37,8	0,93	1,16
Хаседа-Хард	-106,4	37,6	-111,2	44,2	1,04	1,18
Окунев Нос	-81,3	46,4	-88,9	58,2	1,09	1,25
Табседа	-79,1	27,1	-85,7	30,0	1,08	1,11
Мишвань	-88,4	34,7	-101,8	40,9	1,15	1,18
Коткино	-76,7	41,6	-84,6	41,6	1,10	1,18
Адзельва-Вом	-92,1	37,4	-97,4	43,6	1,06	1,17

Отепляющее влияние снежного покрова в различных методиках геофизиологического прогноза оценивается по-разному. Однако практически во всех методиках используются данные о мощности снега, его плотности и коэффициенте теплопроводности. В некоторых расчетных схемах задаются либо средняя за зимний период мощность снега, либо ее максимальное значение. Ряд методов учитывает изменение условий снегонакопления во времени в течение зимнего периода.

Существует несколько эмпирических методов, связывающих динамику снегонакопления с максимальной или средней за зимний период мощностью снега. Наиболее простое уравнение, предложенное В.Т. Балобаевым (1966), описывает параболическое накопление снега в течение зимы. Расчетная формула имеет вид:

$$h_{сн}(\tau) = \beta\sqrt{\tau}, \quad (4.4.4)$$

где $h_{сн}(\tau)$ – мощность снежного покрова в любой отрезок времени от начала зимнего периода; τ – время от начала зимнего периода; β – эмпирический коэффициент.

При параболическом режиме накопления снега, исходя из формулы (4.4.4), средняя за зимний период мощность снежного покрова $h_{сн\text{ ср}}$ составляет 2/3 от максимальной мощности $h_{сн\text{ max}}$.

Используя зависимость (4.4.4), зная продолжительность зимнего периода τ_3 и максимальную мощность снега в течение зимы $h_{\text{сн. max}}$, несложно получить значения коэффициента β , а следовательно, подставляя его в уравнение (4.4.4), определить мощность снега в любой заданный отрезок времени в зимний период:

$$\beta = h_{\text{сн. max}} / \sqrt{\tau_3}. \quad (4.4.5)$$

Сравнение экспериментальных данных по метеостанциям Европейского Севера России и Западной Сибири показывает, что эмпирические формулы (4.4.4 и 4.4.5) показывают хорошую сходимость при незначительных мощностях снега, однако полученные по этим формулам значения могут отличаться в начальный период снегонакопления при большой максимальной мощности снега (рис. 4.10).

Зависимости (4.4.4 и 4.4.5) можно использовать только для периода снегонакопления, так как в них не учитывается период таяния снега весной после перехода температур воздуха через 0°C в сторону положительных значений. В практике геокриологического прогноза часто принимается, что изменение мощности снега в период снеготаяния происходит по линейному закону. Для некоторых пунктов это положение справедливо. Режимные наблюдения, проведенные Н.И. Шендером (1986) для района Южной Якутии, позволили получить региональные эмпирические зависимости, связывающие динамику снегонакопления в течение зимнего периода (4.4.6) и в период схода снега (4.4.7) (в часах):

$$h_{\text{сн}}(\tau) = h_{\text{сн. max}} \left\{ 1 - \left[1 - \sin \frac{\pi\tau}{2(\tau_{\text{зим}} + 1200h_{\text{сн. max}} - 960)} \right]^2 \right\}, \quad (4.4.6)$$

$$h_{\text{сн}}(\tau) = h_{\text{сн. max}} \sqrt{\frac{\tau_{\text{max}} + 1200h_{\text{сн. max}} - 240 - \tau}{720}}. \quad (4.4.7)$$

Эти зависимости показывают хорошую сходимость с натурными данными (рис. 4.11) и могут быть использованы в качестве граничных условий для указанного региона.

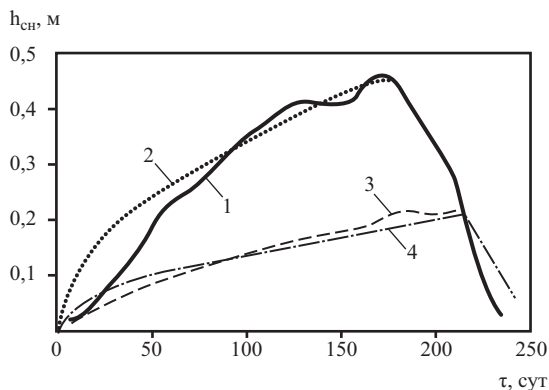


Рис. 4.10. Зависимость высоты снежного покрова ($h_{\text{сн}}$) от времени с начала устойчивого снегонакопления (τ); Воркута: 1 – по данным метеостанции, 2 – расчет по формуле (4.4.4); пос. Малые Кармакулы (архипелаг Новая Земля); 3 – по данным метеостанции; 4 – расчет по формуле (4.4.4)

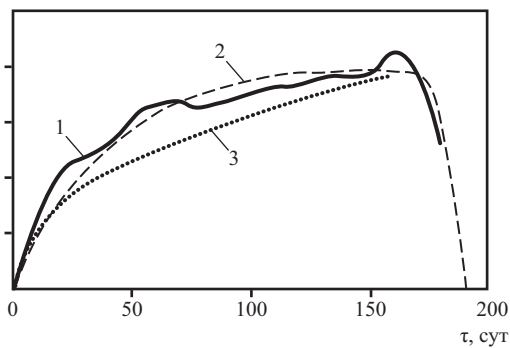


Рис. 4.11. Зависимость высоты снежного покрова на последний день декады ($h_{\text{сн}}$) от времени с начала устойчивого снегонакопления (τ) (м.с. Балобек): 1 – по данным метеостанции; 2 – расчет по формулам (4.4.6) и (4.4.7); 3 – расчет по формуле (4.4.4)

Теплофизические характеристики снежного покрова – коэффициент теплопроводности снега и его объемная теплоемкость, коэффициент температуропроводности, термическое сопротивление, – применяемые в различных методиках и оказывающие существенное влияние на результат прогноза, могут определяться экспериментально либо назначаться по полученным различными авторами эмпирическим зависимостям, связывающим эти характеристики с параметрами снежной толщи, которые находятся достаточно просто. Экспериментальное определение теплофизических характеристик снега связано со значительными трудностями и, как правило, в практике проведения инженерно-геологических изысканий и научных исследований не производится.

Существует много эмпирических формул, в которых коэффициент теплопроводности снега ($\lambda_{сн}$, Вт/(м·К) корреляционно связывается с его плотностью ($\rho_{сн}$, кг/м³). Сводка зависимости эффективного коэффициента теплопроводности снега от его плотности, включающая более 15 опубликованных формул российских и зарубежных авторов, приведена в работе Н.И. Осокина и др. (1999). Анализируя эти данные путем аппроксимации значений, вычисленных по каждой формуле, можно получить осредненную зависимость коэффициента теплопроводности снега от его плотности:

$$\lambda_{сн} = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_{сн} + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_{сн} \quad (4.4.8)$$

В практике геокриологии чаще всего используются формулы Б.В. Проскуракова (1957), А.В. Павлова (1975), Н.И. Шендера (1986), методика В.П. Чернядьева (1989) и др.

Проведем сравнение некоторых методик определения коэффициента теплопроводности снега в зависимости от его плотности.

Формула Б.В. Проскуракова имеет вид:

$$\lambda_{сн} = 0,02093 + 1,01 \cdot 10^{-3} \rho_{сн} \quad (4.4.9)$$

Формула А.В. Павлова, полученная для региона Центральной Якутии:

$$\lambda_{сн} = 3,49 \cdot 10^{-3} + 3,52 \cdot 10^{-4} \rho_{сн} + 2,06 \cdot 10^{-7} \rho_{сн}^2 + 2,62 \cdot 10^{-9} \rho_{сн}^3 \quad (4.4.10)$$

Формула Н.И. Шендера выведенная по данным наблюдений на территории Южной Якутии:

$$\lambda_{сн} = 0,06 + 0,564 \rho_{сн} + 1,31 \rho_{сн}^2 \quad (4.4.11)$$

(здесь $\rho_{сн}$ выражено в г/см³).

На рис. 4.12 приведено сравнение результатов расчетов коэффициента теплопроводности снега в зависимости от его плотности по приведенным выше методам. Как видно из рисунка, значения теплопроводности снега, определенные разными методами, существенно различаются. Использование того или иного метода определения коэффициента теплопроводности снега зависит как от региональных особенностей территории, так и во многом связано с интуицией и профессиональным опытом исследователей.

В большинстве последних публикаций, посвященных геокриологическому прогнозу, отдается предпочтение формуле Б.В. Проскуракова. Анализ, проведенный В.Т. Балобаевым (1991) для районов Республики Саха (Якутия), показывает, что для этих районов предпочтительной оказывается формула Н.И. Шендера.

Экспериментальные исследования, проводившиеся в северных районах Западной Сибири, позволили В.П. Чернядьеву получить обобщенные зависимости изменения термического сопротивления снега во времени в зимний период (рис. 4.13). Эти данные могут быть рекомендованы для использования на указанной территории.

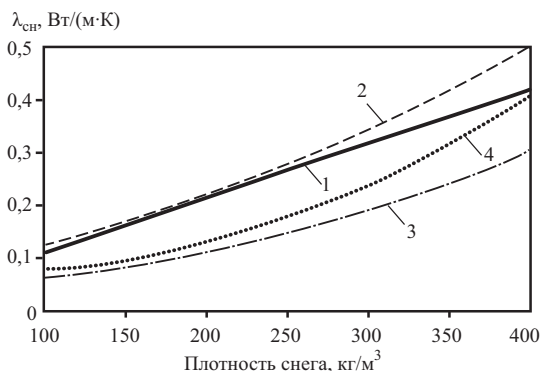


Рис. 4.12. Зависимость коэффициента теплопроводности снега от его плотности по формулам: 1 – Б.В. Проскуракова; 2 – Н.И. Шендера; 3 – А.В. Павлова; 4 – Н.И. Осокина и др.

Коэффициент теплопроводности снега – параметр эффективный, поскольку теплопередача в снежном покрове осуществляется как кондуктивным, так и конвективным путем за счет диффузии воздуха в пористой среде снега. Коэффициент диффузии зависит от температуры внешней среды, поэтому эффективный коэффициент теплопроводности снега должен зависеть от температуры снежной толщи. Исследования В.А. Павлова (1975), Н.И. Шендера (1986) позволили для ряда регионов криолитозоны России получить эмпирическую связь теплопроводности снега не только с его плотностью, но и температурой снежной толщи – $\lambda_{сн}(\rho_{сн}, t_{сн})$:

Формула В.А. Павлова:

$$\lambda_{сн}(\rho_{сн}, t_{сн}) = \lambda_{сн} [1 + 1,18 \exp(0,15 t_{сн})], \quad (4.4.12)$$

где $\lambda_{сн}$ определяется по формуле (4.4.10), $t_{сн}$ – температура снега, взятая с учетом реального знака.

Формула Н.И. Шендера:

$$\lambda_{сн}(\rho_{сн}, t_{сн}) = [1,124 + 1,726 \rho_{сн} + 0,124 \exp(0,1 t_{сн})]^2. \quad (4.4.13)$$

Зависимость коэффициента теплопроводности снега от его плотности при различных температурах снежной толщи, полученная по формулам (4.4.12 и 4.4.13), показана на рис. 4.14.

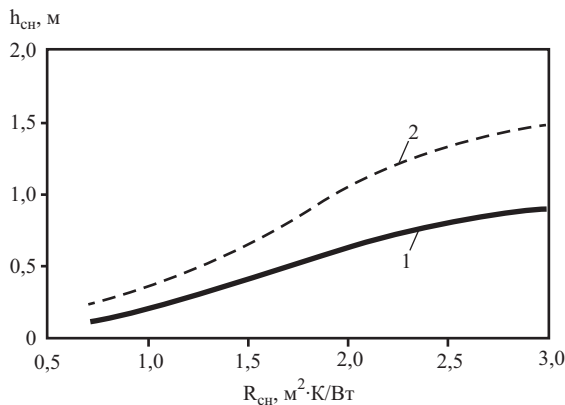


Рис. 4.13. Зависимость термического сопротивления снежного покрова ($R_{сн}$) от мощности снега ($h_{сн}$): 1 – при среднем значении мощности за холодный период; 2 – при максимальном значении на период февраль-март (по данным В.П. Чернядьева, 1989)

Так же как и средняя годовая температура воздуха, мощность снежного покрова существенно изменяется в пространстве и во времени. К сожалению, данные многолетних наблюдений за характеристиками снежного покрова – междугодовой изменчивости его мощности и плотности – ограничены. Поэтому для оценки пространственной изменчивости максимальной за зимний период высоты снежного покрова авторами использовались результаты статистической обработки многолетних наблюдений, проведенные В.М. Горбачевой (1984) по 61 метеостанции, расположенной в различных геокриологических областях России. Переход от максимальных значений мощности снега к среднему за зимний период, которое используется в отдельных расчетных формулах для определения отепляющего влияния снега, может быть осуществлен по методике, описанной выше.

Проведенный анализ показывает, что величина α изменяется от 0,06 до 0,24 м, т.е. разброс значений достаточно высок. Выделены три градации по междугодовой изменчивости мощности снежного покрова: 1) районы с величиной среднего квадратичного отклонения α более 0,2 м; 2) α изменяется в пределах от 0,2 до 0,1 м; 3) α менее 0,1 м.

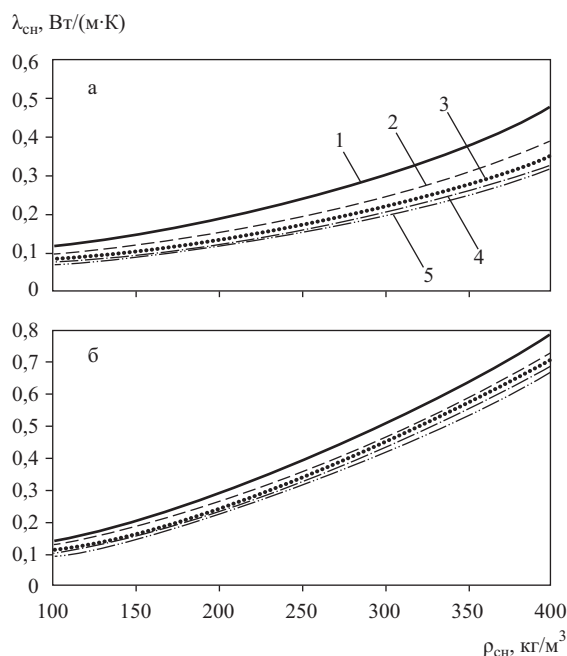


Рис. 4.14. Зависимость коэффициента теплопроводности снега ($\lambda_{сн}$) от плотности снежного покрова ($\rho_{сн}$) и его температуры (t , °C): а – по А.В. Павлову (1975), б – по Н.М. Шендеру (1986); 1 – $t = -5$; 2 – $t = -10$; 3 – $t = -15$; 4 – $t = -20$; 5 – $t = -25$

Если проследить региональные закономерности междугодовой изменчивости мощности снежного покрова, то оказывается, что в пределах криолитозоны отчетливо выделяются две области (рис. 4.15). Первая – территории с континентальным и резко континентальным климатом, охватывающие Забайкалье, юг Хабаровского края, Южную и Центральную Якутию, где $\sigma < 0,1$ м. На остальной территории криолитозоны России значения среднего квадратического отклонения мощности снега от нормы находятся в пределах 0,1–0,2 м. Пункты, характеризующиеся высокой изменчивостью мощности снега (более 0,2), приурочены, как правило, к районам побережья (Нагаево, о. Диксон, Новый Порт). Отмечаются и некоторые исключения. Например, незначительная изменчивость мощности снега характерна для м.с. Марре-Сале, мыса Челюскина, расположенных на побережье Карского моря, Салехарда (устье Оби).

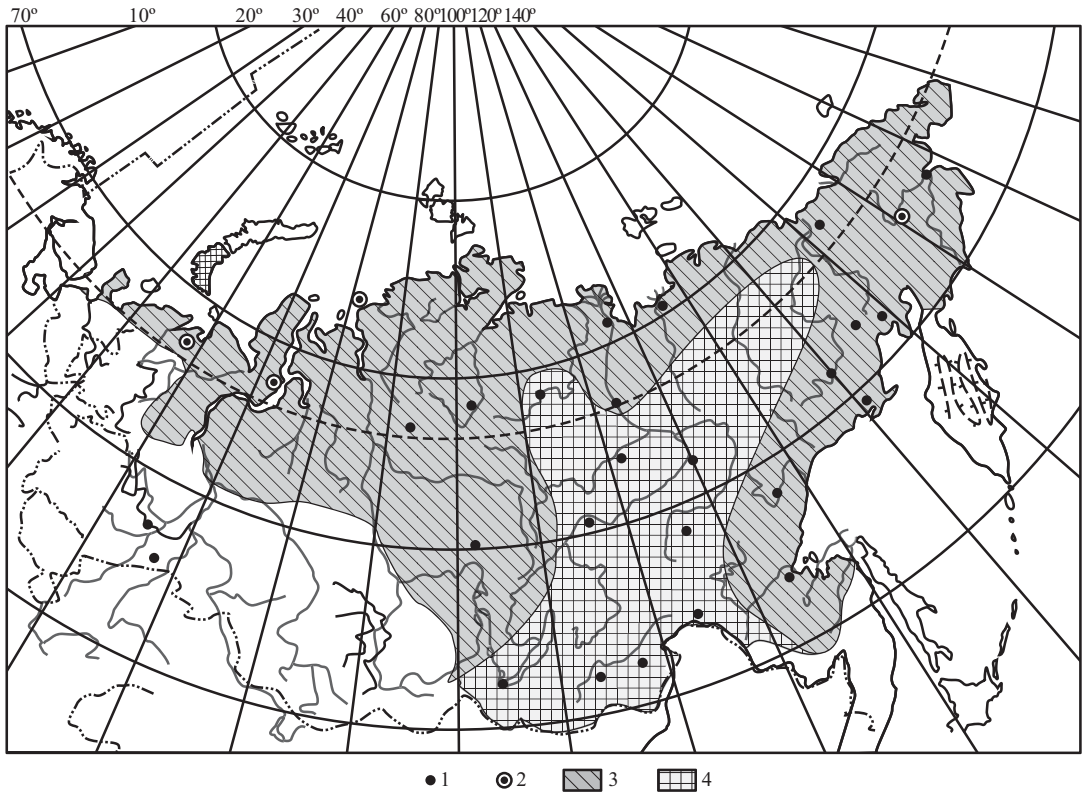


Рис. 4.15. Схематическая карта районирования криолитозоны России по изменчивости максимальной за зимний период мощности снежного покрова: 1 – точки метеонаблюдений; 2–4 – значения среднего квадратического отклонения мощности снежного покрова от нормы (σ): 2 – $\sigma > 0,2$; 3 – $\sigma = 0,2 - 0,1$; 4 – $\sigma < 0,1$

Условия накопления снега, изменчивость его мощности во времени определяются конкретными ландшафтными условиями территории. Поэтому представленная карта носит только региональный характер и не может быть использована для конкретных прогнозов при крупномасштабной съемке.

Очевидно, что, чем больше междугодовая изменчивость мощности снега, тем в большей степени будет изменяться и его отепляющее влияние. Таким образом, на первый взгляд кажется, что для районов Европейского Севера России, где значения σ в среднем составляют 0,15 м, изменение его отепляющего влияния в многолетнем плане будет больше, чем в центральной Якутии, где $a = 0,06-0,07$ м. Однако это не совсем так. Как было сказано выше, районы с незначительной междугодовой изменчивостью мощности снега приурочены к континентальным областям, в которых при одинаковой толщине снежного покрова его отепляющее влияние больше, чем в районах с морским климатом. Таким образом, большее увеличение мощности снега в районах с морским климатом по сравнению с континентальными областями может не приводить к большему увеличению его отепляющего влияния, что можно проиллюстрировать на двух примерах: г. Хоседа-Хард (Европейский Север России) и Якутск. В первом случае среднее за период наблюдений значение мощности снега $h_{\text{сн}} = 0,44$ м, среднее квадратическое отклонение $\sigma = 0,15$ м. По метеорологическим справочникам физическое значение амплитуды колебаний среднемесячных температур воздуха (A_b) в районе г. Хоседа-Хард составит $15,6^\circ\text{C}$, в Якутске $h_{\text{сн}} = 0,27$ м, $\sigma = 0,06$ м, $A_b = 31^\circ\text{C}$. Расчет по приближенным формулам показывает, что при

среднемноголетней мощности снега его обогревающее влияние для района Хоседа-Хард составит $3,2^{\circ}\text{C}$, для Якутска – 4°C . При обеспеченности 0,95 (вероятность увеличения мощности снега, возможная 1 раз в 20 лет) мощность снега в первом случае может увеличиться на 0,3 м и составить 0,74 м. Во втором случае $h_{\text{сн}}$ увеличится на 0,12 м и составит 0,39 м. Для района г. Хоседа-Хард в этом случае обогревающее влияние будет 5°C , для Якутска – $5,7^{\circ}\text{C}$. Таким образом, несмотря на значительно большую изменчивость мощности снежного покрова на Европейском Севере по сравнению с Центральной Якутией, возможные изменения обогревающего влияния снега остаются практически одинаковыми ($1,7\text{--}1,8^{\circ}\text{C}$). Естественно, что в каждом конкретном случае необходим более детальный анализ влияния междугодовой динамики снежного покрова на формирование температурного режима многолетнемерзлых пород.

Напочвенные растительные покровы на большей территории криолитозоны России оказывают, как правило, охлаждающее влияние на среднегодовую температуру многолетнемерзлых пород. Для расчета влияния напочвенных покровов на среднегодовую температуру пород и глубину их сезонного и многолетнего оттаивания и промерзания в различных методиках используются значения либо коэффициентов теплопроводности и температуропроводности покровов в летний и зимний периоды, либо термическое сопротивление напочвенных покровов за эти периоды. В опубликованной литературе эти параметры даны ограниченно (Фельдман и др. 1988; Балобаев 1991; «Основы геокриологии», ч. 4, 2001, и др.) (табл. 4.4, рис. 4.16). Эти характеристики могут быть использованы при прогнозных расчетах применительно к конкретным природным условиям территории.

Во всех прогнозных расчетах используются теплофизические характеристики пород – коэффициенты теплопроводности и объемная теплоемкость грунтов в мерзлом и талом состоянии, затраты тепла на фазовые переходы при замерзании и оттаивании грунта. Помимо большого разнообразия методов их экспериментального определения («Методы...», 2004, и др.) существует обширная нормативная, рекомендательная и научная литература по назначению теплофизических характеристик грунтов. В главе VII приводятся данные, позволяющие определять фазовый состав воды в мерзлых породах и их теплофизические свойства в зависимости от литологических особенностей, плотности, влажности (льдистости) и температуры.

При прогнозе динамики мощности ММГ как в естественно-историческом плане, так и техногенных воздействиях в качестве нижнего граничного условия задается значение теплового потока из недр Земли. Фоновое значение теплового потока, как правило, определяется по литературным данным (Балобаев, 1991; Девяткин, 1993, и др.). На рис. 4.17 приведена карта распределения тепловых потоков платформ Сибири («Температура...», 1994).

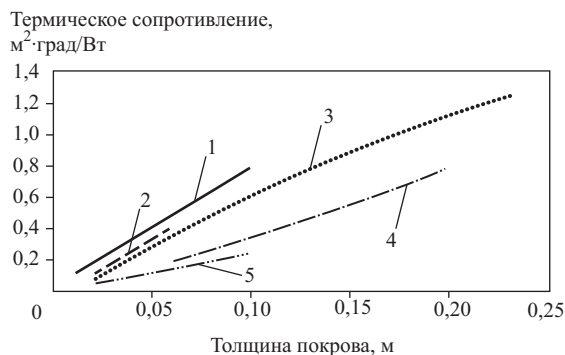


Рис. 4.16. Осредненная зависимость термического сопротивления различных видов напочвенной растительности в летний период от мощности покровов (Фельдман и др., 1988): 1 – лишайники; 2 – лесная подстилка; 3 – зеленые мхи; 4 – сфагновые мхи; 5 – дерн

Таблица 4.4

Обобщенные значения коэффициентов теплопроводности наиболее характерных мохово-лишайниковых и дерновых покровов (1–6 по В.П. Чернядьеву, 1984; 7–9 по А.В. Павлову, 1984)

№	Характеристика напочвенного покрова	Степень увлажнения	Мощность напочвенного покрова, м	Коэффициент теплопроводности, ккал/м ² ·ч·°С		Термическое сопротивление, м ² ·ч·°С/ккал	
				холодный период	теплый период	холодный период	теплый период
1	Мощный 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	То же при отсыпке сверху песчаным и гравийно-галечным грунтом	Слабоувлажненный	0,15	0,6	0,3	0,25	0,5
		Увлажненный	0,12	0,8	0,4	0,15	0,3
3	Маломощный моховой покров, преимущественно зеленые мхи	Слабоувлажненный	0,1	0,2	0,17	0,5	0,6
4	То же при отсыпке сверху песчаным и гравийно-песчаным грунтом	Слабоувлажненный	0,09	0,3	0,22	0,3	0,4
5	Ягель	Сухой	0,07	0,15	0,15	0,45	0,45
6	Дерновый покров	Слабоувлажненный	0,16	0,5	0,4	0,3	0,4
7	Мох зеленый	Слабоувлажненный	–	0,12	–	–	–
8	Хвоя, поросшая мхом	Слабоувлажненный	–	0,19	–	–	–
9	Мохово-травяной покров	Влажный	–	0,2	–	–	–

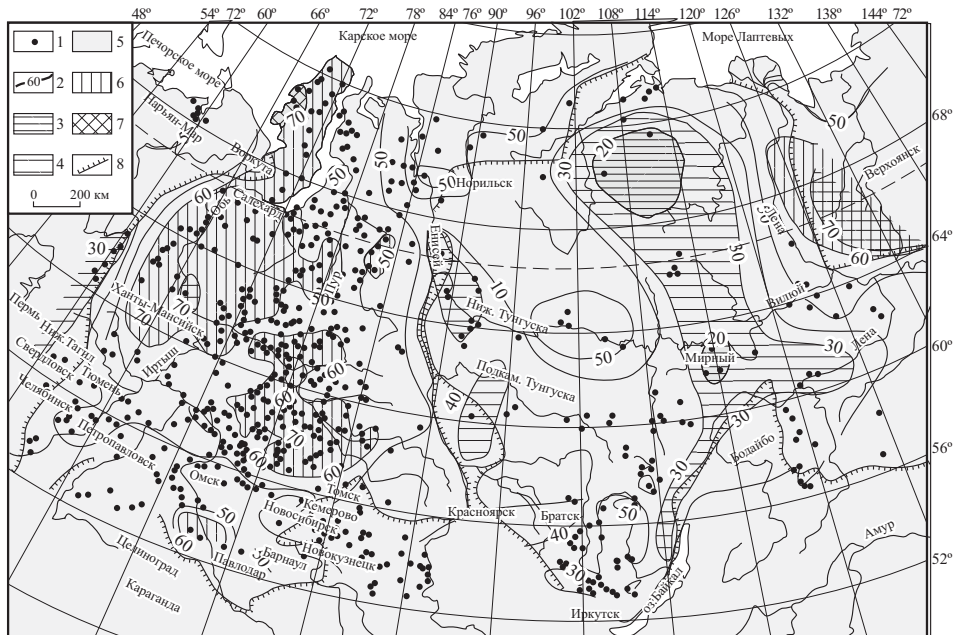


Рис. 4.17. Карта глубинного теплового потока Сибири (Балобаев, 1991, «Температура...», 1994): 1 – пункты определения теплового потока; 2 – изолинии теплового потока, мВт/м²; 3–7 – области с разным уровнем теплового потока, мВт/м²: 3 – менее 20; 4 – 20–30; 5 – 30–60; 6 – 60–70; 7 – более 70; 8 – границы платформ и складчатых областей

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА И ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ ПОРОД

§ 1. Классификация типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород

Изучение закономерностей формирования температурного режима пород в слое годовых колебаний температур связано с изучением закономерностей формирования слоя сезонного промерзания и слоя сезонного оттаивания, так как именно в этих слоях реализуется основная часть тепловых процессов, к которым в первую очередь относятся годовые теплообороты (кондуктивный теплообмен) и тепловой перенос (конвективный теплообмен). Годовые теплообороты в горных породах являются составной частью радиационно-теплового баланса земной поверхности и могут быть представлены как функция температурного режима поверхности, теплофизических свойств горных пород и их влажности.

При изучении сезонного промерзания и оттаивания необходимо учитывать как теплофизическую сторону процесса, так и геологическую среду и географическую обстановку, а также их взаимосвязь. Для выполнения этого основного условия необходимо выделить обобщенные факторы или признаки, определяющие условия и характер сезонного промерзания и оттаивания, и на их основе классифицировать изучаемое явление. В качестве таких признаков (Кудрявцев, 1959) выделяются среднегодовая температура пород, амплитуда годовых колебаний температур на поверхности почвы, состав пород и их влажность.

Совокупностью указанных четырех признаков определяются величины годовых теплооборотов почвы, в частности та их часть, которая связана с сезонным промерзанием и оттаиванием. В классификации по каждому из этих признаков установлены пределы их изменений исходя из связи количественных величин.

Первые два признака: среднегодовая температура пород и годовая амплитуда колебания среднемесячных температур на их поверхности являются географическими; они легко картируются как в крупном, так и в мелком масштабе. Среднегодовая температура пород подчиняется широтной и высотной зональностям. Два других признака (литологический состав пород и их влажность) являются геологическими и изменяются регионально в соответствии со строением земной коры и основными формами рельефа.

Зональные признаки положены в основу классификации и определяют различие между сезонным промерзанием и сезонным оттаиванием почвы. Сезонное промерзание представляет собой промерзание талых пород, имеющих среднегодовую температуру выше 0°C . Слой сезонного промерзания подстилается немерзлыми породами и образуется за счет теплооборотов, идущих при отрицательных температурах пород. Сезонное оттаивание представляет собой оттаивание мерзлых пород, имеющих среднегодовую температуру ниже 0°C . Слой сезонного оттаивания подстилается многолетнемерзлыми породами и образуется за счет теплооборотов, идущих при положительных температурах пород.

В результате этого классификация состоит из двух частей. В качестве границы, отделяющей сезонное промерзание от сезонного оттаивания, в классификации принята среднегодовая температура пород 0°C . Но среднегодовая температура воздуха и пород не остается постоянной из года в год, а колеблется. Наиболее частые отклонения укладываются в пределах $\pm 1^{\circ}\text{C}$. В отдельные годы они достигают значений $\pm 2^{\circ}\text{C}$. В соответствии с этим в пределах от 0 до $\pm 1^{\circ}\text{C}$ среднегодовая температура периодически будет переходить через 0°C и принимать отрицательные и положительные значения. При среднегодовых температурах пород от $+1$ до $+2^{\circ}\text{C}$

и от -1 до -2°C такой переход будет также прослеживаться, но эпизодически, в отдельные теплые и холодные годы. Этим обстоятельством определяется необходимость выделения соответственно переходных и полупереходных типов сезонного промерзания и оттаивания пород.

Переход среднегодовых температур пород в диапазоне от $+2$ до $+5^{\circ}\text{C}$ в отрицательные или в диапазоне от -2 до -5°C в положительные связан с длительными периодами или резкими изменениями теплообмена на поверхности земли. Поэтому в данных интервалах среднегодовой температуры пород выделяются соответственно длительно устойчивые типы сезонного промерзания и типы сезонного оттаивания пород.

В интервалах температуры от $+5$ до $+10^{\circ}\text{C}$ и от -5 до -10°C выделяются соответственно устойчивые типы сезонного промерзания и типы сезонного оттаивания пород. При температуре выше $+10^{\circ}\text{C}$ устанавливаются южный, субтропический и тропический типы сезонного промерзания пород, а при температуре ниже -10°C – арктический и полярный типы сезонного оттаивания пород.

В зависимости от соотношения амплитуды и среднегодовой температуры определяются также четыре неустойчивых типа сезонного промерзания и четыре неустойчивых типа сезонного оттаивания почвы (эпизодически и периодически появляющиеся и периодически и эпизодически исчезающие).

По амплитудам температуры на поверхности пород выделяются следующие типы: морской тип с амплитудами температуры меньше $7,5^{\circ}\text{C}$, свойственный морским побережьям умеренных широт; умеренно морской с амплитудами температур от $7,5$ до 11°C – на северных морских побережьях; умеренно континентальный с амплитудами температур от 11 до $13,5^{\circ}\text{C}$ – в европейской части СССР; континентальный с амплитудами температуры от $13,5$ до 17°C – на Западно-Сибирской низменности; повышено континентальный с амплитудами температуры от 17 до 21°C – на Средне-Сибирском плоскогорье; резко континентальный с амплитудами температуры от 21 до 24°C и особо резко континентальный с амплитудами температур свыше 24°C – на Северо-Востоке и в Забайкалье.

Всего выделяется 85 общегеографических типов сезонного промерзания и типов сезонного оттаивания пород, внутри каждого из которых необходимо различать разновидности по составу и влажности. В соответствии с этим по составу можно выделить следующие основные разновидности пород: 1) скальные и полускальные, трещиноватые, выветрелые; 2) гравийно-галечные; 3) щебнистые; 4) пески от крупнозернистых до мелкозернистых; 5) тонкозернистые пески; 6) супеси; 7) суглинки; 8) глины; 9) торф.

По влажности необходимо различать четыре градации в зависимости от количества влаги, участвующей в фазовых переходах при замерзании и оттаивании пород. Первая градация при $\omega < \omega_{\text{н}}$ характеризуется отсутствием фазовых переходов при промерзании грунтов. В последующих трех градациях фазовые переходы возрастают от 0 при $\omega < \omega_{\text{н}}$ до максимальной величины при $\omega < \omega_{\text{н}}$. Целесообразно разбить этот диапазон фазовых переходов на три градации. Для второй градации – $\omega_{\text{н}} < \omega < \omega_{\text{н}} + 1/3(\omega_{\text{н}} - \omega_{\text{н}})$; для третьей градации – $\omega_{\text{н}} + 1/3(\omega_{\text{н}} - \omega_{\text{н}}) < \omega < \omega_{\text{н}} + 2/3(\omega_{\text{н}} - \omega_{\text{н}})$ и для четвертой градации – $\omega > \omega_{\text{н}} + 2/3(\omega_{\text{н}} - \omega_{\text{н}})$. Здесь: ω – естественная влажность грунта, определяемая на момент промерзания (оттаивания), $\omega_{\text{н}}$ – количество незамершей воды, $\omega_{\text{п}}$ – полная влагоемкость.

Таким образом, количество сочетаний различных значений классификационных параметров может достигать большого числа. Отсюда вытекает и большое разнообразие глубин сезонного промерзания и оттаивания пород, наблюдаемых в природе. Одна и та же глубина сезонного промерзания (или оттаивания) пород в различных точках часто объясняется различным сочетанием природных факторов, и, наоборот, в одинаковых природных условиях формируются различные глубины сезонного промерзания (оттаивания). Вследствие комплексности влияний этих факторов изменение одного из них в этих двух случаях приведет к самым различным результатам.

Сочетание классификационных признаков каждого отдельного типа сезонного оттаивания (промерзания) пород, свойственного конкретному типу, местности (ландшафту), предопределяет диапазон пространственной изменчивости и временной динамики глубины оттаивания (промерзания). Этот диапазон определяется по данным натурных наблюдений либо расчетным путем.

В последнем случае существует возможность прогнозировать изменения как самих типов сезонного оттаивания (промерзания), так и соответствующих им глубин в зависимости от прогнозируемых изменений годовой амплитуды колебаний температуры пород, их состава и влажности. Фрагмент региональной классификации типов сезонно-талого слоя приведен в *табл. 5.1*.

Карта типов сезонного промерзания и оттаивания пород, составленная на основе классификации, дает возможность отражать закономерности развития изучаемого явления и позволяет определять, за счет чего в каждой точке формируется определенная глубина сезонного промерзания (или глубина сезонного оттаивания) пород. Зная характер изменения каждого фактора данного комплекса условий, можно определить, как изменится и глубина сезонного промерзания (или оттаивания) пород. Кроме того, на таких картах даются как максимальные средне-многолетние глубины и пределы их колебаний, так и указывается характер их изменения в процессе строительства и последующей эксплуатации сооружений. Поэтому к таким картам должны быть обязательно приложены номограммы для расчета глубин (см. *рис. 4.2* гл. IV).

Среднегодовая температура пород и амплитуда температур на их поверхности, а также состав пород, влажность и теплофизические характеристики определяются в результате полевых съемочных работ. При расчете по формулам берутся вполне определенные значения параметров, поэтому результаты расчетов получаются однозначными.

Такой подход исключает возможность вольного выбора значений параметров по справочникам. Результаты расчетов по параметрам, конкретно определенным в поле, дают возможность проверить правильность расчета путем сравнения полученных данных с действительными глубинами сезонного промерзания и оттаивания пород.

Важным обстоятельством является то, что через основные признаки, принятые в классификации, сезонное промерзание и оттаивание пород связывается с общей мерзлотной обстановкой района. Поэтому каждый тип сезонного промерзания и оттаивания связывается как с общим характером типа многолетнемерзлых толщ, так и с особенностями развитых в его пределах мерзлотно-геологических (криогенных) явлений. Кроме того, температурные условия пород и глубины сезонного промерзания и оттаивания связаны с заключенными в них надмерзлотными водами и верховодкой. В силу этого карта типов сезонного промерзания и оттаивания пород помимо своей прямой задачи дает возможность судить об общей мерзлотной обстановке.

Взаимосвязь геологических, географических и теплофизических закономерностей формирования и развития температурного режима пород (t_{ξ} , A_n), глубин их сезонного промерзания ($\xi_{пр}$) и оттаивания ($\xi_{от}$) и всех прочих характеристик мерзлотных условий выражается через влияние различных элементов природной среды. В силу этого при составлении мерзлотного прогноза необходимо определить качественные и количественные изменения природных факторов.

Для характеристики температурного режима пород в слое сезонного промерзания (оттаивания) необходимо располагать следующими основными данными: среднегодовой температурой (t_n) и амплитудой годовых температурных колебаний под покровами (на поверхности почвы) (A_n) и среднегодовой температурой на глубине ξ (t_{ξ}). Первые две характеристики формируются под влиянием радиационно-теплового баланса земной поверхности и теплового действия различных естественных покровов (снежного, растительного, водного). Третья характеристика (t_{ξ}) формируется под влиянием температурного режима на поверхности почвы, особенностей состава и влажностного режима пород и тепловых процессов (кондуктивных и конвективных), происходящих в слое ξ . С кондуктивным теплообменом в слое ξ связано формирование температурной сдвижки за счет неравенства коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состоянии (Δt_{λ}). С конвективным теплообменом в слое ξ связано формирование температурной сдвижки за счет обогревающего действия инфильтрующихся летних атмосферных осадков или грунтовых и подземных вод (Δt_{oc}). Ниже рассматривается влияние основных природных факторов на формирование среднегодовой температуры и глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород.

Таблица 5.1

Региональная классификация типов СТС в долине р. Енисей (низовье) на основе классификации В.А. Кудрявцева (1961)

Группы типов СТС, различающиеся по составу пород	Виды типов СТС, различающиеся по влажности пород в пределах каждой группы	Разновидности типов СТС, различающиеся по среднегодовой температуре пород (t_{ξ}) в пределах каждого вида	Отдельные типы СТС, различающиеся по амплитуде годовых колебаний температуры на поверхности почвы (A_n) в пределах каждой разновидности	Глубина сезонного оттаивания (ξ , м), характеризующая отдельный тип СТС	Микрорайон (тип ландшафта), которому соответствует данный тип СТС
1	2	3	4	5	6
Песок с включениями гальки и валунов	Средневлажный, $1/3 W_n < W < W_{кр}$	I длительно устойчивый, t_{ξ} от -2 до -3°C	Континентальный, A_n от 13,5 до 17°C	1,8-2,5	Бечевник (центральная часть)
	Очень влажный, $W > W_{кр}$	Переходный, t_{ξ} от 0 до -1°C	Умеренно континентальный, A_n от 11 до 13,5°C	2,0-2,5	Бечевник (тыловая часть)
Песок пылеватый	Средневлажный, $1/3 W_n < W < W_{кр}$	Полупереходный, t_{ξ} от -1 до -2°C	Умеренно континентальный, A_n от 11 до 13,5°C	1,5-2,4	II н/п терраса
		I длительно устойчивый, t_{ξ} от -2 до -3°C	Континентальный, A_n от 13,5 до 17°C	1,4-1,6	Высокая пойма, береговой вал
	$W_{суг} > W_T$	Переходный, t_{ξ} от 0 до -1°C	Морской, $A_n < 7,5^\circ\text{C}$	2,0	Прибрежная отмель
Супесь пылеватая	$W_{суг} > W_T$	I длительно устойчивый, t_{ξ} от -2 до -3°C	Умеренно континентальный, A_n от 11 до 13,5°C	0,8-1,2	Склон I н/п террасы
Супесь пылеватая	Очень влажный, $W_n > W_{кр}; W_{суп} > W_T; W_{суг} > W_T$	II длительно устойчивый, t_{ξ} от -3 до -5°C	Континентальный, A_n от 13,5 до 17°C	0,7-1,0	Поверхность I н/п террасы
Пылеватые пески, переслаивающиеся с пылеватым суглинком		Переходный, t_{ξ} от 0 до -1°C	Морской, $A_n < 7,5^\circ\text{C}$	0,8-1,1	Мелководья на акватории старичных озер в пределах высокой поймы (участки с перелетками ММП)
				1,1-1,5	Бортовые части старичных котловин на высокой пойме
Супесь пылеватая с галькой и валунами		Умеренно континентальный, A_n от 11 до 13,5°C		1,3-1,5	Нижняя часть глубоко-и слабоврезанных логов, конуса выноса
	Полупереходный, t_{ξ} от -1 до -2°C		0,8-1,2	Средние части глубоко-и слабоврезанных логов	
	I длительно устойчивый, t_{ξ} от -2 до -3°C	Умеренно континентальный, A_n от 11 до 13,5°C	0,6-1,0	Верховья глубоко врезанных логов	
		I устойчивый, t_{ξ} от -5 до -7°C	Повышенно континентальный, A_n от 17 до 21°C	1,0-1,5	Высокие водоразделы

§ 2. Зависимость температурного режима и глубин сезонного промерзания и оттаивания пород от их состава, влажности и теплофизических характеристик

Зависимость изменения температурного режима и глубин сезонного промерзания и оттаивания пород от их литологических особенностей и влажности представляется в следующем виде.

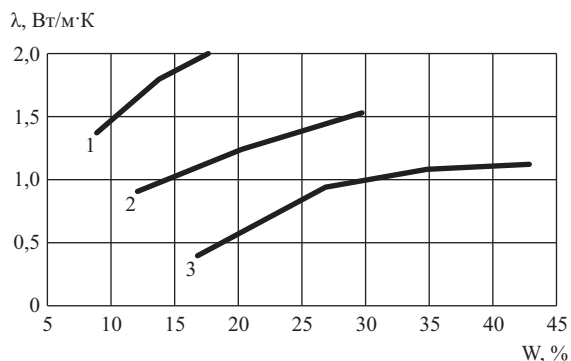


Рис. 5.1. Изменение коэффициента теплопроводности пород в зависимости от влажности: 1 – песок; 2 – супесь; 3 – суглинок

Изменение литологических особенностей состава пород приводит прежде всего к изменению их теплофизических свойств – теплопроводности и теплоемкости. Из формулы (4.1.4) следует, что ζ прямо пропорциональна корню квадратному из теплопроводности и имеет несколько более сложную зависимость от теплоемкости. Из *табл.* 5.2 и *рис.* 5.1 видно, что при увеличении дисперсности пород коэффициент теплопроводности уменьшается. Поэтому при прочих равных условиях наибольшие глубины сезонного промерзания (оттаивания) формируются в грубодисперсных породах и наименьшие – в тонкодисперсных.

Таблица 5.2

Изменение теплопроводности пород в зависимости от их механического состава

Порода	Гранулометрический состав, мм								Удельный вес, т/м ³	Полная влагоемкость, (весов.), ω_n , %	ω при определении λ , %	λ , Вт/мК	
	1,0	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,10	0,10–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005				мерзлого	талого
Песок кварцевый, мелкозернистый	–	0,2	20,8	77,4	1,51	0,09	–	–	2,65	23,2	18,6	2,36	1,95
Супесь легкая, пылеватая	–	1,95	0,41	6,87	–	44,80	–	10,27	2,69	30,4	30,4	1,81	1,51
Суглинок легкий, пылеватый	6,11	14,8	2,43	21,45	11,93	19,49	6,14	13,56	2,70	37,2	34,5	1,24	1,04

Общеизвестно также, что теплофизические свойства пород изменяются с изменением их плотности, пористости и минералогического состава. Более плотные породы имеют большую теплопроводность и теплоемкость.

При рассмотрении литологических особенностей состава пород и его влияния на глубину ζ необходимо одновременно рассматривать и влажность пород, так как с изменением последней изменяются и их теплофизические характеристики. Как следует из *табл.* 5.3 и *рис.* 5.2 коэффициент теплопроводности дисперсных пород возрастает с увеличением влажности. Наиболее

резкое увеличение теплопроводности талых пород наблюдается в диапазонах малых влажностей (до максимальной молекулярной влагоемкости) и продолжает увеличиваться при росте влажности до полной влагоемкости. Дальнейшее возрастание влажности приводит к нарушению контактов между минеральными частицами, уменьшению плотности пород и к снижению теплопроводности (см. гл. VII).

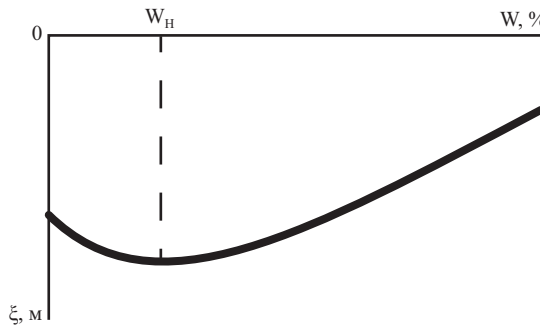


Рис. 5.2. Изменение глубины сезонного промерзания и оттаивания грунта в зависимости от влажности

Изменение теплопроводности мерзлых пород в связи с изменением влажности характеризуется несколько иной зависимостью. Уменьшение теплопроводности мерзлых пород наблюдается только при малых влажностях (до максимальной молекулярной влагоемкости), когда образующиеся отдельные кристаллы льда ухудшают тепловые контакты. Во всех остальных случаях увеличение влажности (льдистости) мерзлых дисперсных пород приводит к увеличению их теплопроводности. В соответствии с последним, увеличение влажности пород должно было бы приводить к увеличению глубины сезонного промерзания (оттаивания). Но наиболее сильно влажность пород влияет на глубину ζ через фазовые переходы воды, доля участия которых в общих годовых теплооборотах пород нередко достигает 50% и более. При этом, чем больше влажность пород, тем больше тепла затрачивается на фазовые переходы воды в них и тем меньше глубина сезонного промерзания (оттаивания).

Таблица 5.3

Изменение теплопроводности пород в зависимости от их влажности

Порода	Объемный вес скелета породы $\gamma_{ск}$, т/м ³	Объемный вес влажной породы γ , т/м ³	Полная влагоемкость, ω , %	ω при определении λ , % к сухой навеске	λ , Вт/(м·К)	
					мерзлого	талого
Песок мелкозернистый	1,61	1,76	23,2	9,4	1,72	1,73
То же	1,64	1,87	23,2	14,1	2,16	1,84
То же	1,58	1,87	23,2	18,6	2,37	1,95
Супесь легкая, пылеватая	1,58	1,75	30,4	10,6	1,06	1,00
То же	1,63	1,95	30,4	19,8	1,47	1,55
То же	1,48	1,93	30,4	30,4	1,81	1,51
Суглинок легкий, пылеватый	1,34	1,56	37,2	16,4	0,46	0,66
То же	1,44	1,84	37,2	27,4	1,10	0,97
То же	1,36	1,83	37,2	34,5	1,24	1,07
То же	1,16	1,67	37,2	43,5	1,28	0,85

Общая зависимость изменения глубины сезонного промерзания (оттаивания) пород от влажности последних представлена на *рис. 5.2*. Из приведенной кривой видно, что при увеличении влажности от нуля до ω_n глубина ζ увеличивается. Это объясняется тем, что в этом случае теплопроводность увеличивается больше, чем теплоемкость. В этом интервале влажности вся влага в породах при отрицательных температурах остается в жидком состоянии. Породы в этом случае являются немерзлыми.

При естественной влажности пород, превышающей ω_n при температурах ниже 0°C , часть воды замерзает. С увеличением влажности в этом случае в общем теплообороте в породе резко возрастает доля фазовых переходов, в связи с чем глубина ζ уменьшается (см. гл. IV).

Состав пород и их влажность определяют глубину сезонного промерзания (оттаивания) также в связи с температурной сдвижкой, изменяющей t_ξ по сравнению с t_n

В главе IV указывалось, что температурная сдвижка (Δt_λ) возникает за счет изменения коэффициента теплопроводности породы при переходе ее из талого состояния в мерзлое в процессе сезонного промерзания (оттаивания). Величина Δt_λ пропорциональна разности корней квадратных из теплопроводностей мерзлого и талого грунтов, а также величине годовых теплооборотов. Известно, что чем больше льдистость пород, тем больше коэффициент теплопроводности мерзлой породы отличается от коэффициента теплопроводности талой (при неизменной ее плотности). Поэтому с увеличением льдистости (влажности) пород температурная сдвижка (при прочих равных условиях) увеличивается и, следовательно, среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) понижается. Понижение среднегодовой температуры пород приводит к увеличению глубины сезонного промерзания (сокращению глубины сезонного оттаивания). Поэтому суммарное влияние влажности пород на глубину сезонного промерзания оказывается меньшим по сравнению с влиянием ее на глубину сезонного оттаивания. В первом случае увеличение температурной сдвижки при увеличении влажности пород несколько компенсирует уменьшение глубины сезонного промерзания, происходящее в связи с увеличением затрат тепла на фазовые переходы воды в породе. Во втором случае влияние влажности оказывается максимальным, так как увеличение температурной сдвижки и возрастание теплоты фазовых переходов (в связи с увеличением влажности пород) приводит к сокращению глубины сезонного оттаивания.

Расчет величины температурной сдвижки с применением номограмм (Пример 9)

Величина температурной сдвижки может рассчитываться по формулам (4.2.2) при известных суммах морозо- и теплоградусочасов на поверхности пород (см. пример 7а), а также по номограмме (*рис. 5.3*), составленной для широкого диапазона значений отношения λ_m/λ_r , среднегодовой температуры (t_n) и амплитуды годовых колебаний температуры (A_n). Использование номограммы целесообразно для сравнительного анализа большого количества вариантов прогнозируемых значений Δt_λ из-за простоты и скорости решения задачи.

Номограмма (*рис. 5.3*) представляет собой серию кривых, характеризующих зависимость относительной сдвижки ($\Delta t_\lambda/A_n$) от относительной температуры поверхности пород (t_n/A_n) для различных значений отношения коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состоянии (λ_m/λ_r).

На оси абсцисс показана величина t_n/A_n . С учетом знака среднегодовой температуры (t_n) она может изменяться от -1 (при $t_n < 0$) до 1 (при $t_n > 0$). Значение $\Delta t_\lambda/A_n$ (ось ординат) изменяется от 0 до $0,4$ при $\lambda_m > \lambda_r$ и от 0 до $0,6$ при $\lambda_m < \lambda_r$.

По номограмме определяются значения $\Delta t_\lambda/A_n$ и $\Delta t_\lambda = (\Delta t_\lambda/A_n) \times A_n$.

Например, требуется рассчитать температурную сдвижку и среднегодовую температуру пород на подошве слоя сезонного оттаивания на участке, где $t_n = -2,8^\circ\text{C}$, $A_n = 15,8^\circ\text{C}$, $\lambda_m = 1,88$ Вт/м·К, $\lambda_r = 1,45$ Вт/м·К.

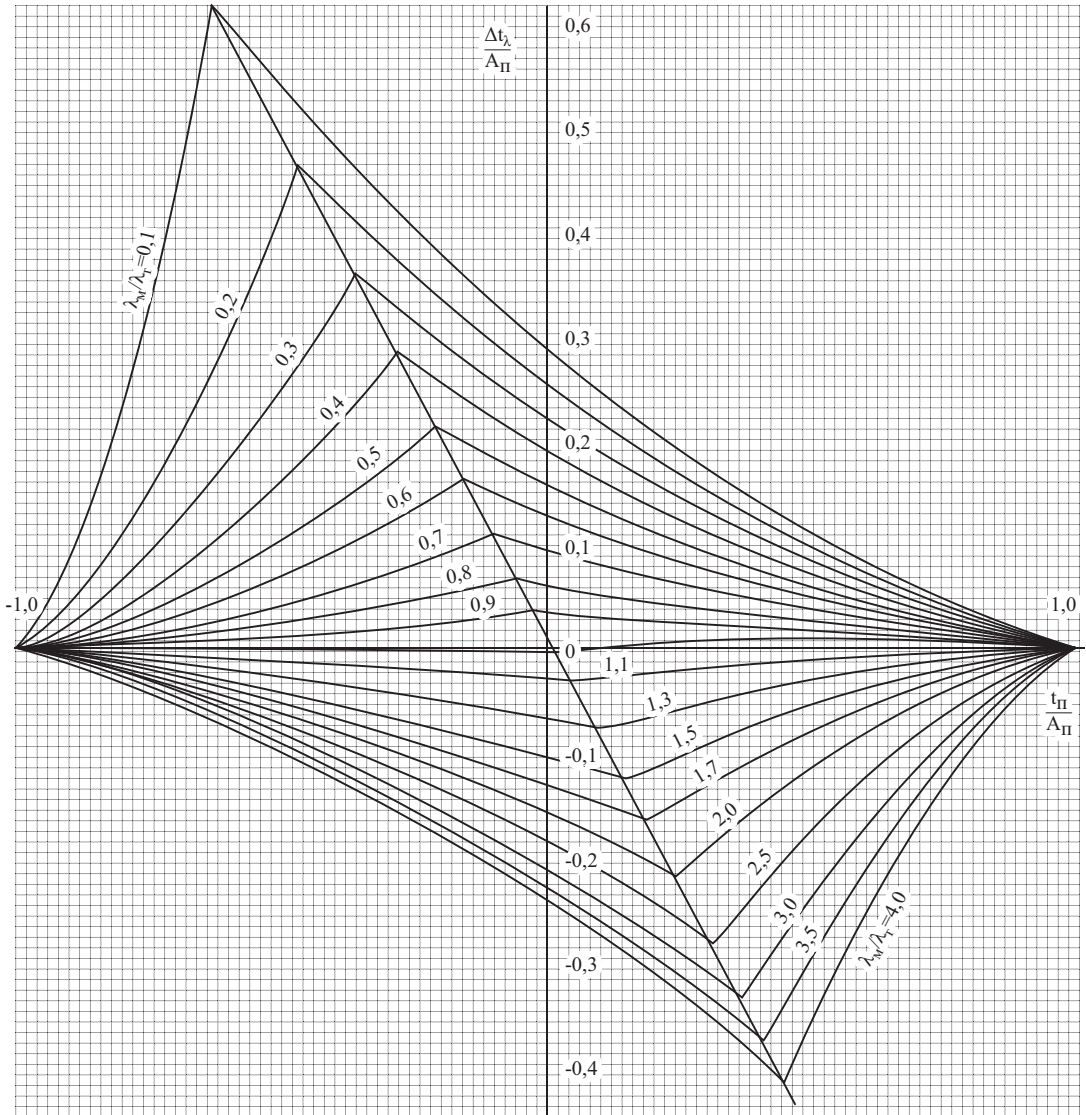


Рис. 5.3. Зависимость относительной температурной сдвижки $\delta = \Delta t_\lambda / A_\pi$ от относительной среднегодовой температуры поверхности пород $\alpha = t_\pi / A_\pi$ для различных значений отношения коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом и талом состояниях (λ_m / λ_t)

Решение.

1. Находим отношения $\lambda_m / \lambda_t = 1,88 / 1,45 = 1,3$ ($1,62 / 1,25 = 1,3$) и $t_\pi / A_\pi = -2,8 / 15,8 = -0,18$.

2. С оси абсцисс из значения $-0,18$ восстанавливаем перпендикуляр до кривой соотношения $\lambda_m / \lambda_t = 1,3$. По этой точке пересечения определяем на оси ординат значение $\Delta t_\lambda / A_\pi$, оно равно $-0,05$, тогда $\Delta t_\lambda = -0,05 \cdot 15,8 = -0,79^\circ\text{C}$.

3. Определяем среднегодовую температуру на подошве слоя сезонного оттаивания с учетом температурной сдвижки: $t_\xi = t_\pi + \Delta t_\lambda = -2,8 + (-0,79) = -3,59^\circ\text{C}$.

§ 3. Влияние снежного покрова на температурный режим и глубину сезонного промерзания (оттаивания) пород

Снежный покров приводит к изменению теплообмена на поверхности земли. И в этом смысле его значение многообразно. Белый снежный покров увеличивает альбедо поверхности земли. Это приводит к уменьшению поглощения лучистой энергии и к понижению среднегодовых температур пород.

В то же время снежный покров, обладающий малой теплопроводностью, как теплоизолятор предохраняет породы от теплопотерь в зимнее время года и тем самым как бы утепляет породы и приводит к повышению их среднегодовых температур по сравнению с t_B .

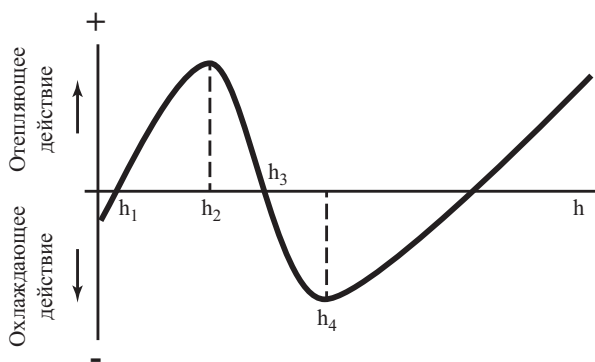


Рис. 5.4. Изменение влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород в зависимости от его мощности

В том случае, когда снег задерживается на поверхности земли после наступления положительных температур воздуха, отмечаются задержки в протаивании пород. Тающий снег поддерживает на поверхности пород нулевую температуру в течение какого-то времени, несмотря на то что температура воздуха положительная. Это приводит к некоторому охлаждению пород и понижению их среднегодовых температур.

При образовании многолетних снежников и ледников температура подстилающих пород изменяется (по сравнению с температурой пород на свободных от снежников и ледников участках) как в связи с изменением теплообмена на поверхности за счет изменения альбедо, так и в связи с геотермическим градиентом, устанавливающимся в покрове. В этом случае в нижележащих породах будет отмечаться повышение температуры с глубиной. Разница в температурах на поверхности ледника и в подстилающих породах будет тем больше, чем больше мощность ледника.

Все это многообразное влияние снежного покрова на температурный режим подстилающих пород представлено на *рис. 5.4*, где видно, как с изменением мощности снежного покрова его влияние несколько раз изменяется на противоположное. До мощности снега, равной h_1 , отмечается охлаждающее влияние за счет увеличения альбедо. Далее в пределах мощностей от h_1 до h_2 доминирует отепляющее действие снега как теплоизолятора. При мощностях от h_2 до h_3 постепенно возрастает охлаждающее влияние снега за счет задержки схода его в летний период. При мощности h_3 это охлаждающее влияние равно отепляющему влиянию снега как теплоизолятора. При мощности от h_3 до h_4 охлаждающее действие снега превышает отепляющее. При образовании постоянно существующих снежников и ледников одновременно с их охлаждающим влиянием за счет изменения альбедо поверхности отмечается постепенно возрастающее с увеличением их мощности отепляющее влияние на подстилающие породы.

Расчет отепляющего влияния снежного покрова по сокращенной формуле В.А. Кудрявцева (Пример 10)

В полевых условиях для приближенных расчетов теплового влияния снега может быть использована сокращенная формула В.А. Кудрявцева (1954), выведенная на основе статистической обработки фактических данных. Формула имеет вид:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \Delta A_{\text{сн}} = \frac{A_{\text{в}}}{2} (1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{KT}}}), \quad (5.3.1)$$

где $\Delta A_{\text{сн}}$ – уменьшение амплитуды годовых колебаний температуры (физическое значение) под снегом, °С; z – высота снежного покрова, м; K – коэффициент теплопроводности снега, м²/час; T – период, равный году, час; $A_{\text{в}}$ – метеорологическая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха, °С.

Для удобства расчетов по указанной формуле В.А. Кудрявцева (1954) составлена таблица изменений величины

$$(1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{KT}}}),$$

которая записана в виде $(1 - 1/f)$ в зависимости от различной высоты и плотности снега (*табл. 5.4*). Этот метод широко используется в практике различных мерзлотных исследований как экспресс-метод. Например, надо определить отепляющее влияние снежного покрова высотой 0,5 м и плотностью 0,19 г/см³, которое он оказывает на температуру поверхности почвы в районе, климатические условия которого характеризуются так: $t_{\text{в}} = -10,6^{\circ}\text{C}$; $A_{\text{в}} = 21,7^{\circ}\text{C}$.

Таблица 5.4

Значение величины $(1 - 1/f)$ в зависимости от мощности, плотности и коэффициента теплопроводности (по В.А. Кудрявцеву, 1954)

Плотность снежного покрова ρ , г/см ³	Коэффициент теплопроводности снега $K_{\text{сн}} \cdot 10^3$, м ² /час	Мощность (z) снежного покрова, м									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
0,075	0,36	0,094	0,181	0,259	0,329	0,398	0,451	0,503	0,551	0,597	0,632
0,110	0,54	0,081	0,155	0,224	0,288	0,345	0,400	0,447	0,491	0,532	0,572
0,150	0,72	0,071	0,136	0,197	0,253	0,306	0,355	0,400	0,442	0,482	0,518
0,190	0,90	0,064	0,123	0,178	0,230	0,279	0,324	0,367	0,407	0,445	0,480
0,225	1,08	0,058	0,113	0,164	0,213	0,259	0,302	0,343	0,381	0,416	0,450
0,250	1,26	0,054	0,105	0,153	0,198	0,242	0,282	0,321	0,357	0,392	0,425
0,300	1,44	0,051	0,098	0,143	0,186	0,227	0,267	0,303	0,338	0,371	0,403
0,340	1,62	0,048	0,093	0,136	0,178	0,216	0,254	0,289	0,323	0,356	0,386
0,380	1,80	0,045	0,088	0,130	0,169	0,206	0,242	0,277	0,309	0,341	0,371
0,415	1,98	0,043	0,081	0,124	0,161	0,197	0,232	0,265	0,297	0,327	0,356

В *табл. 5.4* находим, что для снежного покрова высотой 0,5 м и плотностью 0,19 г/см³ коэффициент $(1 - 1/f)$ равен 0,274, следовательно:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \Delta A_{\text{сн}} = 21,7 \cdot 0,274 = 5,9^{\circ}\text{C}.$$

Отсюда находим, что под снегом

$$t_{\text{п}} = t_{\text{в}} + \Delta t_{\text{сн}} = -10,6 + 5,9 = -4,7^{\circ}\text{C},$$

$$A_{\text{п}} = A_{\text{в}} + \Delta A_{\text{сн}} = 21,5 - 5,9 = 15,6^{\circ}\text{C}.$$

Расчет отепляющего влияния снега с учетом теплооборотов в подстиляющих породах (Пример 11)

Требуется рассчитать отепляющее влияние снежного покрова на температурный режим пород, представленных на исследованном участке пылеватыми супесями с объемным весом скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1400 \text{ кг/м}^3$. Среднегодовая температура воздуха равна $t_{\text{в}} = -10,5^\circ\text{C}$, амплитуда колебаний температур воздуха (по среднемесячным значениям) $A_{\text{в}} = 22^\circ\text{C}$. Среднезимнее значение мощности снежного покрова на исследуемой территории в зависимости от характера поверхности и рельефа варьирует в пределах $h_{\text{сн}} = 0,2 - 0,4 \text{ м}$ при его средней плотности $\rho_{\text{сн}} = 0,21 \text{ г/см}^3$. Растительный напочвенный покров отсутствует.

Характерной особенностью участка является также неравномерное по площади увлажнение пород СТС, поэтому оценка отепляющего влияния снежного покрова выполняется в спектре изменения естественной влажности сезонно-оттаивающих отложений.

Пористость пород может быть найдена из соотношения $n = 1 - \gamma_{\text{ск}}/\Delta$, где Δ – удельный вес скелета породы, для супесей имеющий величину $\Delta \approx 2700 \text{ кг/м}^3$. Тогда пористость супеси составит $n = 0,48$ и максимальная весовая влажность при полном водонасыщении $w_{\text{н}} = n \cdot \gamma_{\text{в}}/\gamma_{\text{ск}} = 0,48 \cdot 1000/1400 \cdot 100 = 35\%$ (где $\gamma_{\text{в}}$ – плотность воды, кг/м^3).

Коэффициенты теплопроводности пород в зависимости от их влажности при заданной величине объемного веса минерального скелета принимаются по данным исследований В.Т. Балобаева (Балобаев, 1991, табл. III.5, с.109–110). Коэффициенты теплопроводности супеси в талом и мерзлом состоянии определяются для значений весовой влажности $w = 15, 25$ и 35% (табл. 5.5).

Необходимые для выполнения расчета значения объемной теплоемкости пород в мерзлом и талом состоянии и объемной теплоты фазовых переходов воды рассчитываются по зависимостям 4.1.6–4.1.8. При расчетах учитывается наличие в породах незамерзшей воды, содержание которой, согласно данным лабораторных исследований, составляет порядка $w_{\text{н}} = 4\%$.

Так, для пород с влажностью $w = 15\%$ при величине удельной теплоемкости минерального скелета $C_{\text{уд}} = 0,23 \text{ Вт}\cdot\text{час/кг}\cdot\text{К}$ получаем следующие значения:

$$C_{\text{об.т}} = C_{\text{уд}} \gamma_{\text{ск}} + 1,16 \frac{w \gamma_{\text{ск}}}{100} = 0,23 \cdot 1400 + 1,16 \cdot 15 \cdot 1400/100 = 565 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/(м}^3 \text{ К)};$$

$$C_{\text{об.м}} = C_{\text{уд}} \gamma_{\text{ск}} + 0,58 \frac{(w - w_{\text{н}}) \gamma_{\text{ск}}}{100} + 1,16 \frac{w_{\text{н}} \gamma_{\text{ск}}}{100} = 0,23 \cdot 1400 + 0,58 \cdot (15 - 4) \cdot 1400/100 + 1,16 \cdot 4 \cdot 1400/100 = 476 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/(м}^3 \text{ К)};$$

$$Q_{\text{ф}} = 92,8 \cdot (15 - 4) \cdot 1400/100 = 14 \ 290 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3.$$

Теплофизические свойства пород при различной весовой влажности приведены в **табл. 5.5**.

Таблица 5.5					
Теплофизические свойства пород при различной естественной влажности					
Весовая влажность, $w, \%$.	Коэффициент теплопроводности, $\text{Вт/(м}\cdot\text{К)}^*$		Объемная теплоемкость, $(\text{Вт}\cdot\text{час)/м}^3\text{К}$		Объемная теплота фазовых переходов, $Q_{\text{ф}}, (\text{Вт}\cdot\text{час)/м}^3$
	$\lambda_{\text{т}}$	$\lambda_{\text{м}}$	$C_{\text{об.т}}$	$C_{\text{об.м}}$	
15	0,95	1,3	565	476	14 290
25	1,24	2,0	728	557	27 280
35	1,54	2,6	890	638	40 275

* теплопроводность по В.Т. Балобаеву, 1991

Для геокриологических расчетов применяется методика, рассмотренная в гл. III (зависимости (3.10.8), (3.10.16) и (3.10.17)). При этом для задания верхних граничных условий используются суммы летних и зимних градусочасов и длительность теплого периода. Эти характеристики могут быть найдены по синусоиде годового хода температур воздуха из соотношений (3.10.62). Длительность летнего периода согласно этим зависимостям составляет:

$$\tau_{\text{л}} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_0}{A} \right) = 8760 * \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-10,5}{22,0} \right) = 2992 \text{ час},$$

суммы градусочасов воздуха в летний и зимний периоды равны, соответственно:

$$\Omega_{\text{л}}^{\text{B}} = t_0 \tau_{\text{л}} + \frac{A_{\text{в}} \cdot T}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_0}{A_{\text{в}}} \right)^2} = 22484 \text{ и } \Omega_{\text{з}}^{\text{B}} = t_0 T - \Omega_{\text{л}}^{\text{B}} = -114464 \text{ град}\cdot\text{час},$$

где $T = 8760$ час – длительность года.

В данной задаче радиационная поправка не учитывается, считается, что температуры на дневной поверхности равны таковым воздуха.

Теплопроводность снежного покрова в зависимости от его плотности рассчитывается по известной формуле Б.В. Проскурякова $\lambda_{\text{сн}} = 0,02 + 1,01 \cdot \rho_{\text{сн}}$, $\rho_{\text{сн}} = 0,02 + 1,01 * 0,21 = 0,232$ Вт/м·К. Для первого расчета выберем высоту снежного покрова, равную $h_{\text{сн}} = 0,2$. Тогда среднее за зиму значение термического сопротивления снега равно $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}} / \lambda_{\text{сн}} = 0,2 / 0,232 = 0,86$ м²·К/Вт.

Теплофизические свойства пород с различной влажностью в пределах слоя сезонного оттаивания (СТС) берутся из таблицы 5.5. Подстилающие СТС многолетнемерзлые породы практически всегда являются полностью льдонасыщенными, поэтому для всех вариантов расчета их теплофизические свойства $\lambda_{\text{м}}^{\text{п}}$ и $C_{\text{об.м}}$ и считаются равными таковым для пород с влажностью $w = 35\%$ (полная влагоемкость для пород с $\gamma_{\text{ск}} = 1400$ кг/м³).

Выполним расчет для относительно малой весовой влажности пород $w = 15\%$. Вначале определяется значение теплооборота в породах B по уравнению (3.10.17):

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a},$$

$$a = 1 + \frac{\mu \cdot \rho}{T} - 2S\beta \frac{R_{\text{п}}^{\text{л}}}{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}, \quad b = \mu \cdot t_0 + 2S(Q_{\text{ф}} + 2\beta), \quad c = 2\lambda_{\text{т}} \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} (Q_{\text{ф}} + \beta),$$

$$\rho = \bar{R}_{\text{сн}} + R_{\text{п}}^3 - \alpha \cdot R_{\text{п}}^{\text{л}}, \quad \beta = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} C_{\text{об.т}}}{2\tau_{\text{л}}}, \quad S = \lambda_{\text{т}} R_{\text{п}}^{\text{л}}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{мп}} C_{\text{об.мп}} \tau_{\text{л}}},$$

$$t_0 = \frac{\alpha \cdot \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \Omega_{\text{з}}^{\text{п}}}{T}, \quad \alpha = \frac{\lambda_{\text{т}}}{\lambda_{\text{м}}},$$

где $\lambda_{\text{т}}$, $\lambda_{\text{м}}$ – коэффициенты теплопроводности пород в талом и мерзлом состоянии в пределах СТС; $C_{\text{об.т}}$, $C_{\text{об.м}}$ – объемная теплоемкость соответственно талых и мерзлых пород СТС; $\lambda_{\text{мп}}$, $C_{\text{об.мп}}$ – теплопроводность и теплоемкость подстилающих мерзлых пород; $R_{\text{п}}^{\text{л}}$, $R_{\text{п}}^3$ – термическое сопротивление напочвенных покровов в летний и зимний периоды; $\bar{R}_{\text{сн}}$ – среднее за зиму термическое сопротивление снежного покрова; $\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}$ и $\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}$ – сезонные суммы градусочасов на дневной поверхности, берущиеся с соответствующим знаком; t_0 – значение среднегодовой температуры пород на подошве СТС при полном отсутствии напочвенных покровов (снега, растительности) с учетом температурной сдвигки Δt_{λ} в оттаивающем слое; $\tau_{\text{л}}$ – длительность теплого периода; T – длительность года.

Для выполнения расчета предварительно находятся вспомогательные параметры:

$$\alpha = \frac{\lambda_T}{\lambda_M} = 0,95/1,3 = 0,73; \quad \beta = \frac{\Omega_{II}^n C_{об.г}}{2\tau_{II}} = 22484 \cdot 565/2/2992 = 2122,9;$$

при отсутствии напочвенного покрова $R_{II}^3 = R_{II}^n = 0$, тогда $S = \lambda_T R_{II}^n = 0$;

$$\begin{aligned} \rho &= \bar{R}_{сн} + R_{II}^3 - \alpha \cdot R_{II}^n = 0,86 \text{ м}^2 \cdot \text{К}/\text{Вт}; \\ \mu &= 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{МП} C_{об.МП} \tau_{II}} = 1,8 \cdot \sqrt{2,6 \cdot 638 \cdot 2992} = 4010,0; \\ t_0 &= \frac{\alpha \cdot \Omega_{II}^n + \Omega_3^n}{T} = (0,730 \cdot 22484 - 114464)/8760 = -11,19^\circ\text{C}. \end{aligned}$$

Далее рассчитываются параметры:

$$\begin{aligned} a &= 1 + \frac{\mu \cdot \rho}{T} - 2S\beta \frac{R_{II}^n}{\Omega_{II}^n} = 1 + 4010 \cdot 0,86/8760 - 0 = 1,395; \\ b &= \mu \cdot t_0 + 2S(Q_{\phi} + 2\beta) = 4010 - 11,19 + 0 = -44872; \\ c &= 2\lambda_T \Omega_{II}^n (Q_{\phi} + \beta) = 2 \cdot 0,95 \cdot 22484 \cdot (14290 + 2122,9) = 7,0115 \cdot 10^8 \end{aligned}$$

и находится величина годового теплооборота в породах:

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a} = 43 \ 710 \text{ (Вт} \cdot \text{час)/м}^2.$$

Зная количество тепла B , поступающего в породы и выходящего из них в течение года при наличии различных покровов на поверхности пород, легко определить значение среднегодовой температуры пород t_{ξ} по уравнению (3.10.8)

$$t_{\xi} = t_0 + B \frac{\rho}{T},$$

где величины t_0 и ρ уже рассчитаны выше. Тогда

$$t_{\xi} = -11,19 + 0,86 \cdot 43710/8760 = -6,89^\circ\text{C},$$

причем в этом значении автоматически учтена температурная сдвигка в породах СТС.

Глубина сезонного оттаивания пород согласно (3.10.16) составляет:

$$\xi = 2\lambda_T \left(\frac{\Omega_{II}^n}{B} - R_{II}^n \right) = 2 \cdot 0,95 \cdot (22484/43710 - 0,0) = 0,98 \text{ м}.$$

По величине теплооборота в породах B можно из уравнений (3.10.5) определить влияние на среднегодовую температуру пород t_{ξ} любого напочвенного покрова. В данном случае отопляющее влияние снега составит:

$$\Delta t_{сн} = \frac{\bar{R}_{сн} B}{T} = 0,86 \cdot 43710/8760 = +4,30^\circ\text{C}.$$

Из зависимости (3.10.7) находится значение теплофизической температурной сдвижки Δt_λ в пределах СТС. Ее величина, как видно из уравнения, в общем случае также зависит от теплооборота B . Однако в конкретной задаче, где напочвенные покровы в летний период отсутствуют ($R_{\text{п}}^{\text{л}} = 0$), величина Δt_λ зависит от влажности пород w только через соотношение теплопроводностей пород СТС в талом и мерзлом состоянии.

$$\Delta t_\lambda = \frac{(\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - BR_{\text{п}}^{\text{л}})}{T} \left(\frac{\lambda_{\text{т}}}{\lambda_{\text{м}}} - 1 \right) = (22484 - 0,0) \cdot (0,95/1,3 - 1) / 8760 = -0,69^\circ\text{C}.$$

Для проверки полезно найти среднегодовую температуру пород через вычисленные влияния на нее различных факторов. В данном случае t_ξ отличается от среднегодовой температуры на дневной поверхности только на величину отепляющего влияния снега $\Delta t_{\text{сн}}$ и температурной сдвижки Δt_λ , тогда

$$t_\xi = t_{\text{д}} + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_\lambda = -10,5 + 4,30 - 0,69 = -6,89^\circ\text{C}.$$

Получено то же значение t_ξ , что и по основной системе уравнений, следовательно, расчет выполнен верно.

Результаты аналитических расчетов геокриологических характеристик при различной влажности w пород СТС, различной мощности снежного покрова и отсутствии растительных покровов сведены в *табл. 5.6*.

Таблица 5.6

Результаты расчета отепляющего влияния снежного покрова при различной влажности пород СТС и мощности снега

Весовая влажность пород, w , %	Высота снежного покрова (среднезимняя), $h_{\text{сн}}$, м	Теплота фазовых переходов пород, $Q_{\text{ф}}$, (Вт·ч/час)/м ³	Среднегодовая температура пород t_ξ , °C	Глубина сезонного оттаивания пород ξ , м	Сезонный теплооборот в породах B , (Вт·час)/м ²	Отепляющее влияние снежного покрова $\Delta t_{\text{сн}}$, °C	Температурная сдвижка в СТС Δt_λ , °C
15	0,2	14290	-6,89	0,98	43710	4,30	-0,69
	0,3		-5,39	1,08	39400	5,80	
	0,4		-4,12	1,19	36000	7,07	
25	0,2	27280	-6,0	1,02	54895	5,40	-0,98
	0,3		-4,11	1,12	49984	7,36	
	0,4		-2,43	1,21	46070	9,05	
35	0,2	40275	-5,06	1,05	66040	6,50	-1,05
	0,3		-2,64	1,14	60500	8,91	
	0,4		-0,54	1,24	56050	11,0	

Как видно из *табл. 5.6*, влияние характера увлажнения пород в пределах СТС на формирование температуры пород весьма велико и целиком определяется известной закономерностью – возрастанием отепляющего влияния снега с ростом величины теплооборотов в слое годовых колебаний температур. Теплооборот B с возрастанием влажности пород увеличивается по двум причинам: 1) за счет роста теплоты фазовых переходов; 2) за счет увеличения теплопроводности пород (*табл. 5.5*). Так, при высоте снежного покрова $h_{\text{сн}} = 0,2$ м разница среднегодовых температур для относительно слабовлажных ($w = 15\%$) и водонасыщенных ($w = 35\%$) пород

СТС заданного состава составляет $1,8^{\circ}\text{C}$, а при $h_{\text{сн}} = 0,4$ м это различие увеличивается до $3,6^{\circ}\text{C}$. Таким образом, влияние характера увлажнения пород СТС на среднегодовую температуру пород оказывается весьма заметным.

При этом с увеличением влажности пород происходит возрастание теплопроводности и теплоты фазовых переходов в породах, что однонаправленно ведет к увеличению теплооборотов в породах и росту отепляющего влияния снега. В то же время возрастание влажности дисперсных пород сопровождается, как правило, увеличением различий их теплопроводности в талом и мерзлом состоянии, связанное с большой разницей теплопроводности воды и льда (практически четырехкратной). Следствием этого является возрастание значения теплофизической температурной сдвижки в пределах СТС, имеющей отрицательный знак и приводящей к некоторому понижению среднегодовой температуры пород. Однако охлаждающее влияние температурной сдвижки относительно невелико само по себе (до $-1,0^{\circ}\text{C}$, *табл.* 5.6) и слабо изменяется в зависимости от влажности пород (на $0,35^{\circ}\text{C}$). В результате отепляющий эффект возрастания влажности пород, сопровождающийся увеличением теплопроводности пород и общей величины теплооборотов в породах, намного превосходит охлаждающее влияние температурной сдвижки, что приводит к существенному повышению среднегодовой температуры пород.

С помощью зависимостей (3.10.17) и (3.10.8) достаточно просто можно найти критическую мощность снежного покрова – т.е. определить, при каком значении среднезимней высоты снежного покрова создаются условия для начала деградации многолетнемерзлых пород. Для этого, задаваясь различными значениями высоты снежного покрова, следует добиваться равенства нулю среднегодовой температуры $t_{\xi} = 0^{\circ}\text{C}$. Тогда в условиях данной задачи значениям влажности пород СТС $w = 15, 25$ и 35% соответствуют величины критической среднезимней мощности снежного покрова, равные $h_{\text{сн}}^{\text{кр}} = 0,86, 0,57$ и $0,43$ м (*рис.* 5.5).

Как видим, полученные значения критической мощности снега превышают природные величины высоты снежного покрова (для водонасыщенных пород СТС максимальная высота снега в рассматриваемом конкретном случае близка к критической). Однако при освоении территории вполне вероятно возникновение условий, благоприятных для накопления снежных толщ с мощностью, превышающей природные значения. В этом аспекте оценка критической мощности снега имеет важное прогнозное значение.

Из результатов расчета (*табл.* 5.6) видно, что в рассматриваемых природных условиях глубина сезонного оттаивания ξ с ростом влажности пород также увеличивается, хотя и не очень значительно. Обычно же считается, что с повышением влажности мощность СТС уменьшается. Однако это справедливо лишь при сохранении прочих равных условий – в том числе и при одинаковом значении среднегодовой температуры пород t_{ξ} . В реальных условиях закономерность изменения мощности СТС определяется встречным влиянием различных процессов, участвующих в теплообмене в породах.

Так, сопутствующие повышению влажности пород процессы возрастания их теплопроводности и теплоты фазовых переходов противоположно сказываются на глубине сезонного оттаивания пород – первый фактор ведет к увеличению мощности СТС, второй – к ее уменьшению. Это хорошо видно, например, из простейшей формулы Стефана (3.10.13). Относительное увеличение теплоты фазовых переходов $Q_{\text{ф}}$ в результате увеличения влажности пород обычно опережает относительное увеличение их теплопроводности. Поэтому при неизменной среднегодовой температуре пород с ростом влажности действительно должно происходить уменьшение глубины сезонного оттаивания пород.

Однако рассмотренное ранее повышение среднегодовой температуры пород t_{ξ} в результате роста увлажнения приводит к значительному сокращению затрат тепла на нагревание подстилающей мерзлой толщи. Это тепло начинает расходоваться на фазовые превращения воды и способствует увеличению глубины сезонного оттаивания пород. В результате может происходить общее увеличение глубин сезонного оттаивания пород при росте их влажности.

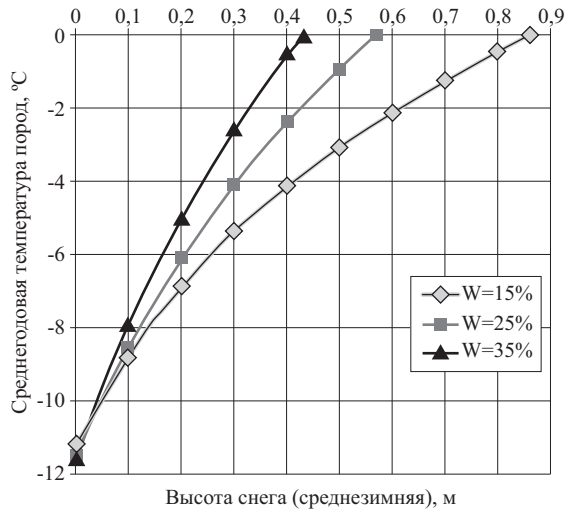


Рис. 5.5. Зависимость среднегодовой температуры пород t_{ξ} от влажности пород СТС и мощности снежного покрова (среднезимней) в конкретных природных условиях, принятых в данном примере

В самом деле, из *табл.* 5.6 видно, что величина теплооборота при влажности супесей $w = 15\%$ и мощности снега $h_{\text{сн}} = 0,4$ м составляет $B = 36000$ Вт·час /м². Затраты тепла на нагревание подстилающих мерзлых пород при среднегодовой температуре пород $t_{\xi} = -4,10^{\circ}\text{C}$ составляют согласно (3.10.11):

$$b_3 = -\mu \cdot t_{\xi} = (-4010) \cdot (-4,1) = 16440 \text{ (Вт·час)/м}^2,$$

(параметр μ рассчитан выше). Это составляет 46% от общей величины теплооборота B . На собственно сезонное оттаивание пород и их нагревание до положительных температур тратится 54% тепла, однако, учитывая низкое значение объемной теплоты фазовых переходов, этого тепла оказывается достаточно для формирования СТС мощностью $\xi = 1,19$ м.

В случае пород с влажностью $w = 35\%$ при той же мощности снега теплооборот составляет $B = 56050$ Вт·час /м², среднегодовая температура пород $t_{\xi} = -0,51^{\circ}\text{C}$ а общий отток тепла в подстилающие ММП равен:

$$b_3 = -\mu \cdot t_{\xi} = (-4010) \cdot (-0,51) = 2045 \text{ (Вт·час)/м}^2$$

или 4% от общего количества тепла, прошедшего через поверхность пород за теплый период. Оставшееся тепло идет на формирование СТС с мощностью $\xi = 1,24$ м, превышающей таковую в относительно маловлажных породах.

Результатом рассмотренной цепи компенсационных взаимодействий является сложный характер зависимости глубины сезонного оттаивания от сочетания различных факторов.

Для проверки расчетных оценок выполнялось численное математическое моделирование данной задачи. Результаты расчетов и численного моделирования весьма близки и, таким образом, аналитическая оценка вполне может применяться на практике. Разумеется, численное моделирование является более общим и не требует различных упрощений (типа осреднения свойств снежного покрова за зиму и пр.), может учитывать любые изменения граничных условий во времени, неоднородность разреза и др.

С другой стороны, аналитическая оценка выполняется гораздо быстрее и проще, а главное – позволяет осуществлять отдельный анализ влияния различных температуроформирующих факторов. Такого рода анализ в ходе численного компьютерного моделирования связан со значительными трудностями.

Таким образом, приведенный пример подтверждает существенную зависимость отепляющего влияния снежного покрова от теплооборотов почвы, впервые обоснованную В.А. Кудрявцевым. Чем больше теплообороты почвы, тем при всех прочих равных условиях отепляющее влияние снега больше, и наоборот. Следовательно, все те факторы и условия, которые определяют теплообороты пород или оказывают то или иное влияние на них, определяют и величину отепляющего влияния снежного покрова. Отсюда отепляющее влияние одинакового снежного покрова (по мощности, плотности, теплофизическим свойствам и прочим характеристикам) на различных участках в пределах одного и того же района будет различно в зависимости от состава пород и их влажности. На сухих грунтах оно будет меньшим, а на водонасыщенных – большим.

Годовые теплообороты за счет фазовых переходов воды в породах могут изменяться в 1,5–2 раза и более. Следовательно, и отепляющее влияние снежного покрова может за счет этого изменяться в 1,5–2 раза. Интересно, что в условиях резко континентального климата теплообороты в породах всегда больше, чем в условиях морского климата, а отсюда и отепляющее действие снежного покрова также должно быть больше в первом случае.

Отепляющее влияние снежного покрова различается для сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород.

При всех прочих равных условиях теплообороты пород в случае сезонного оттаивания будут больше, чем при сезонном промерзании. Это объясняется тем, что в мерзлых породах, подстилающих сезонно-талый слой, при годовых колебаниях температур помимо теплооборотов связанных с теплоемкостью, будут иметь место и теплообороты, идущие на фазовые переходы воды в мерзлых породах. В случае сезонно-мерзлого слоя таких теплооборотов не будет. В силу этого при сезонно-талом слое отепляющее влияние снега при всех прочих равных условиях будет большим, чем при сезонно-мерзлом.

Как известно (Кудрявцев, 1965), теплообороты пород максимальны у южной границы области распространения многолетней мерзлоты, т.е. при среднегодовых температурах пород, равных 0°C. С изменением последних в сторону их повышения и понижения (к югу и к северу от южной границы), теплообороты уменьшаются тем больше, чем больше среднегодовые температуры пород будут отличаться от 0°C. В соответствии с этим и отепляющее влияние снежного покрова будет максимальным у южной границы области распространения многолетнемерзлых пород и будет уменьшаться к югу и к северу от этой границы. В этом проявляется широтная зональность отепляющего влияния снежного покрова, связанная с формированием температурного режима пород.

Аналогичная закономерность отмечается и в отношении высотной зональности. Максимальное отепляющее влияние снежного покрова бывает там, где среднегодовые температуры горных пород равны 0°C. На больших и меньших отметках это влияние будет уменьшаться тем больше, чем больше среднегодовые температуры пород будут отличаться от нуля градусов. Следует оговориться, что указанное проявление широтной и высотной зональности в рассматриваемом явлении справедливо только для таких влажных пород, в которых при замерзании существенное значение в теплооборотах пород имеет та их часть, которая совершается за счет фазовых переходов воды в замерзающих породах.

В *сухих* (например, в скальных) породах эта закономерность не будет иметь места. В этом случае величина теплооборотов пород, а, следовательно, и отепляющее влияние снега будет определяться годовой амплитудой температур на поверхности почвы и не будет зависеть от среднегодовых температур. Амплитуды не подчиняются широтной зональности и зависят в каждом конкретном случае от удаленности изучаемого района от моря.

Амплитуда может уменьшаться с высотой вследствие инверсии температуры, изменения влажности воздуха и прихода солнечной радиации. В зависимости от этого, по-видимому, также будет изменяться и влияние снежного покрова.

Помимо общих закономерностей широтной и высотной зональностей необходимо отметить и ряд частных закономерностей, как, например, различие в отепляющем влиянии снежного покрова на склонах различных экспозиций и крутизны, для участков с различным растительным покровом, в зависимости от характера проявления зимней температурной инверсии и т.д. Во всех этих случаях отепляющее влияние снежного покрова будет тем больше, чем больше будут теплообороты пород, и наоборот.

В результате всего изложенного выше следует, что отепляющее влияние снежного покрова определяется не только характером этого покрова, но в не меньшей степени зависит от природной обстановки в целом, начиная от состава промерзающих пород и их влажности и заканчивая растительным покровом и характером рельефа местности.

Для характеристики влияния снежного покрова на формирование температурного режима горных пород необходимо остановиться на охлаждающем влиянии этого покрова, когда сход снега задерживается после наступления положительных температур на поверхности почвы. За время лежания снега после наступления положительных температур воздуха температура на поверхности пород будет равна 0°C и станет положительной после схода снега.

При задержке снега до второй половины лета или до осени максимальная температура на поверхности почвы будет соответственно меньше, и амплитуда температур на поверхности сократится по сравнению с обычными условиями. В том случае, когда снег задерживается, но сходит до наступления максимальных температур воздуха (середина июля), максимальные значения температур на поверхности грунта не будут отличаться от максимальных температур на участках, где снег сошел без задержки. Задержка схода снега в этом случае не повлияет на величину амплитуды температур на поверхности грунта (рис. 5.6). Следовательно, колебания температур в породах (при положительных значениях) будут совершаться так, как если бы этот период на поверхности пород был бы равным:

$$\tau = T \left(\frac{T_+ - T_-}{T_+} \right), \quad (5.3.2)$$

где τ – сокращенный период колебания температур, связанный с задержкой схода снега, T_+ – продолжительность существования положительных температур воздуха, T_- – длительность задержки схода снега с поверхности почвы, T – период, равный одному году.

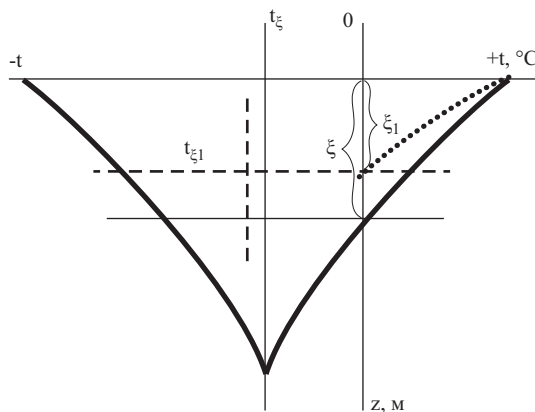


Рис. 5.6. Схема годовых колебаний температур в породах в нормальных условиях (сплошные линии) и при задержке схода снежного покрова (пунктирные линии)

В этом случае глубина сезонного оттаивания будет определяться формулой (4.1.4), но с подстановкой значения τ по уравнению (5.3.2). Очевидно, ξ_1 будет несколько меньше, чем ξ при T , равном одному году. Отношение этих глубин будет прямо пропорционально корню квадратному из периодов:

$$\frac{\xi_1}{\xi} = \frac{\sqrt{\tau}}{\sqrt{T}}.$$

Эта зависимость следует из основной формулы (4.1.4), но полученная сокращенная глубина оттаивания (ξ_1) должна быть отнесена к полному периоду колебаний (T) для получения среднегодовой температуры пород с учетом охлаждающего действия снежного покрова. Эта температура может быть получена из того же уравнения (4.1.4), где она будет искомой величиной, а ξ_1 должна быть подставлена вместо ξ . Величина ξ_{2c} должна быть получена с учетом измененной среднегодовой температуры. Таким образом может быть определено охлаждающее влияние снежного покрова как в отношении изменения среднегодовых температур пород, так и в отношении изменения глубин их оттаивания.

Аналогичное положение отмечается и для сезонного промерзания пород, но в этом случае отношение $\sqrt{\tau}/\sqrt{T}$ будет значительно меньшей величиной, и поэтому изменение глубин сезонного промерзания и среднегодовой температуры пород будет также значительно меньше, чем при сезонном оттаивании (при всех прочих равных условиях).

Таким образом, при определении влияния снежного покрова на сезонное промерзание и сезонное оттаивание необходимо учитывать все стороны этого явления: изменение альбедо поверхности, отепляющее влияние за счет теплоизолирующего действия в зимний период и охлаждающее влияние за счет задержки схода снега в весенне-летнее время. В средних широтах обычно суммарное влияние снежного покрова остается отепляющим.

Качественно влияние снежного покрова на глубину сезонного промерзания и сезонного протаивания может быть определено при помощи следующей схемы (рис. 5.7), представляющей диаграмму зависимости глубин сезонного промерзания и оттаивания от среднегодовой температуры пород (t_{ξ}) и амплитуды температур (A_0) на поверхности.

Отепляющее влияние снежного покрова, изменяющее глубины сезонного промерзания и оттаивания, определяется по этой схеме следующим образом.

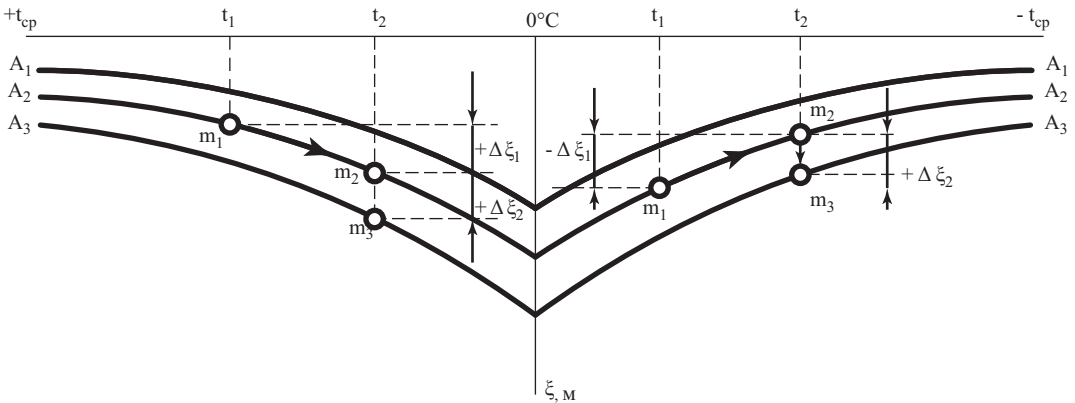


Рис. 5.7. Схема влияния снежного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания пород (ξ): t_1 – среднегодовая температура пород при наличии снежного покрова; t_1 – то же при снятии снежного покрова; $A_1 < A_2 < A_3$ – амплитуды среднемесячных температур на поверхности породы

Рассматривая сначала сезонное промерзание (левая часть *рис.* 5.7), допустим, что при наличии снежного покрова на поверхности среднегодовая температура породы была t_1 и амплитуда температуры на поверхности – A_2 , тогда глубина сезонного промерзания в этом случае определяется положением точки m_1 . Снятие снежного покрова приводит к двум последствиям: во-первых, среднегодовая температура понижается от значения t_1 до значения t_2 и, во-вторых, амплитуда на поверхности возрастает от значения A_2 до значения A_3 .

Как видно на *рис.* 5.7, понижение среднегодовой температуры до значения t_2 увеличивает глубину сезонного промерзания до величины, отмечаемой точкой m_2 , т.е. дает положительное приращение этой глубины ($+\Delta\xi_1$). Рассматривая влияние увеличения амплитуды температур при снятии снежного покрова от значения A_2 до значения A_3 , можно увидеть, что оно увеличивает глубину промерзания до величины, отмечаемой точкой m_3 , т.е. также приводит к положительному приращению ($+\Delta\xi_2$) этой глубины.

Таким образом, при снятии снежного покрова в области сезонного промерзания глубина последнего увеличивается как за счет понижения среднегодовой температуры, так и за счет увеличения амплитуды. Эти влияния складываются, и в результате получается значительное увеличение глубины сезонного промерзания при снятии снежного покрова ($\Delta\xi_1 + \Delta\xi_2$).

В области сезонного оттаивания дело обстоит иначе (правая часть *рис.* 5.7). Пусть при наличии снежного покрова среднегодовая температура породы была t_1 , амплитуда температуры A_2 и глубина сезонного оттаивания, соответственно, определялась точкой m_1 . Тогда при снятии снежного покрова среднегодовая температура понизится до значения t_2 , и это приведет к уменьшению глубины сезонного оттаивания ($-\Delta\xi_1$). В то же время амплитуда изменений температуры на поверхности возрастет от значения A_2 до значения A_3 , и это увеличит глубину сезонного оттаивания на величину ($+\Delta\xi_2$).

Таким образом, в случае сезонного оттаивания, влияния изменений среднегодовой температуры пород и амплитуды температуры на поверхности на глубину ξ при снятии снежного покрова компенсируют друг друга, и в результате получаются незначительные изменения глубины сезонного оттаивания.

§ 4. Влияние растительного покрова на температурный режим и глубину сезонного промерзания и оттаивания пород

Влияние растительного покрова на глубину сезонного промерзания и оттаивания и на температурный режим горных пород имеет сложный характер. Даже при кратком его рассмотрении необходимо иметь в виду следующие зависимости.

1. Растительный покров влияет на развитие мерзлых пород через обусловленные им изменения теплообмена между почвой и атмосферой.

Растительный покров в летний период частично задерживает прямую и рассеянную солнечную радиацию, что приводит к некоторому охлаждению пород. В зимний период, наоборот, растительный покров является теплоизолятором, препятствующим выделению тепла из почв. В этом случае растительный покров оказывает на породы отепляющее действие. Эти два воздействия растительного покрова на приходную и расходную части баланса лучистой энергии могут быть очень разнообразными.

У различных растительных покровов (например, у мохового покрова и соснового бора) будут сильно различаться указанные летнее и зимнее воздействия на теплообмен. Различия растительности обуславливают также разницу в альбедо поверхностей, что в свою очередь создает различия в отражении и поглощении лучистой энергии и в температурном режиме почв и пород.

2. Растительные покровы влияют на температурный режим почв также через их воздействие на влагообмен между атмосферой и почвой. Эти воздействия растительности на влагообмен происходят различными путями:

- а) во-первых, различные виды растительности по-разному испаряют влагу, которую берут из почвы, влияя на тепловой баланс последней (процесс транспирации);
- б) различные виды растительности по-разному задерживают и сохраняют снежный покров от перевевания и стаивания, что также оказывает большое влияние на ход сезонного промерзания и оттаивания. Этим влияние растительного покрова оказывается комплексно связанным с влиянием снежного покрова;
- в) наконец, различные виды растительности по-разному удерживают влагу в почве, влияя таким образом на теплофизические характеристики почвы, а через них и на ход теплообмена между почвой и атмосферой.

3. В естественных условиях происходит не только воздействие растительных покровов на развитие мерзлых толщ, но и обратное влияние последних на растительные покровы (Тыртиков, 1963). Мерзлые толщи и растительные покровы, как правило, развиваются параллельно, реагируя на изменения друг друга. Это обстоятельство является основой для суждения о соответствии между мерзлотными и геоботаническими условиями и используется при мерзлотной съемке.

Влияние растительности на развитие мерзлых толщ проявляется, в частности, в изменениях глубин промерзания и оттаивания при смене растительных сообществ. Значение смены одних видов растительности другими в формировании многолетнемерзлых толщ возрастает при движении с севера на юг и особенно велико в районах, примыкающих к южной границе области многолетней мерзлоты. В этом же направлении увеличивается приуроченность растительных сообществ к типам сезонного промерзания и оттаивания, т.е. возрастает индикационное значение растительного покрова.

Данные А.П. Тыртикова, приведенные в *табл. 5.7*, подтверждают положение об охлаждающем влиянии растительного покрова в районах, близких к южной границе многолетнемерзлых пород, высказанное в начале параграфа. Следует помнить, что влияние растительного покрова на температуру почвы сложно и требует дальнейшего изучения. В различных условиях, в особенности в сочетании с действием снега, растительный покров может повышать и понижать среднегодовую температуру. Так, например, установлено, что на Дальнем Востоке при мощности снега до 20 см уничтожение леса приводит к охлаждению почвы, а при больших мощностях снега – к ее нагреванию.

Можно сказать, что при континентальном климате с продолжительным летом и суровой зимой при снежном покрове 10–20 см растительный покров одинаково защищает почву, как от летнего нагревания, так и от зимнего охлаждения. При более мощном снежном покрове отепляющее воздействие растительного покрова зимой будет больше, чем охлаждающее летом.

В северных районах наличие травяно-мохового покрова и кустарника вызывает повышение среднегодовой температуры почвы на 1–2°C. Травяно-моховой покров, кустарник и лес в отдельности сокращают годовые амплитуды на 15–25%, а совместно на 30–50%.

Влажные моховые и торфянистые покровы вследствие большой влагоемкости резко увеличивают свою теплопроводность в мерзлом состоянии. Это вызывает понижение среднегодовой температуры почвы на 1–3%, за исключением районов с мощным снежным покровом, где наблюдается обратное воздействие. Сокращение годовых амплитуд температуры почвы под моховым и торфяным покровами может достигать 50–60%, а при мощном моховом покрове и торфе – даже 80–90%. Количественное влияние растительности на температурный режим поверхности почвы может быть определено с помощью предлагаемых ниже расчетных методов в зависимости от аспекта этого влияния. Одним методом получают оценку влияния растительности на радиационно-тепловой баланс поверхности и через него на температуру воздуха непосредственно у напочвенного растительного покрова. Этот метод определения радиационной поправки, представляющей собой разность между температурой поверхности и температурой воздуха на уровне 2,0 (1,5) м приведен ниже (см. пример 12).

С помощью других методов определяется влияние растительности как термоизоляционного слоя.

Следует особо подчеркнуть, что в большинстве случаев напочвенный растительный покров охлаждает горные породы, поэтому его нарушение при хозяйственной деятельности часто приводит к увеличению температур и мощности сезонного слоя, термокарсту и неблагоприятным последствиям для инженерных сооружений.

Таблица 5.7

Изменение глубины сезонного протаивания, температуры почв и подпочв в процессе смены растительных сообществ в пойме р. Ярудей (по А.П. Тыртикову, 1963)

Последовательные стадии развития растительности	Состав почв и подпочв	Мощность, см		Глубина протаивания, м	Температура, °С, на глубине, м										Мощность многолетне-мерзлой толщи, м
		мха	торфа		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Березовые леса с травяным покровом	Супеси, пески; в верхней части прослой суглинка	нет	нет	Сезонное промерзание	положительная										Нет
Березово-лиственничный лес с примесью ели на зеленомошно-сфагновом покрове	До 3,5 м суглинок, ниже песок	10	10	1,0	-	-	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-	-	Больше 8
Редкостойный угнетенный сфагновый лиственнично-березовый лес	До 0,4 м суглинок с супесью, ниже песок	10	30	0,4	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	Больше 10

Расчет влияния растительного покрова на формирование температуры поверхности пород (почвы) через радиационно-тепловой баланс поверхности (Пример 12)

В процессе мерзлотной съемки получены данные микроклиматических наблюдений на нескольких специально оборудованных метеоплощадках. Первая площадка стационарная и располагалась на II надпойменной террасе, сложенной делювиально-солифлюкционными щебнистыми тяжелыми пылеватыми супесями ($\gamma_{ск} = 1500 \text{ кг/м}^3$; $\omega_{об} = 25\text{--}30\%$; $\lambda_T = 1,5\text{--}1,75 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$). Площадка располагалась на вырубке, где растительность представлена кустарничком (багульник, брусника), редким травостоем и зеленомошным покровом высотой 3–5 см. Вторая площадка была расположена на заболоченной поверхности I надпойменной террасы, в густом лиственничном лесу, где поверхность почвы покрыта сплошным моховым покровом высотой около 10 см. Слой сезонного оттаивания на этой площадке представлен хорошо разложившимся минерализованным торфом ($\gamma_{ск} = 800 \text{ кг/м}^3$, ω изменяется сверху вниз по слою от 50 до 80%; $\lambda_T = 0,30\text{--}0,6 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$). Третья площадка расположена на осоково-моховом болоте в пределах I надпойменной террасы, где до глубины 0,35 м залегает торф ($\gamma_{ск} = 700 \text{ кг/м}^3$; $\omega_{об} = 94\%$), а ниже гумусированная супесь с линзочками песка ($\gamma_{ск} = 1100\text{--}1200 \text{ кг/м}^3$; $\omega = 43\%$; $\lambda = 1,2\text{--}1,4 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$).

Исследования на этих площадках включали радиационные, градиентные (на высоте 0,1; 0,5 и 1,5 м) и геотермические (до глубины 1,5–2,0 м) наблюдения, а также были изучены состав и свойства пород слоя сезонного оттаивания и верхней части подстилающей мерзлой толщи. По результатам наблюдений были получены следующие данные: R , LE , B и $\Delta t_R = t_{\text{раст}} - t_{\text{в}}$, где $t_{\text{раст}} - t_{\text{в}}$ – разность температур воздуха на напочвенном растительном покрове и на высоте 1,5 м. По этим данным для каждой площадки были рассчитаны затраты тепла на турбулентный теплообмен и коэффициент теплоотдачи с поверхности α . Исходные данные и α приведены в **табл. 5.8**.

Приняв, что соотношение между радиационным балансом на стационарной площадке 1, где велись режимные наблюдения, и площадках 2 и 3, полученное в последнюю декаду июля, сохранялось в течение всего лета, были рассчитаны суммарные величины составляющих радиационно-теплового баланса за лето Ω_R , Ω_{LE} , Ω_B . На основе этих данных была определена разность сумм температур поверхности растительного покрова ($\Omega_{t_{\text{раст}}}$) и воздуха ($\Omega_{t_{\text{в}}}$) за тот же летний период по формуле:

$$\Omega_{t_{\text{раст}}} = \Omega_{t_{\text{в}}} + \frac{1}{\alpha_{\text{раст}}} (\Omega_R - \Omega_{LE} - \Omega_B).$$

Если разность сумм температур $t_{\text{раст}}$ и $t_{\text{в}}$ за лето разделить на 12 (число месяцев в году), то можно получить среднегодовое значение этой разности. Расчетные данные за год приведены в **табл. 5.9**.

Таблица 5.8

Составляющие радиационно-теплового баланса (сумма за декаду) и расчет коэффициента α по данным актинометрических и градиентных наблюдений с 20 по 31 июля 1964 г.			
Составляющие радиационно-теплового баланса	№ площадок		
	1	2	3
R , (Вт·час)/см ²	3,07	2,78	3,14
LE , (Вт·час)/см ²	1,91	2,50	2,16
B , (Вт·час)/см ²	0,60	0,16	0,46
$P = R - LE - B$, (Вт·час)/см ²	0,56	0,13	0,52
$\Delta t_R = t_{\text{раст}} - t_{\text{в}}$, °C	2,3	1,5	1,7
$\alpha = (R - LE - B)/\Delta t_R$, Вт/(м ² ·К)	10,4	3,5	12,8

Таблица 5.9

Составляющие радиационно-теплового баланса поверхности почвы (сумма за лето) и определение разности среднегодовой температуры поверхности растительного покрова и воздуха в зависимости от характера растительности			
Составляющие радиационно-теплового баланса и $A_{\text{г}}$	№ площадок		
	1	2	3
R , (Вт·час)/см ²	21,9	20,2	22,9
LE , (Вт·час)/см ²	14,5	17,9	15,3
B , (Вт·час)/см ²	3,25	0,58	3,02
P , (Вт·час)/см ²	4,18	0,58	4,52
α , Вт/(м ² ·К)	10,44	3,48	12,76
$\Omega_{t_0} - \Omega_{t_{\text{в}}}$, °C	5,5	2,3	5,0
$\Delta t_R = t_{\text{раст}} - t_{\text{в}}$, °C	0,5	0,2	0,4

Из **табл. 5.9** следует, что среднегодовая температура воздуха на поверхности напочвенного растительного покрова (мох, травяной покров, лесная подстилка и т.п.) на 0,2–0,5°C выше среднегодовой температуры воздуха на высоте 1,5 м.

Приведенный пример показывает, что при оценке влияния растительного покрова на температуру поверхности необходимо учитывать, что поправка за счет факторов солнечной радиации в летний период в различных микрорайонах дифференцирована в зависимости от характера покрова. На заболоченных участках с осоково-моховым покровом эта поправка составляет 0,1–0,2°C, наибольших значений (0,5°C) она достигает на вырубках и сухих участках с разреженным растительным покровом.

В отличие от сезонного снежного покрова, растительные напочвенные покровы существуют постоянно, однако обычно отмечается более или менее значительная сезонная изменчивость их теплофизических свойств. Указанная изменчивость связана с такими факторами, как уплотнение покрова под весом снега, заполнение снегом пустот в структуре покрова, динамика увлажнения покрова. Кроме того, со сменой теплого и холодного сезонов года происходит промерзание или оттаивание содержащейся в покровах влаги, что также сказывается на теплопроводности среды.

По последнему признаку все напочвенные покровы подразделяются на непромерзающие («сухие») и промерзающие («влажные»). При относительно небольшом содержании влаги в покрове его оттаивание (промерзание) происходит очень быстро в самом начале соответствующего сезона и основную часть времени покров «работает» как теплоизолятор. В этом случае вполне допустим учет влияния покрова как слоя теплоизоляции с определенным термическим сопротивлением.

При высоком увлажнении биогенных покровов они должны учитываться в расчетной схеме двухслойного строения СТС (СМС) как полноценный слой биогенной породы со своими теплофизическими характеристиками и свойствами.

Во всех случаях влияние напочвенных покровов на температурный режим пород очень тесно связано с воздействием снежного покрова, а часто и определяется последним. Поэтому оценка влияния напочвенных покровов на геокриологическую обстановку не может рассматриваться отдельно от снежного покрова.

Воздействие напочвенного покрова *как слоя теплоизоляции* на температурный режим пород определяется разностью температур, формирующихся на поверхности и подошве этого слоя. Указанная разница зависит не только от термического сопротивления покрова, но и от плотности теплового потока, проходящего через покров, и направления этого потока.

В летний период в условиях нисходящего теплового потока в оттаивающие и нагревающиеся породы температура на поверхности покрова выше, нежели на его подошве и влияние покрова является охлаждающим. В зимний период тепловой поток направлен из пород в атмосферу и в напочвенном покрове формируются более высокие температуры на его подошве (поверхности пород), чем на кровле (на границе со снежным покровом). В этот период напочвенный покров, так же как и снег, оказывает отепляющее влияние.

Как показано в гл. III, величина температурного воздействия покрова помимо собственно теплоизоляционных свойств определяется общим результирующим количеством тепла, поступившим в породы (или вышедшим из них) за период нагревания (охлаждения), т.е. годовым теплооборотом в породах. Согласно уравнению (3.10.3) разница летних сумм градусочасов на поверхности покрова и его подошве (на поверхности пород) составляет:

$$\Omega_{л}^п - \Omega_{л}^г = BR_{п}^л,$$

где $\Omega_{л}^п$ и $\Omega_{л}^г$ – летние (положительные) суммы градусочасов на поверхности пород и покрова соответственно; $R_{п}^л$ – термическое сопротивление напочвенного покрова в летнее время; B – годовой теплооборот. Аналогичное выражение для зимнего периода будет иметь вид:

$$\Omega_{з}^г - \Omega_{з}^п = BR_{п}^з,$$

где $\Omega_{з}^п$ и $\Omega_{з}^г$ – зимние (отрицательные) суммы градусочасов на поверхности пород и покрова соответственно; $R_{п}^з$ – термическое сопротивление напочвенного покрова в зимнее время.

Исходя из приведенных выражений, можно выразить среднегодовую температуру на поверхности пород под покровом следующим образом:

$$t_{\text{срГ}} = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{Г}} + \Omega_{\text{З}}^{\text{Г}}}{T} = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}} + \Omega_{\text{З}}^{\text{П}} + B(R_{\text{П}}^{\text{З}} - R_{\text{П}}^{\text{Л}})}{T} = t_{\text{срП}} + \frac{B(R_{\text{П}}^{\text{З}} - R_{\text{П}}^{\text{Л}})}{T}, \quad (5.4.1)$$

где $t_{\text{срП}}$ – среднегодовая температура на поверхности покровов. Разница среднегодовых температур на поверхности грунта и на поверхности покрова и будет соответствовать влиянию напочвенного покрова на среднегодовую температуру пород:

$$\Delta t_{\text{П}} = t_{\text{срГ}} - t_{\text{срП}} = \frac{B(R_{\text{П}}^{\text{З}} - R_{\text{П}}^{\text{Л}})}{T}. \quad (5.4.2)$$

Таким образом, температурное влияние напочвенного покрова определяется величиной годового теплооборота в породах и разницей термических сопротивлений этого покрова в периоды нагревания и охлаждения.

В зимний период термическое сопротивление растительного напочвенного покрова обычно уменьшается за счет двух процессов. Во-первых, покров под действием веса снега уплотняется и его мощность уменьшается. Во-вторых, снег частично заполняет имеющиеся в моховом покрове полости, повышая тем самым общую теплопроводность системы. Кроме того, несмотря на относительно небольшую степень увлажнения рассматриваемой категории «сухих» покровов, все же в объеме породы происходит замерзание влаги, что также сопровождается некоторым возрастанием зимой теплопроводности биогенного покрова и сокращением его термического сопротивления. Таким образом, обычно летнее термическое сопротивление растительного покрова превышает таковое в зимнее время и воздействие покрова на среднегодовую температуру пород, связанное с сезонным различием его теплоизоляционных свойств, оказывается охлаждающим.

В частном случае, при неизменном в течение года термическом сопротивлении напочвенного покрова, из формулы (5.4.2) следует, что его собственное влияние на среднегодовую температуру пород вообще отсутствует.

Однако, это справедливо, только если не принимать во внимание изменения величины теплооборотов в породах в результате изменения условий теплообмена пород с внешней средой под воздействием этого покрова. Наличие растительного покрова на поверхности ведет к сокращению величины теплооборота в породах B , в первую очередь за счет уменьшения нагрева пород в летний период. Чем меньше тепла поступает в породы в теплый период, тем меньше тепла выходит из пород в атмосферу в зимнее время. Соответственно снижается плотность теплового потока через снежный покров и отепляющее влияние последнего, при сохранении всех его теплоизоляционных свойств, уменьшается. Эффект снижения отепляющего влияния снега в результате сокращения величины теплооборотов может быть весьма существенным и намного превышать эффект, связанный с различием термических сопротивлений растительного покрова в разные сезоны года.

Таким образом, напочвенные растительные покровы «управляют» температурным режимом пород как непосредственно, так и через снижение отепляющего влияния снежного покрова при сокращении величины теплооборотов в породах. Отсюда понятно, что определение температурного воздействия растительных покровов в отрыве от снежного покрова не имеет практического смысла. Анализ влияния «сухих» напочвенных покровов на геокриологическую обстановку выполнен в примере 13.

На основе сказанного можно сделать общий вывод о том, что сухой растительный покров, действующий как термическое сопротивление, практически всегда оказывает охлаждающее воздействие на температурный режим пород. Причем это влияние в значительной мере обусловлено уменьшением отепляющего влияния снега в результате сокращения величины теплооборотов в породах. Наличие напочвенных покровов любого типа всегда ведет к существенному уменьшению, часто в разы, глубин сезонного оттаивания. Влияние напочвенных покровов

на глубину сезонного промерзания пород на талых участках значительно слабее, но оно является более сложным – в зависимости от сочетания различных природных факторов наличие покровов может приводить как к повышению, так и к понижению мощности СМС по сравнению с участками, где напочвенный покров отсутствует (пример 15).

Влияние слабовлажных напочвенных растительных покровов на геокриологические условия как слоя теплоизоляции на поверхности пород (Пример 13)

Требуется рассчитать тепловое влияние мохового покрова со средней высотой $h_{\text{п}} = 0,12$ м на среднегодовую температуру пород и глубину их сезонного оттаивания на участке озерно-аллювиальной равнины, сложенной песками различной зернистости с влажностью в пределах СТС $w = 20\%$ и объемным весом минерального скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1600$ кг/м³.

Моховой покров на участке исследований имеет относительно небольшую влажность, что позволяет учитывать его роль в процессе теплообмена только как слоя теплоизоляции. Согласно имеющимся оценкам (Фельдман и др., 1988), теплопроводность талого мохового покрова может быть в первом приближении принята равной $\lambda_{\text{тмх}} = 0,20$ Вт/м·К. Тогда термическое сопротивление покрова в летний период составит $R_{\text{п}}^{\text{л}} = h_{\text{п}}/\lambda_{\text{тмх}} = 0,6$ м²·К/Вт. В этой и других работах имеются указания, рекомендуемые принимать в расчет значение термического сопротивления мохового покрова в зимний период вдвое меньшим, чем сопротивление покрова в теплое время ($R_{\text{п}}^{\text{з}}/R_{\text{п}}^{\text{л}} = 0,5$) (Гаврильев, 2004). Исходя из сказанного, термическое сопротивление покрова зимой в данном примере считается равным $R_{\text{п}}^{\text{з}} = 0,30$ м²·К/Вт.

В исследуемом районе среднегодовая температура воздуха равна $t_{\text{в}} = -10,0^{\circ}\text{C}$, амплитуда колебаний температуры $A_{\text{в}} = 20,0^{\circ}\text{C}$. Среднезимняя мощность снежного покрова $h_{\text{сн}} = 0,4$ м при плотности снега $\rho_{\text{сн}} = 0,21$ г/см³.

Поскольку для геокриологических расчетов применяется методика, рассмотренная в гл. III (зависимости (3.10.8), (3.10.16) и (3.10.17), где для задания верхних граничных условий используются суммы летних и зимних градусочасов и длительность теплого периода, эти характеристики должны быть найдены по синусоиде годового хода температур воздуха из соотношений (3.10.62). Длительность летнего периода согласно этим зависимостям составляет:

$$\tau_{\text{л}} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_0}{A} \right) = 8760 * \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-10,0}{20,0} \right) = 2920 \text{ час,}$$

суммы градусочасов воздуха в летний и зимний периоды равны соответственно:

$$\Omega_{\text{л}}^{\text{в}} = t_0 \tau_{\text{л}} + \frac{A_{\text{в}} \cdot T}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_0}{A_{\text{в}}} \right)^2} = -10 \cdot 2920 + \frac{20 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-10}{20} \right)^2} = 19100 \text{ град} \cdot \text{час}$$

$$\text{и } \Omega_{\text{з}}^{\text{в}} = t_0 T - \Omega_{\text{л}}^{\text{в}} = -106 \text{ 700 град} \cdot \text{час,}$$

где $T = 8760$ час – длительность года.

В данной задаче радиационная поправка не учитывается, считается, что температуры на дневной поверхности равны таковым воздуха.

Теплопроводность снежного покрова в зависимости от его плотности определяется по известной формуле Б.В. Проскурякова $\lambda_{\text{сн}} = 0,021 + 1,01 \rho_{\text{сн}}$, $\rho_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}} = 0,23$ Вт/м·К. Тогда среднее за зиму значение термического сопротивления снега равно $R_{\text{сн}} = 0,4/0,23 = 1,74$ м²·К/Вт.

Коэффициенты теплопроводности пород в пределах СТС принимаются по данным исследований В.Т. Балобаева (Балобаев, 1991, табл. III. 6). Коэффициенты теплопроводности песков в талом и мерзлом состоянии для значения весовой влажности $w = 20\%$ и при объемном весе скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1600$ кг/м³ равны соответственно $\lambda_{\text{т}} = 1,80$ и $\lambda_{\text{м}} = 2,55$ Вт/м·К.

Необходимые для выполнения расчета объемных теплоемкостей пород в мерзлом и талом состоянии и теплоты фазовых переходов воды рассчитываются по зависимостям 4.1.6–4.1.8. Считается, что незамерзшая вода в песках практически отсутствует, $w_n = 0$. Величина удельной теплоемкости минерального скелета $C_{уд} = 0,2$ Вт·час/кг·К. Тогда получаем следующие значения:

$$C_{об.т} = C_{уд} \gamma_{ск} + 1,0 \frac{w \gamma_{ск}}{100} = 0,2 \cdot 1600 + 1,16 \cdot 20 \cdot 1600 / 100 = 690 \text{ (Вт·час) / м}^3 \cdot \text{К};$$

$$C_{об.м} = C_{уд} \gamma_{ск} + 0,5 \frac{(w - w_n) \gamma_{ск}}{100} = 0,2 \cdot 1600 + 0,58 \cdot 20 \cdot 1600 / 100 = 505 \text{ (Вт·час) / м}^3 \cdot \text{К};$$

$$Q_{\phi} = 92,8 \cdot 20 \cdot 1600 / 100 = 29700 \text{ (Вт·час) / м}^3.$$

Подстилающие СТС многолетнемерзлые породы практически всегда являются полностью льдонасыщенными, поэтому их теплофизические свойства определяются при значении весовой влажности $w = 25\%$, что для пород с $\gamma_{ск} = 1600$ кг/м³ соответствует их полной влагоемкости. При этом значения теплопроводности и объемной теплоемкости подстилающих ММП оказываются равными $\lambda_{мп} = 3,0$ Вт/м·К и $C_{об.мп} = 550$ Вт·час/м³·К.

Решение.

1. Определение геокриологических характеристик. Сначала по уравнению (3.10.17) находится значение теплооборота в породах B :

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a},$$

$$a = 1 + \frac{\mu \cdot \rho}{T} - 2S\beta \frac{R_{п}^{\Pi}}{\Omega_{п}^{\Pi}}, \quad b = \mu \cdot t^0 + 2S(Q_{\phi} + 2\beta), \quad c = 2\lambda_{т} \Omega_{п}^{\Pi} (Q_{\phi} + \beta),$$

$$\rho = \bar{R}_{сн} + R_{п}^3 - \alpha \cdot R_{п}^{\Pi}, \quad \beta = \frac{\Omega_{п}^{\Pi} C_{об.т}}{2\tau_{п}}, \quad S = \lambda_{т} R_{п}^{\Pi}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{мп} C_{об.мп} \tau_{п}},$$

$$t^0 = \frac{\alpha \cdot \Omega_{п}^{\Pi} + \Omega_{3}^{\Pi}}{T}, \quad \alpha = \frac{\lambda_{т}}{\lambda_{м}}$$

(условные обозначения см. в примере 10). Последовательно определяются все вспомогательные параметры:

$$\alpha = 1,8 / 2,55 = 0,706; \quad \beta = 19100 \cdot 690 / 2 / 2920 = 2256,7; \quad S = 1,8 \cdot 0,6 = 1,08;$$

$$\rho = 1,74 + 0,30 - 0,706 \cdot 0,6 = 1,616; \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{3,0 \cdot 550 \cdot 2920} = 3951;$$

$$t^0 = (0,706 \cdot 19100 - 106700) / 8760 = -10,64^{\circ}\text{C}.$$

Далее рассчитываются значения

$$a = 1 + 3951 \cdot 1,616 / 8760 - 2 \cdot 1,08 \cdot 2256,7 \cdot 0,6 / 19100 = 1,576;$$

$$b = 3951 \cdot (-10,64) + 2 \cdot 1,08 \cdot (29700 + 2 \cdot 2256,7) = 31860;$$

$$c = 2 \cdot 1,8 \cdot 19100 \cdot (29700 + 2257,6) = 21,973 \cdot 10^8$$

и находится величина годового теплооборота в породах:

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a} = 28575 \text{ (Вт·час) / м}^2.$$

Зная количество тепла B , поступающего в породы и выходящего из них в течение года, легко определить значение среднегодовой температуры пород t_{ξ} по уравнению (3.10.8):

$$t_{\xi} = t^0 + B \frac{\rho}{T},$$

где величины t^0 и ρ уже рассчитаны выше. Тогда:

$$t_{\xi} = -10,64 + 1,616 \cdot 28577/8760 = -5,37^{\circ}\text{C},$$

а глубина сезонного оттаивания пород согласно (3.10.16) составляет:

$$\xi = 2\lambda_T \left(\frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}{B} - R_{\text{П}}^{\text{Л}} \right) = 2 \cdot 1,8 \cdot (19\,100 / (28\,575 - 0,60)) = 0,25 \text{ м.}$$

Как уже отмечалось выше (гл. III), зависимость (3.10.16) для расчета глубины сезонного оттаивания пород может давать при высоких значениях термического сопротивления летнего растительного покрова заниженные значения мощности СТС. Поэтому сначала на основе полученной выше величины $t_{\xi} = -5,37^{\circ}\text{C}$ следует рассчитать по формуле (3.10.29) критическую величину термического сопротивления покрова $R_{\text{П1}}^{\text{Л}}$, являющуюся верхней границей применимости зависимости для определения глубины сезонного оттаивания (3.10.16). После расчета величины вспомогательных параметров:

$$\gamma = -\frac{3 \cdot t_{\xi} \cdot \tau_{\text{Л}}}{2 \cdot \Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}} = -3 \cdot (-5,37) \cdot 2\,920 / 2 / 19\,100 = 1,231$$

$$\text{и } u = \frac{\gamma^2}{2} + \gamma - \ln(\gamma + 1) = 1,186$$

находится предельная величина термического сопротивления покрова (граничное значение между «тонким» и «толстым» покровами, для которой применимо выражение (3.10.16):

$$R_{\text{П1}}^{\text{Л}} = 0,33 \sqrt{\frac{\tau_{\text{Л}}}{\lambda_{\text{МП}} C_{\text{об.МП}} \cdot u}} = 0,33 \sqrt{\frac{2920}{3,0 \cdot 550 \cdot 1,186}} = 0,403 \text{ м}^2 \cdot \text{К/Вт.}$$

Как видим, заданная в примере величина термического сопротивления летнего напочвенного покрова превышает критическое значение и, следовательно, ошибка в определении глубины сезонного оттаивания по зависимости (3.10.16) превысит 10%. В этом случае целесообразно уточнить мощность СТС по более строгой зависимости (3.10.28), учитывающей задержку начала оттаивания и предварительный нагрев мерзлых пород под растительным покровом.

Для этого по формуле (3.10.19) сначала определяется время задержки начала оттаивания относительно начала летнего периода τ_1 . При $\gamma = 1,231$:

$$\tau_1 = \frac{2(R_{\text{П}}^{\text{Л}})^2 \lambda_{\text{МП}} C_{\text{об.МП}}}{3} \left[\frac{\gamma^2}{2} + \gamma - \ln(\gamma + 1) \right] =$$

$$= 2/3 \cdot (0,6)^2 \cdot 3,0 \cdot 550 \cdot [1,5154/2 + 1,231 - \ln(1,231 + 1)] = 470 \text{ час.}$$

Затем по зависимости (3.10.21) рассчитывается количество тепла, идущее на нагревание подстилающих мерзлых пород за время сезонного оттаивания:

$$Q_{cm2} = -t_{\xi} C_{об.мп} \left[\sqrt{(\gamma \cdot \lambda_{мп} R_{п}^п)^2 + 3\lambda_{мп} (\tau_{л} - \tau_1) / C_{об.мп}} - \gamma \cdot \lambda_{мп} R_{п}^п \right] =$$

$$= -(-5,37) \cdot 550 \cdot \left(\sqrt{(1,231 \cdot 3,0 \cdot 0,6)^2 + 3 \cdot 3 \cdot (2920 - 470) / 1,231 \cdot 3 \cdot 0,6} - 1,231 \cdot 3 \cdot 0,6 \right) =$$

$$= 13265 \text{ (Вт} \cdot \text{час) / м}^2.$$

После этого из (3.10.28) находится уточненная глубина сезонного оттаивания пород ξ . При значениях величин вспомогательных параметров:

$$p = \lambda_{т} R_{п}^п + \frac{Q_{cm2}}{2Q_{\phi}} = 1,8 \cdot 0,6 + 13265 / 2 / 29700 = 1,303$$

$$\text{и } r = \frac{2\lambda_{т}}{Q_{\phi}} \left[\Omega_{п}^п \left(1 - \frac{\tau_1}{\tau_{л}} \right) - R_{п}^п Q_{cm2} \right] = 2 \cdot 1,8 / 29700 \cdot$$

$$\cdot [19100 \cdot (1 - 470 / 2920) - 0,6 \cdot 13265] = 0,978$$

эта глубина оттаивания составляет:

$$\xi = \sqrt{p^2 + r} - p = 0,33 \text{ м.}$$

Полученная уточненная величина мощности СТС в данном случае заметно превышает оценку по формуле (3.10.16) – относительная ошибка составляет 24%. При этом рассчитанная величина $\xi = 0,43$ м практически точно совпадает с результатом численного моделирования на компьютере. Поэтому при наличии сравнительно мощных напочвенных покровов предпочтительнее использовать следующую схему расчета: определение теплооборота B по уравнению (3.10.17), затем расчет t_{ξ} из (3.10.8) и, наконец, нахождение ξ из зависимости (3.10.28) (с учетом (3.10.19) и (3.10.21)). Границу применимости формулы (3.10.16) при известной t_{ξ} можно найти заранее по уравнению (3.10.29).

2. Анализ влияния различных факторов на температуру пород. По величине теплооборота в породах B можно из уравнений (3.10.5) определить влияние на среднегодовую температуру пород t_{ξ} любого напочвенного покрова. В данном случае отепляющее влияние снега составит:

$$\Delta t_{сн} = \frac{\bar{R}_{сн} B}{T} = 1,74 \cdot 28575 / 8760 = + 5,68^{\circ}\text{C},$$

а результирующее температурное воздействие растительного покрова в зимнее и летнее время составит:

$$\Delta t_{п} = \frac{B(R_{п}^3 - R_{п}^п)}{T} = 28575 \cdot (0,3 - 0,6) / 8760 = -0,98^{\circ}\text{C}.$$

Из зависимости (3.10.7) находится значение теплофизической температурной сдвижки Δt_{λ} в пределах СТС. Ее величина, как видно из уравнения, в общем случае также зависит от теплооборота B , а не только от соотношения теплопроводностей пород СТС в талом и мерзлом состоянии:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{(\Omega_{п}^п - BR_{п}^п)}{T} \left(\frac{\lambda_{т}}{\lambda_{м}} - 1 \right) = (19100 - 28575 \cdot 0,60) \cdot (1,8 / 2,55 - 1) / 8760 = -0,07^{\circ}\text{C}.$$

Для анализа влияния напочвенных растительных покровов на геокриологические условия выполним также расчет для случая отсутствия напочвенного покрова, но при сохранении неизменными всех остальных параметров природной среды.

Полагая в уравнении (3.10.17) $R_{\text{п}}^3 = R_{\text{п}}^n = 0$, находим изменившиеся по сравнению с предыдущим расчетом параметры:

$$S = 1,8 \cdot 0 = 0 \text{ и } \rho = 1,74,$$

остальные вспомогательные параметры остались прежними. Далее рассчитываются новые значения $a = 1,785$, $b = -42043,6$ и $c = 21,973 \cdot 10^8$ и определяется величина годового теплооборота $B = 48790 \text{ Вт} \cdot \text{час} / \text{м}^2$.

Затем из уравнения (3.10.8) находится значение среднегодовой температуры пород на подше СТС:

$$t_{\xi} = -10,64 + 48790 \cdot 1,74 / 8760 = -0,95^{\circ}\text{C}$$

и из (3.10.16) – глубины сезонного оттаивания:

$$\xi = 2 \cdot 1,8 \cdot (19100 / 48790 - 0) = 1,41 \text{ м.}$$

Отепляющее влияние снежного покрова согласно (3.10.5) составляет при отсутствии напочвенного растительного покрова:

$$\Delta t_{\text{сн}} = 1,74 \cdot 48790 / 8760 = +9,69^{\circ}\text{C},$$

а значение теплофизической температурной сдвижки в пределах СТС становится равным (3.10.7):

$$\Delta t_{\lambda} = (19100 - B \cdot 0) \cdot (1,8 / 2,55 - 1) / 8760 = -0,64^{\circ}\text{C}.$$

В *табл. 5.10* для удобства сравнения приведены результаты расчетов для случаев наличия и отсутствия на поверхности пород теплоизоляционного напочвенного покрова, там же в отдельной графе приведены изменения различных геокриологических параметров под влиянием этого покрова.

Таблица 5.10

Результаты расчетов геокриологических характеристик при наличии и отсутствии напочвенного растительного покрова

Геокриологические характеристики, полученные при расчете	I	II	Изменение характеристик под влиянием растительного покрова
	при отсутствии напочвенного покрова	при наличии напочвенного покрова	
Среднегодовая температура пород t_{ξ} , °C	-0,95	-5,37	-4,42
Глубина сезонного оттаивания ξ , м	1,41	0,33	-1,08
Годовой теплооборот B , (Вт·час)/м ²	48790	28575	-20215
Отепляющее влияние снега $\Delta t_{\text{сн}}$, °C	9,69	5,68	-4,01
Влияние напочвенного покрова $\Delta t_{\text{п}}$, °C	–	-0,98	-0,98
Температурная сдвижка в СТС Δt_{λ} , °C	-0,64	-0,07	+0,57

Воздействие напочвенного покрова приводит к изменению геокриологических условий изучаемого участка. Так, среднегодовая температура пород t_{ζ} понизилась в результате указанного воздействия более, чем на $4,0^{\circ}\text{C}$ (с -1 до $-5,4^{\circ}\text{C}$). Собственное охлаждающее влияние напочвенного покрова связано с сезонными изменениями его теплофизических свойств и составляет всего $-0,98^{\circ}\text{C}$. Основное же охлаждение пород является результатом сокращения тепляющего влияния снежного покрова на величину $-4,0^{\circ}\text{C}$, что в 4 раза превышает собственный охлаждающий эффект растительного покрова. Столь существенное снижение тепляющего влияния снега обусловлено значительным уменьшением интенсивности годового теплообмена пород с внешней средой в результате появления на поверхности теплоизолирующего покрова. При этом величина теплооборота упала на 40%.

Некоторое компенсационное влияние на общее понижение температуры пород связано с уменьшением отрицательной температурной сдвижки в сезоннооттаивающих породах Δt_{λ} с $-0,64$ до $-0,1^{\circ}\text{C}$. Следует сказать, что величина температурной сдвижки Δt_{λ} в породах СТС при наличии мощных покровов всегда очень мала и, как правило, не превышает $0,1^{\circ}\text{C}$.

Наконец, следует отметить сильное воздействие напочвенного покрова на глубину сезонного оттаивания пород – в рассматриваемом примере он приводит к уменьшению величины ζ более, чем в 4 раза – с $1,41$ до $0,33$ м.

На *рис. 5.8* показаны результаты расчетов среднегодовой температуры пород при различных сочетаниях теплоизолирующих свойств (термических сопротивлений) снежного и растительного покровов для природных условий, принятых в рассматриваемом примере. Расчеты выполнялись по рассмотренной выше схеме с использованием тех же климатических характеристик и теплофизических свойств пород и покровов.

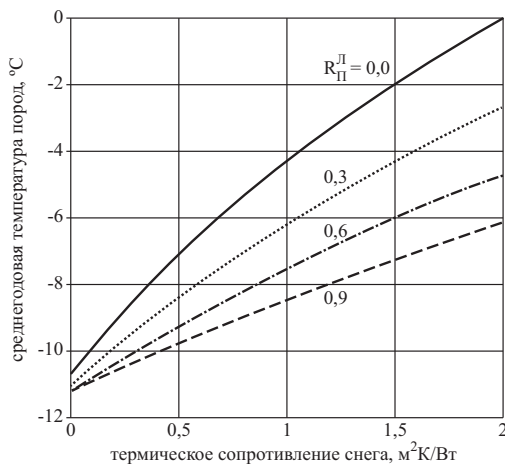


Рис. 5.8. Характер зависимости среднегодовой температуры от соотношения термических сопротивлений снежного и растительного покровов в природных условиях, принятых в данном примере (климатические параметры, свойства пород и покровов). Цифры у кривых соответствуют значениям летнего термического сопротивления покрова ($\text{m}^2\cdot\text{K}/\text{Вт}$).

Хорошо видно, что охлаждающее влияние растительного напочвенного покрова падает с уменьшением термического сопротивления снега.

Влияние *влажных напочвенных покровов* на геокриологическую обстановку также имеет свои специфические черты. С одной стороны, с увеличением влажности биогенных покровов резко увеличивается их теплопроводность, особенно в мерзлом состоянии в зимнее время. По величине теплопроводности покровы приближаются к дисперсным породам с минеральным

скелетом, теряя собственно теплоизоляционные свойства. Особенно резко это происходит в диапазоне больших значений влажности, близких к показателям полного водонасыщения.

Указанный процесс ведет к уменьшению температурного влияния (обычно – охлаждающего) напочвенных покровов как сезонно-переменных термических сопротивлений на поверхности на температуру массива пород. Кроме того, с увеличением влажности биогенного покрова происходит возрастание величины теплооборотов в системе «покров–порода», что сопровождается ростом отепляющего влияния снежного покрова и приводит к повышению среднегодовой температуры пород $t_{\text{ср}}$.

С другой стороны, во влажных растительных покровах содержится большое количество воды (объемная влажность до 90% и более), что приводит к существенным различиям (вплоть до трех-четырёхкратного) их теплопроводности в теплый и холодный периоды года. Это ведет к формированию большой отрицательной температурной сдвижки $\Delta t_{\text{л}}$ (от $-1,5$ до -2°C и более) и, следовательно, к охлаждению пород.

Таким образом, влияние влажных покровов на температурный режим пород оказывается весьма различным и при соответствующих сочетаниях разных факторов природной среды может быть охлаждающим, нейтральным и даже отепляющим. Основными факторами, определяющими направленность указанного влияния, являются климатические особенности, высота снежного покрова, влажность биогенных покровов и их мощность. Заметную роль при этом играют и теплофизические свойства подстилающих пород.

Воздействие влажных напочвенных покровов на глубины сезонных оттаивания и промерзания является еще более сложным, чем в случае «сухих» покровов. В этом случае покров фактически входит совместно с подстилающей горной породой в состав СТС (СМС). Тогда глубина сезонного оттаивания собственно минеральной породы напрямую зависит от всех свойств покрова, включая его мощность. В зависимости от влажности напочвенного покрова и его теплофизических свойств может происходить как сокращение, так и увеличение мощности деятельного слоя.

Для правильной оценки роли влажных промерзающих напочвенных покровов в формировании геокриологических условий, они должны рассматриваться как полноценные самостоятельные слои в геологическом разрезе, обладающие своими теплофизическими свойствами и скрытой теплотой фазового перехода влаги. Такая оценка может быть осуществлена по методике, рассмотренной в §10 гл. III в рамках двухслойной схемы строения СТС (зависимости 3.10.48–3.10.51). Реализация указанного подхода рассмотрена в примере 14.

С.Н. Булдовичем была разработана программа в Excel, которая позволяет вычислять влияние различных факторов на температурный режим пород и которую можно загрузить по ссылке: <http://geocryology.com/wp-content/uploads/2016/05/Geocryology-Parameters.xls>

Влияние влажных растительных покровов на геокриологические условия (Пример 14)

Требуется количественно оценить влияние биогенного напочвенного покрова с повышенной влажностью на температурный режим пород и мощность слоя сезонного оттаивания. Участок поймы сложен разнородными песками с объемным весом минерального скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1800 \text{ кг/м}^3$ и влажностью, близкой к полному водонасыщению.

На поверхности развит сплошной мохово-торфяной биогенный покров мощностью в среднем $h_{\text{п}} = 0,12 \text{ м}$ с относительно высокой степенью увлажнения, причем влажность покрова меняется по площади участка в связи с особенностями микрорельефа поверхности поймы. Объемный вес скелета биогенного покрова составляет порядка $\gamma_{\text{ск покр}} = 150 \text{ кг/м}^3$.

Климатические характеристики аналогичны таковым в рассмотренном выше примере 13: среднегодовая температура воздуха $t_0 = -10,0^{\circ}\text{C}$, амплитуда колебаний температуры $A_{\text{в}} = 20,0^{\circ}\text{C}$. Для указанных характеристик в примере 13 уже рассчитаны суммы градусочасов воздуха зимнего и летнего периодов $\Omega_{\text{з}}^{\text{в}} = -106700$ и $\Omega_{\text{л}}^{\text{в}} = 19100$ град·час и длительность летнего периода с положительными температурами $\tau_{\text{л}} = 2920$ час. В задаче в качестве упрощения считается, что

температура на дневной поверхности равна температуре воздуха – т.е. радиационная поправка не учитывается.

Среднезимняя мощность снежного покрова составляет $h_{\text{сн}} = 0,35\text{м}$ при плотности снега $\rho_{\text{сн}} = 0,21 \text{ г/см}^3$.

Пористость пород с указанной выше величиной $\gamma_{\text{ск}}$ составляет $n = 1 - \gamma_{\text{ск}}/\Delta = 1 - 1800/2650 = 0,32$ д.е., где Δ – удельный вес минералов скелета, равный для песка 2650 кг/м^3 . В условиях полного водонасыщения объемная влажность породы близка к величине ее пористости и составляет $w_{\text{об}} = 0,32$ д.е. = 32%. Тогда весовая влажность песчаных отложений составит $w = w_{\text{об}} \cdot \gamma_{\text{в}}/\gamma_{\text{ск}} = 0,32 \cdot 1000/1800 = 0,178$ д.е. $\approx 18\%$, где $\gamma_{\text{в}} = 1000 \text{ кг/м}^3$ – плотность воды.

Коэффициенты теплопроводности пород в пределах СТС принимаются согласно данным исследований В.Т. Балобаева (Балобаев, 1991). Согласно графику: коэффициенты теплопроводности песков в талом и мерзлом состоянии для значения весовой влажности $w = 18\%$ и при объемном весе скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1800 \text{ кг/м}^3$ равны соответственно $\lambda_{\text{т}} = 2,38$ и $\lambda_{\text{м}} = 3,25 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

Объемные теплоемкости пород в мерзлом и талом состоянии и теплота фазовых переходов воды рассчитываются по зависимостям 4.1.6-4.1.8. Считается, что незамерзшая вода в песках практически отсутствует $w_{\text{н}} = 0$, тогда при величине удельной теплоемкости минерального скелета $C_{\text{уд}} = 0,2 \text{ Вт}\cdot\text{час/кг}\cdot\text{К}$ получаем следующие значения:

$$C_{\text{об.т}} = C_{\text{уд}} \gamma_{\text{ск}} + 1,16 \frac{w \gamma_{\text{ск}}}{100} = 0,2 \cdot 1800 + 1,16 \cdot 18 \cdot 1800/100 = 736 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3 \cdot \text{К};$$

$$C_{\text{об.м}} = C_{\text{уд}} \gamma_{\text{ск}} + 0,58 \frac{(w - w_{\text{н}}) \gamma_{\text{ск}}}{100} = 0,2 \cdot 1800 + 0,58 \cdot 18 \cdot 1800/100 = 550 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3 \cdot \text{К};$$

$$Q_{\text{ф}} = 92,8 \cdot 18 \cdot 1800/100 = 30070 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3.$$

Подстилающие СТС многолетнемерзлые породы в данном случае имеют те же теплофизические характеристики, что и породы СТС: $\lambda_{\text{мп}} = \lambda_{\text{м}} = 3,25 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ и $C_{\text{об.мп}} = C_{\text{об.м}} = 550 \text{ Вт}\cdot\text{час/м}^3 \cdot \text{К}$.

Теплопроводность снежного покрова согласно формуле А.К. Проскуракова составит $\lambda_{\text{сн}} = 0,021 + 1,01 \cdot \rho_{\text{мп}} = 0,021 + 1,01 \cdot 0,21 = 0,233 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. Тогда среднее за зиму значение термического сопротивления снега равно $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}} = 0,35/0,233 = 1,50 \text{ (м}^2 \cdot \text{К)/Вт}$.

Все теплофизические свойства биогенного покрова, используемые далее для количественных оценок, определяются по данным, приведенным в монографии Р.И. Гаврильева (2004). Свойства мохово-торфяного покровного слоя приравниваются к свойствам торфяных образований. В указанной работе приводятся аналитические зависимости коэффициента теплопроводности торфа в талом ($\lambda_{\text{тт}}$) и мерзлом ($\lambda_{\text{тм}}$) состоянии от его весовой влажности ($w_{\text{т}}$) и объемного веса скелета покрова $\gamma_{\text{ск.покp}}$.

Зависимости имеют вид:

$$\lambda_{\text{тт}} = 0,80 \left(\frac{w_{\text{т}} \cdot \gamma_{\text{ск.покp}}}{1480 - \gamma_{\text{ск.покp}}} \right)^{1,4} + 0,09 \text{ и } \lambda_{\text{тм}} = 2,74 \left(\frac{w_{\text{т}} \cdot \gamma_{\text{ск.покp}}}{1480 - \gamma_{\text{ск.покp}}} \right)^2 + 0,05. \quad (5.4.3)$$

Удельный вес материала органического скелета (гумуса) принимается равным $\Delta_{\text{т}} = 1500 \text{ кг/м}^3$. Тогда пористость рассматриваемого биогенного напочвенного покрова составит

$$n_{\text{покp}} = 1 - \gamma_{\text{ск.покp}}/\Delta_{\text{т}} = 1 - 150/1500 = 0,9 \text{ д.е.} = 90\%.$$

Для дальнейших оценок задается ряд значений влажности покрова. Удобно принять, например, значения объемной влажности, составляющие 1/3, 2/3 и 1 от порового пространства торфа и равные, соответственно $w_{\text{об.т}} = 0,3, 0,6$ и $0,9$ д.е. Этим значениям объемной влажности

при объемном весе скелета $\gamma_{\text{ск.покр}} = 150 \text{ кг/м}^3$ соответствуют значения весовой влажности торфа $w_T = 2,0; 4,0$ и $6,0$ д.е.

Далее, исходя из принятых значений весовой влажности покрова, по формулам (5.4.3) рассчитываются коэффициенты теплопроводности покрова в талом и мерзлом состоянии (табл. 5.11).

Таблица 5.11

Теплофизические свойства биогенного покрова и подстилающих пород				
Теплофизические свойства	Мохово-торфяной покров с объемной/весовой влажностью, д.е.			Песок, $\gamma_{\text{ск}} = 1,8 \text{ г/см}^3$, $w = 0,18$
	0,3/2,0	0,6/4,0	0,9/6,0	
Теплопроводность в талом состоянии λ_T , Вт/м·К	0,19	0,35	0,56	2,38
Теплопроводность в мерзлом состоянии λ_M , Вт/м·К	0,19	0,60	1,30	3,25
Теплоемкость объемная в талом состоянии $C_{\text{т.об}}$, (Вт·час)/м ³ ·К	418	766	1114	736
Теплоемкость объемная в мерзлом состоянии $C_{\text{м.об}}$, (Вт·час)/м ³ ·К	244	418	592	550
Теплота фазовых переходов Q_f , (Вт·час)/м ³	27840	55680	83520	30070

Удельная теплоемкость материала органического скелета оценивается в среднем в $C_{\text{ск.т}} = 0,44 \text{ Вт·час / (кг·К)}$, тогда объемная теплоемкость скелета покрова составит $C_{\text{ск.об.покр}} = C_{\text{ск.т}} \gamma_{\text{ск.покр}} = 0,44 \cdot 150 = 66 \text{ Вт·час/м}^3 \cdot \text{К}$. Остальная теплоемкость покрова связана с содержанием в нем воды или льда. Суммарная объемная теплоемкость мохово-торфяного слоя в зависимости от его увлажнения показана в **табл. 5.11**, там же приведены величины объемной теплоты фазовых переходов влаги в покрове (без учета незамерзшей воды).

Решение.

Для правильного определения характера воздействия влажных растительных покровов на геокриологические условия необходимо рассматривать эти покровы в качестве самостоятельного слоя в геологическом разрезе, обладающего своим полным набором теплофизических характеристик. Такая оценка может быть осуществлена с использованием метода расчета для схемы двухслойного строения пород в пределах слоя сезонного оттаивания, рассмотренной в §10 гл. III (зависимости (3.10.48–3.10.51)). В этой расчетной схеме учитывается наличие а) «сухих» теплоизолирующих слоев (снега, слабовлажного растительного покрова, искусственного покрытия) на поверхности; б) двухслойного строения разреза в пределах СТС (слои с различными теплофизическими характеристиками); в) наличия подстилающих многолетнемерзлых пород со своими характеристиками, в общем случае отличными от пород в пределах деятельного слоя. На выходе методика дает значения среднегодовой температуры пород, мощности сезонно-талого слоя, величины годового теплооборота, позволяет найти температурное влияние всех покровов по отдельности, определить температурную сдвигу.

Для применения данной схемы при оценке влияния влажных промерзающих покровов требуется ее незначительная модификация. В качестве сухого покрова на поверхности учитывается только снег, зимние и летние термические сопротивления напочвенного покрова приравниваются к нулю. Влажный растительный покров занимает в схеме место верхнего грунтового слоя, при этом задаются все его теплофизические характеристики и мощность m . В исходной двухслойной схеме глубина сезонного оттаивания отсчитывается от кровли верхнего слоя пород – в данном же случае мощность СТС должна отсчитываться от подошвы напочвенного покрова. Т.е. глубина сезонного оттаивания минеральной породы под влажным покровом равна глубине общего оттаивания от дневной поверхности ζ , рассчитанной по формулам, за вычетом мощности напочвенного покрова m .

Аналитическое решение для двухслойной схемы имеет довольно сложный вид, и решение этой задачи лучше осуществлять с помощью современных компьютерных средств. Однако в случае необходимости задача может быть решена и с помощью обычных инженерных калькуляторов.

Основную сложность представляет решение уравнения (3.10.48) для определения глубины сезонного оттаивания ξ . Это уравнение пятой степени в общем случае решается подбором. Однако в первом приближении, без учета относительно небольших затрат тепла на нагревание пород в пределах СТС в летний период, эта зависимость сводится к кубическому уравнению. Корень этого уравнения может быть найден по известной формуле Кардано.

Указанное уравнение имеет вид:

$$au^3 + bu^2 + cu + d = 0, \quad u = \xi - m, \quad (5.4.4)$$

$$a = \frac{1}{2\lambda_{\text{ТН}}}, \quad b = R_{\text{П}}^{\text{П}} + m \left(\frac{\varphi}{2\lambda_{\text{ТН}}} + \frac{1}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right) - \frac{\beta}{2T} \left(\frac{\Omega_3^{\text{П}}}{\lambda_{\text{ТН}}} + \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}{\lambda_{\text{МН}}} \right) + \frac{Q_{\text{с}}}{2\lambda_{\text{ТН}} Q_{\text{ФН}}},$$

$$\varphi = \frac{Q_{\text{ФВ}}}{Q_{\text{ФН}}}, \quad \beta = \frac{\mu}{Q_{\text{ФН}}}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{МП}} C_{\text{МП}} \tau_{\text{П}}},$$

$$c = 2\varphi \cdot m \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{3m}{4\lambda_{\text{ТВ}}} \right) - \frac{\beta}{T} \left[\Omega_3^{\text{П}} \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right) + \Omega_{\text{Л}}^{\text{П}} \left(R_3 + \frac{m}{\lambda_{\text{МВ}}} \right) \right] - \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}{Q_{\text{ФН}}} + \frac{Q_{\text{с}}}{Q_{\text{ФН}}} \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right),$$

$$R_3 = R_{\text{П}}^3 + \bar{R}_{\text{СН}};$$

$$d = \varphi \cdot m \left\{ \left(\varphi \cdot m + \frac{Q_{\text{с}}}{Q_{\text{ФН}}} \right) \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{2\lambda_{\text{ТВ}}} \right) - \frac{\beta}{T} \left[\Omega_3^{\text{П}} \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{2\lambda_{\text{ТВ}}} \right) + \Omega_{\text{Л}}^{\text{П}} \left(R_3 + \frac{m}{2\lambda_{\text{МВ}}} \right) \right] - \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}{Q_{\text{ФН}}} \right\},$$

где m – мощность верхнего слоя пород в разрезе СТС.

В этом уравнении большинство обозначений прежние, однако в индексах к обозначениям теплофизических свойств пород добавляются буквы «в» для верхнего слоя пород и буквы «н» для пород нижнего слоя. Кроме того, здесь присутствует новая величина $Q_{\text{с}}$, представляющая собой общие затраты тепла на нагревание пород в пределах СТС в спектре положительных температур. В данном конкретном примере в качестве верхнего слоя пород рассматривается влажный торфяной покров.

Практически во всем спектре изменения природных параметров, входящих в расчетную схему, искомым решением этого уравнения является следующий его корень:

$$\xi = m - \left[2F \cos \left(\frac{1}{3} \arccos \frac{q}{2F^3} + \frac{2\pi}{3} \right) + \frac{b}{3a} \right], \quad (5.4.5)$$

$$F = \text{sign}(q) \sqrt{\frac{|j|}{3}}, \quad j = \frac{c}{a} - \frac{1}{3} \left(\frac{b}{a} \right)^2, \quad q = 2 \left(\frac{b}{3a} \right)^3 - \frac{bc}{3a^2} + \frac{d}{a}.$$

После определения величины ξ из уравнения (5.4.5) можно выразить значение годового теплооборота в виде:

$$B = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}(u + \varphi \cdot m)}{\frac{u^2}{2\lambda_{\text{ТН}}} + u \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{\lambda_{\text{ТВ}}} \right) + \varphi \cdot m \left(R_{\text{П}}^{\text{П}} + \frac{m}{2\lambda_{\text{ТВ}}} \right)}, \quad (5.4.6)$$

и далее определить среднегодовую температуру мерзлых пород:

$$t_{\xi} = \frac{Q_{\text{фн}}(u + \varphi m) - B + Q_c}{\mu}. \quad (5.4.7)$$

На первом шаге вычислений следует исключить из рассмотрения величину Q_c – т.е. положить ее равной нулю и определить искомые характеристики t_{ξ} , ξ и B . Если высокая точность не нужна, то этим расчетом можно ограничиться. Для уточнения этих значений следует определить значение Q_c по формуле (5.4.8) на основе полученных в первом приближении величин ξ и B , и произвести новый расчет по зависимостям (5.4.6). Двух-трех шагов достаточно для достижения практически точного результата.

Формула для нахождения Q_c имеет вид:

$$Q_c = \frac{C_{\text{об.тв}} \Omega_{\text{л}}^{\Gamma} \cdot u^2 \psi_{\text{T}} + 2um + \gamma_{\text{T}} m^2}{2\tau_{\text{л}} \cdot (u + \gamma_{\text{T}} m)}, \quad \psi_{\text{T}} = \frac{C_{\text{об.тн}}}{C_{\text{об.тв}}}, \quad \gamma_{\text{T}} = \frac{\lambda_{\text{тн}}}{\lambda_{\text{тв}}}, \quad \Omega_{\text{л}}^{\Gamma} = \Omega_{\text{л}}^{\Pi} - R_{\text{л}}^{\text{I}} B. \quad (5.4.8)$$

Выполним расчет геокриологических характеристик для одного из значений влажности биогенного покрова, например для объемной влажности $w_{\text{об.т}} = 0,6$ д.е. (весовая влажность $w_{\text{T}} = 4,0$ д.е.). В формуле (5.4.4) буква «в» в индексе относится к верхнему слою – т.е. к биогенному покрову, буква «н» – относится к породам нижнего слоя. Теплофизические характеристики берутся из табл. 5.11. Величина Q_c для первого приближения принимается равной нулю $Q_c = 0$.

Находим значения коэффициентов основного уравнения (5.4.4):

$$\begin{aligned} a &= 1/2/2,38 = 0,21; \\ \mu &= 1,8 \cdot \sqrt{3,25 * 550 * 2920} = 4112; \quad \varphi = 55680/30070 = 1,852; \\ \beta &= 4112/30070 = 0,1367; \\ b &= 0 + 0,12 \cdot (1,852/2/2,38 + 1/0,35) - 0,1367/2/8760 \cdot \\ &\quad \cdot (19100/3,25 - 106700/2,38) + 0 = 0,6935; \\ c &= 2 \cdot 1,852 \cdot 0,12 \cdot (0 + 3 \cdot 0,12/4/0,35) - 0,1367/8760 \cdot (19100 \cdot (1,5 + 0,12/0,60) - \\ &\quad - 106700 \cdot (0 + 0,12/0,35)) - 19100/30070 + 0 = -0,4567; \\ d &= 1,852 \cdot 0,12 \cdot ((1,852 \cdot 0,12 + 0) \cdot (0 + 0,12/2/0,35) - 0,1367/8760 \cdot (19100 \cdot (1,5 + \\ &\quad + 0,12/2/0,60) - 106700 \cdot (0 + 0,12/2/0,35)) - 19100/30070) = -0,1752. \end{aligned}$$

Далее вычисляются параметры уравнения (5.4.5):

$$\begin{aligned} j &= -0,4567/0,21 - 1/3 \cdot (0,6935/0,21)^2 = -5,808; \\ q &= 2 \cdot (0,6935/3/0,21)^3 - 0,6935 \cdot -0,4567/3/(0,21)^2 - 0,1752/0,21 = 4,224; \\ F &= \sqrt{5,808/3} = 1,391 \end{aligned}$$

и находим глубину сезонного оттаивания от поверхности покрова:

$$\xi = 0,12 - \left[2 * 1,391 * \cos \left(\frac{1}{3} \arccos(4,224/2/1,391^3) + 2 * \pi / 3 \right) + 0,6935/3/0,21 \right] = 0,91 \text{ м.}$$

Глубина сезонного оттаивания собственно пород под влажным покровом равна $u = \xi - m = 0,91 - 0,12 = 0,79$ м. Подставив эту величину в (5.4.6), найдем значение годового теплооборота в породах:

$$\begin{aligned} B &= 19100 \cdot (0,79 + 1,852 \cdot 0,12) / (0,79^2/2/2,38 + 0,79 \cdot (0 + 0,12/0,35) + \\ &\quad + 1,852 \cdot 0,12 \cdot (0 + 0,12/2/0,35)) = 43940 \text{ (Вт·час) / м}^2. \end{aligned}$$

Далее из уравнения (5.4.7) рассчитывается среднегодовая температура пород:

$$t_{\xi} = (30070 \cdot (0,79 + 1,852 \cdot 0,12) - 43940 + 0) / 4112 = -3,29^{\circ}\text{C}.$$

Таким образом, геокриологические параметры в первом приближении определены. Для уточнения полученных характеристик можно произвести расчет с учетом нагревания талых пород СТС. Для этого по формуле (5.4.8) с учетом полученной в первом расчете глубины сезонного оттаивания пород определяем указанные затраты тепла Q_c :

$$\begin{aligned} \psi_T &= 736/766 = 0,961; \quad \gamma_T = 2,38/0,35 = 6,80; \quad \Omega_{\text{л}}^{\Gamma} = 19100 - 0 * B = 19100 \text{ град}\cdot\text{час}; \\ Q_c &= 766 \cdot 19100 / 2 / 2920 \cdot (0,79^2 \cdot 0,961 + 2 \cdot 0,79 \cdot 0,12 + 6,80 \cdot 0,12^2) / (0,79 + 6,80 \cdot 0,12) = \\ &= 1383 \text{ (Вт}\cdot\text{час) / м}^2. \end{aligned}$$

Подставив полученную величину Q_c в уравнение (5.4.4), повторяем расчет. В результате получим уточненные значения геокриологических характеристик: $\zeta = 0,89$ м ($u = 0,77$ м), $t_{\xi} = -3,21^{\circ}\text{C}$, $B = 44415$ Вт·час / м². Как видим, уточненные характеристики мало отличаются от результатов первого приближения. Последующие приближения оказываются излишними, поскольку искомые характеристики больше практически не меняются. В *табл.* 5.12 приведены результаты расчетов для различных влажностей напочвенного покрова. В той же таблице для сравнения показаны результаты расчета при полном отсутствии напочвенного покрова, выполненного по тем же зависимостям (5.4.4–5.4.8) при $m = 0$.

После определения основных геокриологических характеристик можно проанализировать вклад различных факторов в их формирование. Здесь необходимо пояснить, что такая оценка может быть выполнена только для конкретного сочетания всех входящих в расчетную схему параметров природной среды, приводящего к формированию определенной расчетом величины годового теплооборота в породах. Изменение любого из этих факторов приведет к изменению значения теплооборота и, следовательно, к изменению влияния всех остальных факторов.

Так, по зависимостям (3.10.52) можно найти величину теплофизической температурной сдвижки в пределах СТС, причем это можно сделать отдельно для покровного биогенного слоя и пород подстилающего нижнего слоя:

$$\Delta t_{\lambda_B} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\Gamma} m}{T(p + \gamma_T m)} \left(\frac{\lambda_{\text{ТН}}}{\lambda_{\text{МВ}}} - \gamma_T \right) \text{ и } \Delta t_{\lambda_{\text{Н}}} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\Gamma} p}{T(p + \gamma_T m)} \left(\frac{\lambda_{\text{ТН}}}{\lambda_{\text{МН}}} - 1 \right), \quad p = \frac{u^2}{(2u + \varphi \cdot m)}, \quad \Omega_{\text{л}}^{\Gamma} = \Omega_{\text{л}}^{\Pi} - BR_{\text{л}}^{\Pi}.$$

Поскольку «сухой» теплоизолирующий покров в рассматриваемом случае отсутствует ($R_{\text{л}}^{\Pi} = 0$), то на поверхности влажного растительного покрова сумма летних градусочасов равна $\Omega_{\text{л}}^{\Pi} = \Omega_{\text{л}}^{\Pi} = 19100$ град·час. Температурная сдвижка в пределах биогенного покрова при значении вспомогательного параметра:

$$p = \frac{0,77^2}{2 * 0,77 + 1,852 * 0,12} = 0,336 \text{ м составляет:}$$

$$\Delta t_{\lambda_B} = \frac{19100 * 0,12}{8760 * (0,336 + 6,80 * 0,12)} \left(\frac{2,38}{0,60} - 6,80 \right) = -0,65^{\circ}\text{C},$$

температурная сдвижка в минеральных отложениях СТС, равна:

$$\Delta t_{\lambda_{\text{Н}}} = \frac{19100 * 0,336}{8760 * (0,336 + 6,80 * 0,12)} \left(\frac{2,38}{3,25} - 1 \right) = -0,17^{\circ}\text{C},$$

а общая температурная сдвижка имеет величину:

$$\Delta t_{\lambda} = -0,65 + -0,17 = -0,82^{\circ}\text{C}.$$

Отепляющее влияние снежного покрова на среднегодовую температуру пород при известной величине годового теплооборота в породах B определяется по зависимости (3.10.5):

$$\Delta t_{\text{сн}} = \frac{\bar{R}_{\text{сн}} B}{T} = 1,5 \cdot 44415 / 8760 = +7,61^{\circ}\text{C}.$$

Среднегодовая температура на дневной поверхности $t_0 = -10,0^{\circ}\text{C}$ и ее изменения за счет отепляющего влияния снега и теплофизической температурной сдвижки в пределах СТС приводят к формированию среднегодовой температуры пород:

$$t_{\xi} = t_0 + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_{\lambda} = -10,0 + 7,61 - 0,82 = -3,21^{\circ}\text{C},$$

т.е. получено то же значение t_{ξ} , что и ранее в ходе полного расчета геокриологических характеристик. Температурное воздействие снежного покрова и величины температурной сдвижки при различных влажностях биогенного покрова и при отсутствии последнего отражены в **табл. 5.12**.

Таблица 5.12

Результаты определения геокриологических характеристик при наличии на поверхности влажного растительного покрова

Геокриологические характеристики	Мохово-торфяной покров с объемной/весовой влажностью, д.е.			Покров отсутствует ($m = 0$)
	0,3/2,0	0,6/4,0	0,9/6,0	
Среднегодовая температура пород t_{ξ} , $^{\circ}\text{C}$	-4,60	-3,21	-2,05	-1,20
Глубина сезонного оттаивания пород от дневной поверхности ζ (от подошвы биогенного слоя u), м	0,44 (0,32)	0,89 (0,77)	1,23 (1,11)	1,65
Годовой теплооборот в породах B , (Вт·час)/м ²	31840	44415	51805	54808
Отепляющее влияние снежного покрова $\Delta t_{\text{сн}}$, $^{\circ}\text{C}$	5,45	7,61	8,87	9,39
Температурная сдвижка в растительном слое $\Delta t_{\text{в}}$, $^{\circ}\text{C}$	0	-0,65	-0,64	-
Температурная сдвижка в нижнем слое $\Delta t_{\text{н}}$, $^{\circ}\text{C}$	-0,05	-0,17	-0,28	-0,58
Общая температурная сдвижка в СТС Δt_{λ} , $^{\circ}\text{C}$	-0,05	-0,82	-0,92	-0,58

Из таблицы хорошо видно, что воздействие мохово-торфяного покрова на температурный режим зависит от его увлажнения. При этом в целом указанное воздействие остается охлаждающим, но оно резко уменьшается при увеличении влажности покрова.

Возрастание среднегодовой температуры пород t_{ξ} происходит за счет увеличения отепляющего влияния снежного покрова $\Delta t_{\text{сн}}$, которое, в свою очередь, является следствием увеличения годовых теплооборотов B в системе «покров–порода». Последнее происходит вследствие двух причин – ухудшения теплоизоляционных свойств (возрастания теплопроводности) покрова с ростом его влажности и увеличения общих затрат тепла на фазовые переходы в системе по мере увлажнения покрова.

С другой стороны, с ростом влажности покрова несколько увеличивается отрицательная температурная сдвижка в пределах СТС Δt_{λ} , однако охлаждающее влияние сдвижки в данном конкретном случае уступает по величине росту отепляющего воздействия снега.

Интересно, что и глубина сезонного оттаивания пород с ростом влажности биогенного покрова также увеличивается, несмотря на общее увеличение фазовых переходов в системе «покров–порода». Это является следствием повышения среднегодовой температуры пород при

увеличении B , в результате чего уменьшается отток тепла от подошвы СТС в подстилающие мерзлые породы, затрудняющий сезонное оттаивание. Кроме того, при высоком увлажнении покрова его теплофизические свойства начинают приближаться к свойствам горных пород и влияние покрова, как теплоизолятора, препятствующего прогреву подстилающих пород, становится несущественным.

При определенных сочетаниях природных факторов влажный напочвенный покров в принципе может оказывать утепляющее влияние на подстилающие породы, повышая их температуру до значений, более высоких, чем при полном отсутствии покрова на поверхности. Такое явление наблюдается, например, в Западной Сибири, на участках повышенной мощности снежного покрова (более 0,8–1,0 м и более) и развития «толстых» водонасыщенных моховых покровов. В этом случае утепляющее влияние снега возрастает настолько, что среднегодовая температура пород может превышать таковую при отсутствии влажного покрова.

Так, поскольку основной утепляющий эффект воздействия влажного покрова связан с увеличением общего количества фазовых переходов при сезонном оттаивании и происходит за счет увеличения теплопроводности покрова и увеличения утепляющего влияния снега, этот эффект будет максимальным при низкой влажности подстилающих пород. Однако в природе редко встречаются случаи залегания влажного покрова на «сухих» породах. В качестве примера можно представить участки, где биогенный покров залегает непосредственно на выветрелых скальных породах с небольшой пустотностью. В этом случае с ростом влажности покрова общие затраты тепла на фазовые переходы в СТС быстро возрастают и среднегодовая температура пород может превышать таковую при отсутствии покрова.

Кроме того, можно представить природную ситуацию, когда летнее термическое сопротивление растительного покрова может оказаться меньшим, нежели в зимний период. Это возможно, например, в связи со специфическим режимом увлажнения покрова. Так, если в заболоченных понижениях моховой покров все теплое время года находится в водонасыщенном состоянии, а в предзимний период по какой-либо причине быстро осушается и в дальнейшем промерзает (охлаждается) в слабовлажном состоянии, то теплопроводность покрова в летний период может заметно превышать таковую в зимний период. Такой характер сезонного увлажнения напочвенного покрова может приводить к суммарному утепляющему влиянию покрова на температуру подстилающих пород. Однако, такого рода ситуации не являются типичными.

Как уже отмечалось ранее, наличие теплоизолирующего слоя напочвенного растительного покрова всегда приводит к сокращению амплитуды годовых колебаний температур на поверхности пород относительно таковой на дневной поверхности и заметному уменьшению величины теплооборота в породах. Основным следствием этого является снижение количества тепла, проходящего через снежный покров в зимнее время и сокращение его утепляющего влияния. Кроме того, известно, что в общем случае термическое сопротивление напочвенных покровов в теплый период выше, нежели в зимнее время, что связано с переходом содержащейся влаги в лед, уплотнением покрова под весом снега, заполнения пустотного пространства покрова снегом. Это приводит к большему сокращению амплитуды температур на поверхности пород в летний период относительно зимнего времени и сопровождается понижением средней температуры.

Таким образом, относительно слабо влажные напочвенные покровы, проявляющие свое основное воздействие как термическое сопротивление на поверхности, всегда оказывают охлаждающее влияние на среднегодовую температуру пород (см. пример 13). И только в случаях, когда напочвенные покровы имеют высокую влажность (близкую к водонасыщению), теоретически можно ожидать, что за счет большой теплоты фазовых переходов в покрове рост утепляющего влияния снега может привести к некоторому повышению среднегодовой температуры пород. На самом деле, такая ситуация в природных условиях маловероятна, поскольку с ростом влажности напочвенного покрова резко возрастает отрицательная температурная сдвигки в его пределах, компенсирующая рост утепляющего влияния снега (см. пример 15).

Поскольку наличие напочвенного покрова приводит к понижению среднегодовой температуры пород и амплитуды колебаний температуры на поверхности пород, качественное влияние растительного покрова на глубину сезонного промерзания и оттаивания пород можно проследить на схеме (рис. 5.9). На ней показаны изменения глубины сезонного промерзания и оттаивания пород в зависимости от изменений их среднегодовой температуры t_{ξ} и амплитуд годовых колебаний температур A на их поверхности.

Снятие растительного покрова приводит к повышению среднегодовой температуры почвы и к увеличению годовой амплитуды. На рис. 5.9 видно, что для территорий развития ММП и наличия слоя сезонного оттаивания $\xi_{\text{стс}}$ пород (левая сторона рисунка) уничтожение растительного покрова повышает среднегодовую температуру от значения t_1 до значения t_2 , вследствие чего глубина $\xi_{\text{стс}}$ увеличивается от точки m_1 до точки m_2 на положительное приращение $\Delta\xi_1^+$. В то же время и годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности возрастает от значения A_2 до значения A_3 , что в свою очередь увеличивает глубину сезонного оттаивания от точки m_2 до точки m_3 , т.е. также приводит к положительному приращению $\Delta\xi_2^+$. В результате такого сложения снятие растительного покрова значительно увеличивает глубину сезонного оттаивания пород на величину $\Delta\xi_1^+ + \Delta\xi_2^+$.

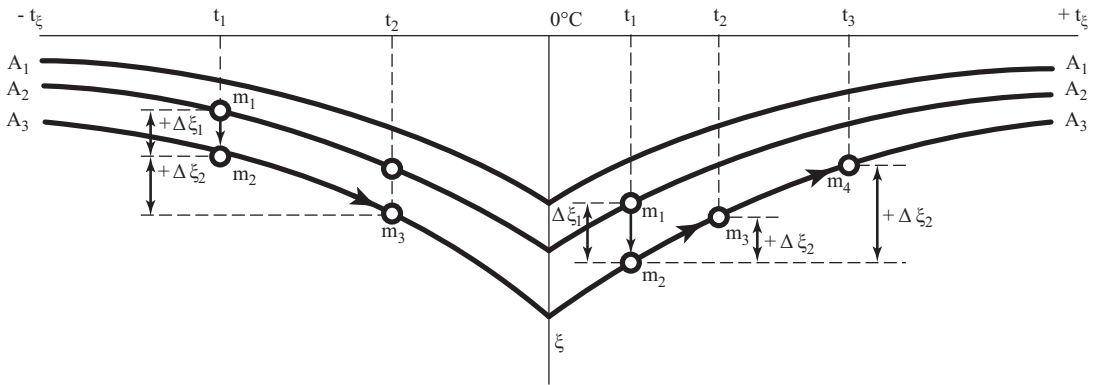


Рис. 5.9. Схема для качественного определения влияния растительного покрова на глубину сезонного оттаивания (левая часть рисунка) и промерзания (правая часть схемы) пород: t_1 – среднегодовая температура пород с растительным покровом; t_2, t_3 – то же без растительных покровов; $A_1 < A_2 < A_3$ – амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности; ξ – глубина сезонного оттаивания и промерзания пород

На участках сезонного промерзания, как видно из правой части рис. 5.9, снятие растительного покрова пород влияет на мощность слоя сезонного промерзания пород $\xi_{\text{пр}}$ более сложным образом. Удаление напочвенного покрова приводит к увеличению амплитуды колебаний температур на поверхности почвы от значения A_2 до значения A_3 и глубина промерзания $\xi_{\text{смс}}$ увеличивается от точки m_1 до точки m_2 на положительное приращение $\Delta\xi_1^+$, так же как и в случае сезонно-талого слоя. Снятие покрова сопровождается увеличением среднегодовой температуры пород. Однако повышение температур в этом случае затрудняет сезонное промерзание пород и приводит к уменьшению глубины промерзания – т.е. формированию отрицательного приращения мощности СМС $\Delta\xi_2^-$.

В результате итоговое изменение глубины сезонного промерзания при снятии растительного покрова равняется разности $\Delta\xi_1^+ - \Delta\xi_2^-$. Следовательно, на участках развития немерзлых пород первое и второе влияния частично компенсируют друг друга, в результате чего общее изменение мощности СМС при удалении растительности будет меньшим, чем в случае СТС на мерзлых породах. Наиболее важным следствием встречного влияния рассмотренных фак-

торов является то, что итоговое приращение глубины сезонного промерзания может иметь разный знак. Другими словами, удаление напочвенного растительного покрова может сопровождаться как увеличением, так и уменьшением мощности СМС.

На правой части *рис.5.9.* видно, что в случае повышения среднегодовой температуры пород от значения t_1 до значения t_2 (переход из точки m_2 в точку m_3) величина положительного приращения мощности СМС $\Delta\xi_1$ по абсолютной величине превышает значение отрицательного приращения $\Delta\xi_2$ и в результате наблюдается небольшое общее увеличение мощности $\xi_{\text{смс}}$. Если же увеличение среднегодовой температуры пород происходит от значения t_1 до значения t_3 (переход из точки m_2 в точку m_4), то величина положительного приращения мощности $\Delta\xi_1$ оказывается меньше величины отрицательного приращения $\Delta\xi_2$ и снятие растительного покрова в этом случае сопровождается уменьшением глубины сезонного промерзания пород.

Соотношение величин рассматриваемых приращений в случае сезонного промерзания определяется суммарным воздействием всех температурообразующих факторов – климатических характеристик, свойств снега, других покровов и пр. Итоговое влияние снятия напочвенных покровов на глубину сезонного промерзания может иметь разный знак в зависимости от конкретных природных условий территории.

Количественный анализ данной ситуации в различных природных условиях позволяет сделать следующий общий вывод. В случае больших мощностей снежного покрова, залегающий под ним растительный слой влияет на их общее термическое сопротивление незначительно. В результате и дополнительное охлаждение поверхности за счет снятия растительного покрова относительно невелико и относительно мало влияет на увеличение глубины промерзания под снегом. Зато нагрев обнаженной поверхности пород после уничтожения растительности возрастает. Это приводит к значительному увеличению среднегодовой температуры пород, что препятствует глубокому сезонному промерзанию. В этом случае в результате уничтожения напочвенной растительности будет наблюдаться *уменьшение* глубины сезонного промерзания пород.

При малой мощности снега при удалении напочвенного покрова превалирует эффект усиления охлаждения поверхности пород в зимний период над общим повышением среднегодовой температуры пород, и мощность СМС возрастает.

Существование талых пород в суровых условиях центральных областей криолитозоны возможно только при мощном снежном покрове, поэтому в этих районах следует ожидать уменьшения мощности СМС на талых участках при уничтожении напочвенного растительного покрова. В южных областях криолитозоны и за ее пределами в зоне развития процессов сезонного промерзания в условиях маломощного снежного покрова удаление растительности вызывает увеличение мощности СМС.

Сложное и многообразное влияние растительного покрова на промерзание и оттаивание пород может быть показано на следующем примере.

Расчет влияния растительного покрова на глубину ξ с учетом широтной зональности (Пример 15)

На севере области распространения многолетней мерзлоты и вблизи южной ее границы влияние сходного растительного покрова на особенности сезонного промерзания и оттаивания пород проявляется по-разному. И в том и в другом случаях слой сезонного оттаивания (промерзания) представлен суглинками, теплофизические свойства которых характеризуются следующими значениями: $\lambda_{\text{т}} = 1,50$; $\lambda_{\text{м}} = 1,68$ Вт/м·К; $C_{\text{об.т}} = 825$; $C_{\text{об.м}} = 615$ Вт·час/м³·К; $Q_{\text{ф}} = 28800$ Вт·час/м³. Считается, что теплофизические свойства подстилающих мерзлых (и талых) пород равны свойствам пород в пределах СТС (СМС).

На севере годовой ход температурных колебаний на дневной поверхности описывается синусоидой со следующими параметрами: $t_0 = -6,0^\circ\text{C}$; $A_0 = 21,0^\circ\text{C}$. Вблизи южной границы области развития многолетнемерзлых пород $A_0 = -1,0^\circ\text{C}$; $t_0 = 21^\circ\text{C}$.

Растительный покров представлен мхом толщиной $h_{\Pi} = 0,12$ м. Коэффициент теплопроводности мха летом $\lambda_{\Pi}^{\Gamma} = 0,23$, зимой $\lambda_{\Pi}^{\text{М}} = 0,35$ Вт/м·К. Соответственно термическое сопротивление напочвенного покрова составляет летом $R_{\Pi}^{\Gamma} = 0,52$ и зимой $R_{\Pi}^{\text{З}} = 0,34$ м²·К/Вт.

Решение.

А. Расчет влияния мохового покрова в центральных районах области развития многолетнемерзлых пород

Для оценки влияния напочвенного мохового покрова на глубины сезонного промерзания и оттаивания пород удобно использовать аналитические зависимости (3.10.8, 3.10.16 и 3.10.17) главы III.

Для этого сначала по уравнениям (3.10.62) находятся значения летних и зимних сумм градусочасов на дневной поверхности и длительность летнего и зимнего периодов:

$$\tau_{\text{Л}} = 8760 \cdot \left(0,5 + \frac{1}{\pi} \arcsin\left(\frac{-6}{21}\right)\right) = 3572 \text{ час}, \quad \tau_{\text{З}} = 8760 - 3572 = 5188 \text{ час},$$

$$\Omega_{\text{Л}}^{\Pi} = -6,0 \cdot 3572 + \frac{21 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-6}{21}\right)^2} = 34683 \text{ град}\cdot\text{час},$$

$$\Omega_{\text{З}}^{\Pi} = -6,0 \cdot 8760 - 34683 = -87243 \text{ град}\cdot\text{час}.$$

1. Слой сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород

Сначала рассмотрим влияние мохового покрова на глубину сезонного оттаивания ММП. В рассматриваемых природных условиях многолетнемерзлые породы существуют при сравнительно небольшой высоте снежного покрова. Выполним расчет при следующих среднезимних характеристиках снежного покрова: теплопроводность снега $\lambda_{\text{сн}} = 0,29$ Вт/м·К, средняя высота снежного покрова $h_{\text{сн}} = 0,2$ м и среднее термическое сопротивление снега $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}} = 0,69$ м²·К/Вт.

Первый расчет выполняется при наличии на поверхности пород мохового покрова. По формуле (3.10.17), как и в предыдущих примерах (примеры 10, 15), находится величина теплооборота в породах. Последовательно определяются все вспомогательные параметры:

$$\alpha = \frac{\lambda_{\Gamma}}{\lambda_{\text{М}}} = 1,50/1,68 = 0,8929;$$

$$\beta = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\Pi} C_{\text{об.Г}}}{2\tau_{\text{Л}}} = 34683 \cdot 825/2/3572 = 4005,2;$$

$$S = \lambda_{\Gamma} R_{\Pi}^{\Gamma} = 1,5 \cdot 0,52 = 0,78;$$

$$\rho = \bar{R}_{\text{сн}} + R_{\Pi}^{\text{З}} - \alpha \cdot R_{\Pi}^{\Gamma} = 0,69 + 0,34 - 0,8929 \cdot 0,52 = 0,566;$$

$$\mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{МП}} C_{\text{об.МП}} \tau_{\text{Л}}} = 1,8 \cdot \sqrt{1,68 \cdot 615 \cdot 3572} = 3458;$$

$$t^0 = \frac{\alpha \cdot \Omega_{\text{Л}}^{\Pi} + \Omega_{\text{З}}^{\Pi}}{T} = (0,8929 \cdot 34683 - 87243)/8760 = -6,42^{\circ}\text{C}.$$

Далее рассчитываются значения:

$$a = 1 + \frac{\mu \cdot \rho}{T} - 2S\beta \frac{R_{\Pi}^{\Gamma}}{\Omega_{\text{Л}}^{\Pi}} = 1 + 3458 \cdot 0,566/8760 - 2 \cdot 0,78 \cdot 4005 \cdot 0,52/34683 = 1,13;$$

$$b = \mu \cdot t^0 + 2S(Q_{\Phi} + 2\beta) = 3458 \cdot (-6,42) + 2 \cdot 0,78 \cdot (28800 + 2 \cdot 4005) = 35210;$$

$$c = 2\lambda_{\Gamma} \Omega_{\text{Л}}^{\Pi} (Q_{\Phi} + \beta) = 2 \cdot 1,50 \cdot 34683 \cdot (28800 + 4005) = 34,133 \cdot 10^8$$

и находится величина годового теплооборота в породах:

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a} = 42090 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2.$$

Зная количество тепла B , поступающего в породы и выходящего из них в течение холодного и теплого сезонов года, легко определить значение среднегодовой температуры пород t_ξ по уравнению (3.10.8):

$$t_\xi = t^0 + B \frac{\rho}{T},$$

где величины t^0 и ρ уже рассчитаны выше. Тогда:

$$t_\xi = -6,42 + 0,566 \cdot 41551 / 8760 = -3,74^\circ\text{C},$$

а глубина сезонного оттаивания пород согласно (3.10.16) составляет:

$$\xi_{\text{стс}} = 2\lambda_T \left(\frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{B} - R_{\text{п}}^{\text{п}} \right) = 2 \cdot 1,50 \cdot (34683 / 41551 - 0,52) = 0,94 \text{ м.}$$

Второй расчет выполняется для условий полного уничтожения мохового покрова на поверхности земли по тем же зависимостям. В этом случае изменились значения параметров:

$$S = 1,3 \cdot 0 = 0 \text{ м; } \rho = 0,69;$$

$$a = 1 + \frac{\mu \cdot \rho}{T} - 2S\beta \frac{R_{\text{п}}^{\text{п}}}{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}} = 1 + 3458 \cdot 0,69 / 8760 - 0 = 1,2723;$$

$$b = \mu \cdot t^0 + 2S(Q_{\text{ф}} + 2\beta) = 3458 \cdot (-6,41) + 0 = -22215,$$

$$c = 2\lambda_T \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} (Q_{\text{ф}} + \beta) = 2 \cdot 1,50 \cdot 34683 \cdot (28800 + 4005) = 34,133 \cdot 10^8,$$

а величина годового теплооборота в породах равна:

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a} = 61254 \text{ ккал/м}^2.$$

Далее из уравнения (3.9.8) найдем среднегодовую температуру пород:

$$t_\xi = -6,42 + 0,69 \cdot 61254 / 8760 = -1,60^\circ\text{C},$$

а глубина сезонного оттаивания пород согласно (3.10.16) составит:

$$\xi_{\text{стс}} = 2\lambda_T \left(\frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{B} - R_{\text{п}}^{\text{п}} \right) = 2 \cdot 1,50 \cdot (34683 / 61254 - 0) = 1,70 \text{ м.}$$

Таким образом, в области развития ММП снятие напочвенного покрова приводит к повышению среднегодовой температуры пород t_ξ с $-4,2$ до $-1,6^\circ\text{C}$, т.е. на $2,14^\circ\text{C}$. При этом наблюдается резкое увеличение глубины сезонного оттаивания пород $\xi_{\text{стс}}$ с $0,94$ м до $1,7$ м – т.е. на $0,76$ м или в $1,8$ раза.

2. Слой сезонного промерзания талых пород

В рассматриваемых довольно суровых климатических условиях талые породы могут существовать только при достаточно мощном снежном покрове. Поэтому выполним расчет при следующих среднезимних характеристиках снега: теплопроводность снега $\lambda_{\text{сн}} = 0,29$ Вт/м·К, средняя высота снежного покрова $h_{\text{сн}} = 0,7$ м и среднее термическое сопротивление снега $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}} = 2,41$ м²·К/Вт.

Так же как и ранее, выполним *первый расчет* при наличии на поверхности пород мохового покрова мощностью 0,12 м. Для выполнения расчета в данном случае используются зависимости (3.10.31–3.10.33) главы III. Выражение (3.10.31) для определения величины сезонного теплооборота в породах B , необходимой для расчета остальных геокриологических характеристик, имеет вид:

$$B = \frac{b - \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a},$$

$$\text{где } a = \frac{\mu_T \rho_T}{T} - 2S_T \beta_T \frac{R_3}{\Omega_3^{\text{II}}} - 1, \quad b = 2S_T(Q_{\text{ф}} + 2\beta_T) - \mu_T t^0,$$

$$c = -2\lambda_M \Omega_3^{\text{II}}(Q_{\text{ф}} + \beta_T),$$

$$R_3 = \bar{R}_{\text{сн}} + R_{\text{II}}^3, \quad \rho_T = \frac{R_3}{\alpha} - R_{\text{II}}^{\text{II}}, \quad \beta_T = -\frac{\Omega_3^{\text{II}} C_M}{2\tau_3}, \quad S_T = \lambda_M R_3,$$

$$\mu_T = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{III}} C_{\text{об.тп}} \tau_3}, \quad \tau_3 = T - \tau_{\text{л}}, \quad t^0 = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{II}} + \Omega_3^{\text{II}}/\alpha}{T}, \quad \alpha = \frac{\lambda_T}{\lambda_M},$$

где $\lambda_{\text{тп}}$, $C_{\text{об.тп}}$ – коэффициент теплопроводности и объемная теплоемкость талых пород, подстилающих слой сезонного промерзания (СМС); остальные обозначения прежние (приведены в примере 11).

Последовательно находим промежуточные параметры, часть величин остается неизменной с предыдущего расчета:

$$\mu_T = 1,8 \cdot \sqrt{1,50 \cdot 825 \cdot 5188} = 4561;$$

$$S_T = 1,68 \cdot (2,41 + 0,34) = 4,62; \quad \beta_T = -\frac{-87243 \cdot 615}{2 \cdot 5188} = 5171;$$

$$t^0 = \frac{34683 - 87243/0,8929}{8760} = -7,20^\circ\text{C};$$

$$\rho_T = (2,41 + 0,34)/0,8929 - 0,52 = 2,56;$$

$$a = \frac{4561 \cdot 2,56}{8760} - 2 \cdot 4,62 \cdot 5171 \cdot \frac{(2,41 + 0,34)}{-87243} - 1 = 1,839;$$

$$b = 2 \cdot 4,62 \cdot (28800 + 2 \cdot 5171) - 4561 \cdot -7,2 = 394488;$$

$$c = -2 \cdot 1,68 \cdot -87243 \cdot (28800 + 5171) = 99,58 \cdot 10^8$$

и рассчитываем величину сезонного теплооборота в породах:

$$B = \frac{b - \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} = 29224 \text{ (Вт·час)/м}^2.$$

Далее по формулам (3.10.32) и (3.10.33) находим среднегодовую температуру пород и глубину сезонного промерзания при наличии мохового покрова на поверхности:

$$t_{\xi} = t^0 + B \cdot \rho_T / T = -7,20 + 29224 \cdot 2,56 / 8760 = 1,35^{\circ}\text{C},$$

$$\xi_{\text{смс}} = -2\lambda_{\text{м}} \left(\frac{\Omega_3^{\text{п}}}{B} + R_3 \right) = -2 \cdot 1,68 \cdot \left(\frac{-87243}{29224} + 2,41 + 0,34 \right) = 0,79 \text{ м.}$$

Второй расчет выполняется для условий снятия растительного покрова по тем же зависимостям.

$$\mu_T = 4561; S_T = 4,049; \beta_T = 5171; t^0 = -7,2^{\circ}\text{C}; \rho_T = 2,70;$$

$$a = 1,562; b = 349772; c = 99,58 \cdot 10^8,$$

откуда величина теплооборота в породах:

$$B = 33475 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2.$$

Далее определяем $t_{\xi} = +3,12^{\circ}\text{C}$ и $\xi_{\text{смс}} = 0,66 \text{ м}$.

Как видим, на участках развития немерзлых пород, формирующихся за счет отепляющего влияния снега повышенной мощности, удаление растительного покрова также приводит к заметному повышению среднегодовой температуры пород с $+1,35$ до $+3,12^{\circ}\text{C}$, однако при этом происходит **сокращение мощности** слоя сезонного промерзания с $0,79$ до $0,66 \text{ м}$ – т.е. на $0,13 \text{ м}$. Величина изменения глубины промерзания при снятии растительного покрова относительно невелика, однако она имеет иной знак, чем в случае сезонного оттаивания пород при таком же техногенном воздействии.

Б. Расчет влияния мохового покрова вблизи южной границы многолетнемерзлых пород

По уравнениям (3.10.62) находятся значения летних и зимних сумм градусочасов на дневной поверхности и длительность летнего и зимнего периодов для новых температурных условий на дневной поверхности. При $t_{\text{в}} = -1,0^{\circ}\text{C}$ и $A_{\text{в}} = 21^{\circ}\text{C}$ эти значения будут:

$$\tau_{\text{л}} = 8760 \cdot \left(0,5 + \frac{1}{\pi} \arcsin\left(\frac{-1}{21}\right) \right) = 4247 \text{ час}, \quad \tau_{\text{з}} = 8760 - 3572 = 4513 \text{ час},$$

$$\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} = -1,0 \cdot 4247 + \frac{21 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-1}{21}\right)^2} = 54243 \text{ град}\cdot\text{час},$$

$$\Omega_{\text{з}}^{\text{п}} = -1,0 \cdot 8760 - 54243 = -63003 \text{ град}\cdot\text{час}.$$

1. Слой сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород

Сначала рассмотрим влияние мохового покрова на глубину сезонного оттаивания пород в области развития мерзлых пород. В рассматриваемых мягких климатических условиях многолетнемерзлые породы могут существовать только при небольшой высоте снежного покрова. Рассмотрим вариант наличия маломощного слоя снега со средним за зиму термическим сопротивлением $R_{\text{сн}} = 0,17 \text{ м}^2\cdot\text{К/Вт}$, что соответствует высоте снежного покрова около $h_{\text{сн}} = 0,05 \text{ м}$ при его теплопроводности $\lambda_{\text{сн}} = 0,29 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

Первый расчет выполняется при наличии на поверхности пород мохового слоя. Расчет ведем, как и ранее для участков с мерзлыми породами, по формулам (3.10.8, 3.10.16 и 3.10.17):

$$\alpha = 0,8929; \beta = 5268,5; S = 0,78; \rho = 0,0457; \mu = 3771; t^0 = -1,66^{\circ}\text{C};$$

$$a = 0,9409; b = 55093,6; c = 55,44 \cdot 10^8$$

и величина теплооборота в $B = 52880 \text{ Вт}\cdot\text{час/м}^2$.

После этого определяется величина среднегодовой температуры пород $t_{\xi} = -1,39^{\circ}\text{C}$ и глубина сезонного оттаивания $\xi_{\text{стс}} = 1,52$ м.

Второй расчет проведен для ситуации полного удаления мохового покрова при сохранении неизменными всех остальных условий. В этом случае:

$$\beta = 5268,5; S = 0; \rho = 0,17; \mu = 3770,6; t^0 = -1,66^{\circ}\text{C}; a = 1,073; \\ b = -6272; c = 55,439 \cdot 10^8$$

и величина теплооборота в породах $B = 74860$ Вт·час/м².

Среднегодовая температура пород $t_{\xi} = -0,21^{\circ}\text{C}$ и глубина сезонного оттаивания $\xi_{\text{стс}} = 2,17$ м.

Таким образом, на территории развития ММП глубина сезонного оттаивания пород зависит от наличия почвенного растительного покрова однозначно, вне зависимости от широтной зональности. Снятие теплоизоляционного слоя с поверхности пород приводит к повышению их среднегодовой температуры и возрастанию глубины сезонного оттаивания пород.

2.Слой сезонного промерзания талых пород

В рассматриваемых мягких климатических условиях талые породы могут существовать при весьма небольшом снежном покрове. Выполним расчет при следующих среднезимних характеристиках снега: теплопроводность снега $\lambda_{\text{сн}} = 0,29$ Вт/м·К, средняя высота снежного покрова $h_{\text{сн}} = 0,25$ м и среднее термическое сопротивление снега $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}} = 0,86$ м²·К/Вт.

Первый расчет выполним при наличии на поверхности пород мохового покрова мощностью 0,12 м с теми же, что и ранее, значениями сезонных термических сопротивлений. Для выполнения расчета используются зависимости для талых пород (3.10.31–3.10.33) главы III. Промежуточные результаты и окончательные характеристики при температурных условиях на дневной поверхности $t_0 = -1,0^{\circ}\text{C}$ и $A_0 = 21^{\circ}\text{C}$ при наличии слоя мха следующие:

$$\mu_{\text{T}} = 4253,8; S_{\text{T}} = 2,016; \beta_{\text{T}} = 4292,8; t^0 = -1,86^{\circ}\text{C}; \rho_{\text{T}} = 0,824; \\ a = -0,270; b = 158664; c = 70,054 \cdot 10^8$$

и величина теплооборота в породах $B = 41254$ Вт·час/м².

Далее по формулам (3.10.32) и (3.10.33) рассчитывается среднегодовая температура пород и глубина сезонного промерзания при наличии мохового покрова на поверхности:

$$t_{\xi} = +2,02^{\circ}\text{C}, \xi_{\text{смс}} = 1,10 \text{ м.}$$

Наконец, второй расчет выполняется для геокриологических условий вблизи южной границы мерзлоты при отсутствии мохового покрова. Все остальные компоненты природной среды оставлены прежними. Расчет осуществляется так же, как и в первом случае, ход решения показан ниже:

$$\mu_{\text{T}} = 4253,8 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \text{ град}); S_{\text{T}} = 1,45 \text{ м}; \beta_{\text{T}} = 4293; t_0 = -1,86^{\circ}\text{C}; \rho_{\text{T}} = 0,9632; \\ a = -0,363; b = 116000 \text{ ккал}; \\ a = -0,36195; c = 70,55 b = 100100 \text{ ккал}/\text{м}^2; c = 52,071 \cdot 10^8 \text{ ккал}^2/\text{м}^4$$

и величина теплооборота в породах $B = 52260$ Вт·час/м².

Далее по формулам (3.10.32) и (3.10.33) находится среднегодовая температура пород и глубина сезонного промерзания при наличии мохового покрова на поверхности:

$$t_{\xi} = +3,87^{\circ}\text{C}, \xi_{\text{смс}} = 1,18 \text{ м.}$$

Удаление напочвенного покрова в данном случае приводит к увеличению мощности СМС на 0,09 м.

Таким образом, в условиях существования талых пород при небольшой мощности снежного покрова, что может наблюдаться в южных районах криолитозоны, снятие растительного покрова приводит как к повышению среднегодовой температуры пород, так и к росту глубины их сезонного промерзания. В то же время в более высоких широтах криолитозоны указанное воздействие может приводить и к противоположной реакции среды – уменьшению глубины промерзания при снятии растительного покрова. Обе эти ситуации качественно рассмотрены на *рис. 5.9*.

§ 5. Влияние водного покрова на температурный режим донных отложений и на их сезонное промерзание и оттаивание

Температурный режим пресных бессточных озер зависит от их глубины. Так как толщина льда в озерах в самых суровых зимних условиях не превышает 2–2,5 м, то донные отложения в водоемах глубиной более 2,5 м всегда находятся в немерзлом состоянии. При этом если ширина озера превышает удвоенную мощность мерзлых толщ в данном районе, то под озером, как правило, образуется сквозной талик, а при меньшей ширине и большой мощности многолетнемерзлых толщ может образоваться несквозной талик.

Для характеристики температурного режима воды и донных отложений зимой приведем данные по измерениям температуры воды в озере Перевальном (*табл. 5.13*), расположенном на водоразделе рек Кебюме-Хандыга на высоте 1418 м, ширина озера 400 м, длина 800 м, глубина – 17,9 м (Швецов, 1951). Среднегодовая температура пород в районе около – 10°C. В этой же таблице приведены температуры в озере, расположенном на Яно-Индибирской низменности (Чижов, 1973). Из таблицы видно, что температура зимой повышается с глубиной до 3–4,6°C; при этой температуре пресная вода имеет большую плотность и стремится опуститься ко дну. Этот процесс конвективного перемешивания происходит и летом. Кроме того, летом происходит и ветровое перемешивание воды, поэтому максимальную летнюю температуру ее в неглубоких северных озерах можно приближенно считать одинаковой по глубине.

Если глубина водоема меньше, чем возможная в данном районе толщина льда или близка к нему, то озеро может промерзнуть до дна, и в донных отложениях могут формироваться как отрицательные, так и положительные среднегодовые температуры. При этом в зависимости от глубины воды в озере будут изменяться и годовые амплитуды температур на поверхности донных отложений.

Температурный режим донных отложений в неглубоких озерах, промерзающих до дна, удобно рассмотреть, воспользовавшись *рис. 5.10*, на котором приведена схема распределения минимальных ($t_{\text{мин}}$), максимальных ($t_{\text{макс}}$) и среднегодовых ($t_{\text{ср}}$), равных t_0 и t_{ξ} температур в ледяном покрове в зависимости от глубины водоема (H). С некоторым приближением можно принять, что зимой минимальная температура в ледяном покрове мощностью $H_{\text{л}}$ изменяется линейно от $t_{\text{мин}}$ на поверхности льда до 0°C на его подошве, а летняя максимальная температура воды остается постоянной по глубине вследствие конвективного перемешивания воды. На *рис. 5.10* видно, что среднегодовая температура льда ($t_{\text{ср}}$) на некоторой глубине H равна:

$$t_H = \frac{\left(\frac{H_{\text{л}} - H}{H_{\text{л}}} \right) t_{\text{мин}} + t_{\text{макс}}}{2} \quad (5.5.1)$$

и на глубине $H = H_{\text{л}}$ она равна 0°C.

При толщине льда меньше $H_{\text{л}}$ среднегодовая температура на поверхности донных отложений ниже 0°C, а при толщине льда больше $H_{\text{л}}$ она выше 0°C.

Таблица 5.13

Температура воды в озере Перевальном (по П.Ф. Швецову, 1951) и в озере Глубоком (по А.Б. Чижову, 1973), °С

Озеро Перевальное		Озеро Глубокое					
Глубина, м	28/IV 1948	Глубина, м	31/VII 1973	29/VIII 1973	13/IX 1973	20/IX 1973	6/XI 1973
1,7 (лед)	0	0,5 (лед)		9,2	7,8		0
2,7	1,2	1,0	12,4			6,6	1,3
3,7	1,3	2,0	12,4		7,7		1,7
4,7	1,9	2,5		9,2		6,6	
5,7	2,7	3,0	12,4				1,8
6,7	3,0	3,5		9,1		6,6	
9,7	3,1	4,0	12,2				2,1
11,7	3,2	4,5		9,3	7,7	6,7	
13,7	3,4	5,0					2,2
15,7	3,5	5,5		9,0	7,5	6,7	
17,7	3,6	6,0	8,2				2,4
(Дно)	4,6	6,5	7,4	8,7	7,4	6,5	2,6
		7,0	6,8				2,6
		7,5	6,5	8,9	7,5	6,6	2,6
		8,0	6,4				2,6
		8,5		8,6	7,4	6,5	2,8
		9,0	6,0				2,8
		9,5		8,6	7,2	6,4	2,8
		10,0					2,8
		10,5	6,5	8,7	7,4	6,5	3,0
		11,0					
		11,5		8,6	7,5		
		(Дно)					

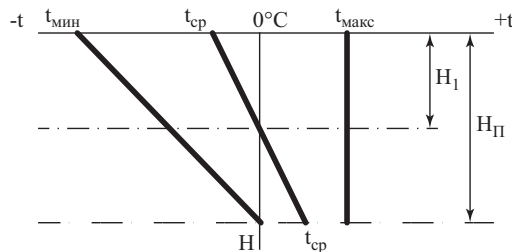


Рис. 5.10. Схема распределения минимальных, максимальных и среднегодовых температур в ледяном покрове водоема

Отсюда в зависимости от глубины водоема (H) возможны следующие три режима температуры донных отложений.

1. Глубина водоема H меньше H_1 . В этом случае среднегодовая температура на поверхности донных отложений ниже 0°C ; они находятся в многолетнемерзлом состоянии и лишь летом оттаивают на некоторую небольшую глубину.

2. Глубина водоема H больше H_1 , но меньше $H_д$. В этом случае, как видно из рис. 5.10, среднегодовая температура у нижней поверхности льда и на поверхности донных отложений выше 0°C , но водоем и донные отложения промерзают зимой вследствие отрицательных зимних значений температуры в этом слое. В этом случае имеет место сезонное промерзание донных отложений.

3. Наконец, если глубина водоема H больше $H_{л}$, водоем не промерзает до дна, и температура на поверхности донных отложений всегда остается положительной. В этом случае под озером должен существовать сквозной или несквозной талик в зависимости от соотношения размеров озера и мощности многолетнемерзлых толщ.

Расчет температуры и глубины сезонного промерзания в донных отложениях мелких озер по В.А. Кудрявцеву (Пример 16)

При проведении мерзлотной съемки получены следующие данные: максимальная глубина озера 1,0 м, донные отложения представлены суглинками, для которых известны: $\gamma_{ск} = 1100 \text{ кг/м}^3$, $\omega = 40\%$; $\lambda_t = 1,16$, $\lambda_m = 1,51 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. Климатические условия характеризуются: $t_b = -8,5^\circ\text{C}$; $A_b = 23^\circ\text{C}$; $z_{сн} = 0,3 \text{ м}$; $\rho_{сн} = 0,25 \text{ г/см}^3$. Толщина ледяного покрова $H_{л}$ в глубоких водоемах, формирующаяся зимой в условиях района, составляет 1,6 м.

Решение.

1. Определяем температурный режим на поверхности льда (воды) в водоеме ($t_{0,л}$). Отепляющее влияние снега по формуле (5.3.10) равно: $\Delta t_{сн} = 23 \cdot 0,153 = 3,5^\circ\text{C}$. Тогда $t_{0,л} = -8,5 + 3,5 = 5,0$, $A_{0,л} = 23 - 3,5 = 19,5^\circ\text{C}$.

2. Определяем глубину нулевой изотермы H_1 по формуле:

$$H_1 = H_{л} \left(1 + \frac{t_{\text{макс.л}}}{t_{\text{мин.л}}} \right) \quad (5.5.2)$$

где

$$\begin{aligned} t_{\text{макс.л}} &= A_{0,л} + t_{0,л} = 19,5 + (-5,0) = 14,5^\circ\text{C}; \\ t_{\text{мин.л}} &= A_{0,л} - t_{0,л} = 19,5 - (-5,0) = -24,5^\circ\text{C}. \end{aligned}$$

Тогда

$$H_1 = 1,6 \left(1 + \frac{14,5}{-24,5} \right) = 1,6(1 - 0,59) = 0,66 \text{ м}.$$

Итак, под водоемом, где его глубина составляет $\sim 0,7$ м, проходит нулевая изотерма среднегодовой температуры на поверхности донных отложений. С ней совпадает граница распространения многолетнемерзлой толщи под озером.

3. Рассчитываем температурный режим на поверхности донных отложений t_H в пределах талика, где глубина озера составляет 1 м, по формуле (5.5.1):

$$t_H = \frac{\frac{1,6-1,0}{1,6}(-24,5) + 14,5}{2} = 2,6^\circ\text{C}.$$

Учитывая, что максимальная температура летом на поверхности воды равна максимальной температуре на поверхности донных отложений (вследствие конвективного перемешивания в мелком водоеме), и зная среднегодовую температуру, можно легко определить амплитуду годовых колебаний температуры на поверхности донных отложений на глубине 1 м:

$$A_H = t_{\text{макс.г}} - t_0 = 14,5 - 2,6 = 11,9^\circ\text{C}.$$

4. Для определения глубины сезонного промерзания донных отложений рассчитаем исходные теплофизические параметры, принимая, что количество ω_H в суглинке при среднезимней температуре ($t_{\text{зим}}$), равной $-4,65^\circ\text{C}$ ($t_{\text{ср.зим}} = 1/2 t_{\text{мин}} = 1/2 (11,9 - 2,6) = -4,65^\circ\text{C}$), составляет

¹ При точных расчетах $A_{0,л}$ и $t_{0,л}$ необходимо определять с учетом радиационной поправки.

около 8% (см. рис. 4.3). Затем при удельной теплоемкости материала скелета породы $C_{уд} = 0,209 \text{ Вт}\cdot\text{час}/\text{кг}\cdot\text{К}$ по формуле (4.1.6) рассчитываем:

$$C_{об.м} = 0,209 \cdot 1100 + 0,58 \frac{(40 - 8)1100}{100} + 1,16 \frac{8 \cdot 1100}{100} = 536 \text{ (Вт}\cdot\text{час)} / (\text{м}^3 \cdot \text{К}),$$

а по формуле (4.1.8):

$$Q_{\phi} = 92,8 \cdot \frac{32 \cdot 1100}{100} = 32666 \text{ (Вт}\cdot\text{час)} / \text{м}^3.$$

5. При установившемся температурном режиме донных отложений в слое сезонного промерзания пород формируется температурная сдвигка. Величина ее в данном случае близка к 1°C (см. пример 9 со сходными условиями). Следовательно, $t_{\xi} = t_{н} + \Delta t_{\lambda} = 2,6 - 1,0 = 1,6^\circ\text{C}$.

6. По номограмме (рис. 4.2 в гл. IV) находим глубину сезонного промерзания донных отложений на участке озера, где глубина его составляет 1 м. Исходные параметры: $C_{об.м} = 536 \text{ (Вт}\cdot\text{час)} / \text{м}^3 \cdot \text{К}$; $Q_{\phi} = 32670 \text{ (Вт}\cdot\text{час)} / \text{м}^3$; $\lambda_{м} = 1,3 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$; $A_0 = 11,9^\circ\text{C}$; $t_{\xi} = 1,6^\circ\text{C}$; $\xi_{ном} = 1,3$; $\xi_{\lambda=1,3} = 1,3 = 1,3 \cdot 1,14 = 1,5 \text{ м}$.

Расчет влияния водного покрова с учетом теплообмена в донных отложениях (Пример 17)

Очевидно, что рассмотренная выше расчетная схема имеет ряд существенных упрощений и применима далеко не для всех природных ситуаций. Основным недостатком этого метода определения критической глубины водоема является отсутствие учета процесса промерзания-оттаивания донных отложений, хотя известно, что влияние любых покровов на температурный режим пород зависит от уровня годового теплообмена в последних. В расчетной схеме используется температурный режим на поверхности льда, что предполагает отдельное определение отепляющего влияния снежного покрова, которое в действительности также зависит от теплооборотов в подстилающей системе «лед–вода–грунт».

Используя известный принцип определения переходного (из мерзлого в талое) состояния пород, основанный на равенстве глубин потенциального сезонного промерзания и оттаивания пород, можно получить весьма простое выражение и для оценки критической глубины водоема H_1 :

$$H_1 = \sqrt{d^2 - e - d}, \quad (5.5.3)$$

$$d = \bar{R}_{сн} \lambda_{л} + \frac{Q_{\phi}}{L \rho_{л}} \xi, \quad e = \frac{2 \lambda_{л}}{L \rho_{л}} (\Omega_3^n + \alpha \cdot \Omega_{л}^a + \bar{R}_{сн} Q_{\phi} \xi), \quad \alpha = \frac{\lambda_{т}}{\lambda_{м}},$$

$$\xi = \sqrt{\frac{2 \lambda_{т} \Omega_{л}^a}{Q_{\phi}}},$$

где $\lambda_{л}$ – теплопроводность льда; $\rho_{л}$ – плотность льда, примерно $910 \text{ кг}/\text{м}^3$; L – удельная теплота фазового перехода воды, равная $92,8 \text{ Вт}\cdot\text{час}/\text{кг}$; $\bar{R}_{сн}$ – среднее за зимний период термическое сопротивление снежного покрова на льду (равное отношению высоты снега к его теплопроводности); $\Omega_{л}^a$ – сумма зимних градусочасов на дневной поверхности (снега или льда); Ω_3^n – сумма летних градусочасов воды на мелководье водоема; ξ – глубина сезонного оттаивания (промерзания) донных пород при критической глубине водоема.

Зависимость (5.5.3) уже учитывает особенности теплообмена во всех элементах исследуемой многослойной системы «снег–лед–вода–грунт» и даже температурную сдвигку в пределах субкавального слоя сезонного оттаивания (промерзания).

Для сравнения критической глубины водоема и максимальной за зиму мощности сезонного плавучего льда, последняя может быть рассчитана следующим образом:

$$H_{\text{л}} = \sqrt{(\lambda_{\text{л}} \bar{R}_{\text{сн}})^2 - \frac{2\lambda_{\text{л}} \Omega_3^{\text{п}}}{L\rho_{\text{л}}}} - \lambda_{\text{л}} \bar{R}_{\text{сн}}. \quad (5.5.4)$$

Интересно, что при известном фактическом значении максимальной мощности плавучего ледяного покрова на водном объекте $H_{\text{л}}$ теплоизоляционные свойства снега на льду не требуют натурального определения и могут быть найдены расчетным путем из (5.5.4):

$$\bar{R}_{\text{сн}} = - \left(\frac{\Omega_3^{\text{п}}}{H_{\text{л}} L \rho_{\text{л}}} + \frac{H_{\text{л}}}{2\lambda_{\text{л}}} \right). \quad (5.5.5)$$

Далее величина $\bar{R}_{\text{сн}}$ используется для нахождения критической глубины водоема H_1 по уравнению (5.5.3).

В точке экватории, где мощность слоя воды соответствует критической величине H_1 , 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) (рис. 5.11). По мере сокращения глубины водоема относительно H_1 среднегодовая температура пород понижается, мощность субаквального слоя сезонного оттаивания уменьшается и на урезе воды эти характеристики становятся равными таковым на береговых участках. Последнее, однако, справедливо только при одинаковом снежном покрове на льду и поверхности берега, что наблюдается далеко не всегда. Общей закономерностью является уменьшение мощности снега на льду по сравнению с прилегающей сушией – и тогда в прибрежной полосе экватории могут наблюдаться более суровые мерзлотные условия, чем на берегу. Возможна и противоположная картина снегонакопления: на небольших озерах с относительно высокими берегами обычно наблюдается повышенное снегонакопление вследствие ветрового переноса снега в эти депрессии рельефа.

При расчетах во всех приведенных выше зависимостях должны использоваться средне-многолетние значения входящих параметров.

Весьма характерным явлением для водных объектов криолитозоны являются значительные сезонные колебания уровней водоемов (водотоков). На крупных водных объектах в зимний период происходит падение уровня воды относительно летнего положения, достигающее нескольких метров (иногда до 10 м). Это является следствием практически полного прекращения подземного питания в зимнее время, что весьма характерно для криолитозоны.

В этом случае понятие «критическая глубина водоема» становится неопределенным и удобнее говорить о критической мощности льда, примерзающего к поверхности дна (рис. 5.11).

В указанных природных условиях может быть найдено пространственное положение субаквальной границы талых и мерзлых пород. Для этого необходимо знание закона падения уровня в зимний период, батиметрических особенностей водоема и закономерности нарастания мощности льда во времени. Динамика мощности льда рассчитывается по среднемесячным значениям температур воздуха и характеристик снежного покрова. Тогда, имея график роста толщины плавучего льда во времени и определив из уравнения (5.5.3) критическую мощность припайного льда H_1 , можно найти время образования слоя льда критической мощности от начала ледостава. В точке экватории, где произойдет смыкание льда критической мощности с дном в момент времени $\tau_{\text{см}}$, и будет проходить граница между многолетнемерзлыми породами и тальми породами субаквального талика.

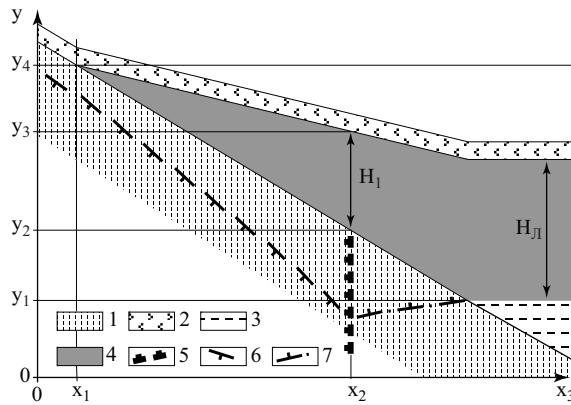


Рис. 5.11. Геокриологическая ситуация на мелководье водоемов криолитозоны со значительными сезонными колебаниями уровня воды: 1 – донные отложения; 2 – снежный покров; 3 – вода; 4 – лед; 5 – граница ММП; 6 – граница слоя сезонного оттаивания (СТС); 7 – граница слоя сезонного промерзания (СМС); x_1 – положение уреза воды в летнее время; x_2 – положение границы береговых ММП и субаквального талика в плане; y_1 – высотное положение подошвы сезонного ледяного покрова в конце зимы; y_2 – высота субаквальной границы мерзлых и талых пород; y_3 – уровень водоема в момент смыкания $\tau_{см}$ ледяного покрова с критической мощностью H_1 с дном; y_4 – летний уровень водоема; H_1 – критическая мощность льда (глубина водоема); $H_{л}$ – мощность ледяного покрова в конце зимы

Вычитая из высоты уровня водоема y_3 (см рис. 5.11) на момент времени $\tau_{см}$ величину критической мощности льда H_1 , получим высотное положение точки дна y_2 , где проходит граница субаквального талика. Далее исходя из рельефа дна, находится положение этой границы в плане. В том случае, когда минимальные отметки дна водоема (в самых глубоких его местах) оказываются выше уровня y_2 , делается вывод об отсутствии талых пород на акватории данного водного объекта.

В условиях выраженного уровня режима водоема особенно сильно проявляется влияние теплофизических характеристик донных отложений на пространственное положение границ талика. Относительно небольшие изменения величины критической мощности припайного льда, связанные с вариациями теплофизических свойств донных отложений (теплопроводности в талом и мерзлом состоянии, объемной теплоты фазовых переходов), могут соответствовать значительным различиям времени образования этих критических мощностей (до 1 месяца и более). За это время может происходить существенное падение уровня водоема. На пологих подводных склонах указанное влияние свойств донных отложений (при всех прочих равных условиях) может привести к различию планового положения границ талика при различных литологических характеристиках донных отложений в десятки и сотни метров.

Иногда требуется количественная оценка не только критических характеристик водного покрова, но и мерзлотно-температурных условий на мелководных участках акватории (например, для проектирования причалов, трубопроводов). В работе («Основы геокриологии», т. 4, 2001) автором предлагаются зависимости, позволяющие рассчитать среднегодовые температуры и глубины сезонного оттаивания многолетнемерзлых донных отложений в полосе смерзания льда с дном. Полный расчет геокриологических характеристик довольно трудоемок.

Для приближенных оценок геокриологических характеристик, допуская, что увеличение значений температуры донных пород $t_{\zeta}(H)$ и глубины их сезонного оттаивания $\zeta_{от}(H)$ в соответствии с ростом глубины водоема от нуля до критической глубины H_1 происходит по линей-

ному закону, можно получить следующие простые зависимости, справедливые для ММП в полосе акватории с глубинами $H_1 \geq H > 0$:

$$t_{\xi}(H) = t_{\xi}(0)(1 - H/H_1), \quad (5.5.6)$$

$$\xi_{\text{от}}(H) = \xi_{\text{от}}(0) + [\xi_{\text{от}}(H_1) - \xi_{\text{от}}(0)] \cdot H/H_1, \quad (5.5.7)$$

где $t_{\xi}(0)$ и $\xi_{\text{от}}(0)$ – среднегодовая температура донных отложений и глубина их оттаивания при нулевой глубине водоема – т.е. на уресе воды. Последние рассчитываются по зависимостям (3.10.8, 3.10.16 и 3.10.17) главы III при характеристиках снежного покрова, соответствующих таковым на льду водоема; $\xi_{\text{от}}(H_1)$ – глубина потенциального сезонного оттаивания на субаквальной границе мерзлых и талых донных пород, равная величине ξ из уравнения (5.5.3).

Можно найти аналогичные зависимости и для сезонно-промерзающих донных отложений в интервале мощности водного покрова $H_n \geq H > H_1$:

$$t_{\xi}(H) = \bar{t}_{\text{вд}} \frac{H - H_1}{H_n - H_1}, \quad (5.5.8)$$

$$\xi_{\text{пр}}(H) = \xi_{\text{пр}}(H_1) \frac{H_n - H}{H_n - H_1}, \quad (5.5.9)$$

где $\bar{t}_{\text{вд}}$ – среднегодовая температура подледных вод (и дна) на границе полосы смерзания льда с дном (высота y_1 на рис.1); $t_{\xi}(H)$ и $\xi_{\text{пр}}(H_1)$ – среднегодовая температура и глубина сезонного промерзания талых донных отложений в полосе смерзания льда с дном; $\xi_{\text{пр}}(H_1) = \xi_{\text{от}}(H_1) = \xi$ из уравнения (5.5.3)

Пример 17а. В качестве примера рассмотрим район со следующими климатическими характеристиками: $A_b = 20^\circ\text{C}$ и $t_b = -10^\circ\text{C}$. Среднезимняя высота снежного покрова на льду $z_{\text{сн}} = 0,2$ м при плотности снега $\rho_{\text{сн}} = 0,25$ г/см³. Донные отложения представлены среднезернистыми песками с объемным весом скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1600$ кг/м³. Требуется найти критическую глубину водоема и распределение мерзлотно-температурных характеристик на акватории водоема в полосе смерзания льда с дном.

Решение.

Принимая в первом приближении, что температура поверхности снега зимой и температура воды на прибрежном мелководье в летний период близки к таковой воздуха, найдем по зависимости (3.10.62) зимнюю сумму градусочасов на дневной поверхности $\Omega_3^{\text{д}}$ град·час и сумму градусочасов воды в летнее время $\Omega_{\text{л}}^{\text{а}}$.

Длительность летнего периода согласно этим зависимостям составляет:

$$\tau_{\text{л}} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_0}{A} \right) = 8760 * \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-10,0}{20,0} \right) = 2920 \text{ час,}$$

суммы градусочасов воздуха в летний и зимний периоды равны соответственно:

$$\Omega_{\text{л}}^{\text{в}} = t_0 \tau_{\text{л}} + \frac{A_b \cdot T}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_0}{A_b} \right)^2} = -10 \cdot 2920 + \frac{10 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-10}{20} \right)^2} \approx 19100 \text{ час}$$

$$\text{и } \Omega_3^{\text{в}} = t_0 T - \Omega_{\text{л}}^{\text{в}} = -10 \cdot 8760 - 19100 = -106700 \text{ град·час,}$$

где $T = 8760$ час – длительность года.

По формуле Проскуракова находится теплопроводность снега $\lambda_{\text{сн}} = 0,021 + 1,01 \cdot \rho_{\text{сн}} = 0,273$ Вт/м·К и вычисляется среднезимнее термическое сопротивление снежного покрова на льду $\bar{R}_{\text{сн}} = 0,73$ м²·К/Вт.

При значении $\gamma_{\text{ск}} = 1600 \text{ кг/м}^3$ пористость песка составляет $n = (1 - \gamma_{\text{ск}}/\Delta) = 0,4$, где Δ – удельный вес минеральных частиц грунта (для песка $\Delta = 2650 \text{ кг/м}^3$). Объемная влажность водонасыщенных песчаных отложений равна их пористости $w_{\text{об}} = n$, и, следовательно, объемная теплота фазового перехода в них составляет $Q_{\text{ф}} = w_{\text{об}} \cdot L = 0,4 \cdot 92800 = 37120 \text{ Вт}\cdot\text{час/м}^3$ ($L = 92800 \text{ Вт}\cdot\text{час/м}^3$ – объемная теплота фазовых переходов воды).

Весовая влажность донных отложений равна $w = w_{\text{об}}/\gamma_{\text{ск}} = 0,25$ д.е. = 25%. Тогда для грунтов с указанными объемным весом и влажностью по СНиП 2.02.04-88 находим значения теплопроводности песчаных донных пород в талом и мерзлом состоянии: $\lambda_{\text{т}} = 2,50$ и $\lambda_{\text{м}} = 2,73 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. Теплопроводность льда принимается равной $\lambda_{\text{л}} = 2,32 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

Далее, принимая, что температура воды на мелководье в летнее время близка к таковой воздуха $\Omega_{\text{л}}^{\text{а}} = \Omega_{\text{л}}^{\text{в}}$, по формуле (5.5.3) рассчитывается критическая глубина водоема:

$$\alpha = \frac{\lambda_{\text{т}}}{\lambda_{\text{м}}} = 2,5/2,73 = 0,916; \quad \xi = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{а}}}{Q_{\text{ф}}}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 2,50 \cdot 19100}{37120}} = 1,60 \text{ м};$$

$$d = \bar{R}_{\text{сн}}\lambda_{\text{л}} + \frac{Q_{\text{ф}}}{L\rho_{\text{л}}}\xi = 0,73 \cdot 2,32 + 37120/910/92,8 \cdot 1,6 = 2,40 \text{ м};$$

$$e = \frac{2\lambda_{\text{л}}}{L\rho_{\text{л}}}(\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \alpha \cdot \Omega_{\text{л}}^{\text{а}} + \bar{R}_{\text{сн}}Q_{\text{ф}}\xi) =$$

$$= \frac{2 \cdot 2,32}{910 \cdot 92,8}(-106700 + 0,916 \cdot 19100 + 0,73 \cdot 37120 \cdot 1,6) = -2,51 \text{ м}^2$$

$$H_1 = \sqrt{d^2 - e} - d = \sqrt{2,4^2 - -2,51} - 2,4 = 0,48 \text{ м}.$$

Максимальная мощность льда на глубокой воде в данных природных условиях определяется из уравнения (5.5.4):

$$H_{\text{л}} = \sqrt{(\lambda_{\text{л}}\bar{R}_{\text{сн}})^2 - \frac{2\lambda_{\text{л}}\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{L\rho_{\text{л}}}} - \lambda_{\text{л}}\bar{R}_{\text{сн}} =$$

$$= \sqrt{(2,32 \cdot 0,73)^2 - \frac{2 \cdot 2,32 \cdot (-106700)}{92,8 \cdot 910}} - 2,32 \cdot 0,73 = 1,26 \text{ м}.$$

Таким образом, критическая глубина водоема (или критическая мощность льда в полосе смерзания его с дном) составляет в рассматриваемых условиях $H_1 = 0,48$ м при максимальной мощности сезонного льда $H_{\text{л}} = 1,26$ м. Глубина сезонного оттаивания (промерзания) донных пород в точке экватории с глубиной H_1 равна $\zeta = 1,60$ м при нулевой среднегодовой их температуре.

Можно оценить влияние на формирование температуры пород различных факторов. Так, общее количество тепла, прошедшее через снежный покров в атмосферу за зимний период в точке с критической мощностью водного покрова очевидно равно:

$$B = H_1 L \rho_{\text{л}} + \xi Q_{\text{ф}} = 0,48 \cdot 92,8 \cdot 910 + 1,6 \cdot 37120 = 99760 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2.$$

Тогда отепляющее влияние снега согласно (3.10.5) составит:

$$\Delta t_{\text{сн}} = B \bar{R}_{\text{сн}} / T = 99760 \cdot 0,73 / 8760 = 8,3^\circ\text{С}.$$

Как видим, большие теплообороты в промерзающей системе «вода–грунт» приводят к очень высокому отепляющему влиянию снежного покрова, превышающему 8°C при весьма небольшой мощности снега – всего 0,2 м. Это говорит о том, что расчетные методы, не учитывающие теплообороты в подстилающей толще, для оценки отепляющего влияния снега на льду промерзающего водоема практически неприменимы.

Температурная сдвигка за счет сезонного изменения теплопроводности пород в пределах СТС составляет $\Delta t_\lambda = \Omega_\lambda (\lambda_t / \lambda_m - 1) / T = 19100 \cdot (2,5/2,73 - 1) = -0,19^\circ\text{C}$. Среднегодовая температура в точке с критической мощностью водного покрова меняется от среднегодовой температуры t_B на дневной поверхности (зимой – поверхности снега, летом – поверхности воды) до 0°C на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) пород. Отсюда можно найти и отепляющее влияние формирующегося слоя льда (как зимнего термического сопротивления) на среднегодовую температуру подстилающих пород. Это влияние в данном случае, поскольку среднегодовая температура пород в точке с критической глубиной водоема равна 0°C, найдется из соотношения:

$$t_B + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_\lambda + \Delta t_{\text{л}} = 0,$$

$$\text{откуда } \Delta t_{\text{л}} = -(t_B + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_\lambda) = -(-10,0 + 8,3 + -0,19) = + 1,9^\circ\text{C}.$$

По зависимостям (5.5.6–5.5.9) можно определить изменение среднегодовой температуры и глубин сезонного оттаивания или промерзания пород в пределах полосы смерзания льдов с дном. При использовании формулы (5.5.8) необходимо определение среднегодовой температуры воды (дна) на внешней границе этой полосы (высота y_1 на рис. 5.11). Для простоты считаем, что на мелководных участках зимой под нарастающим льдом температура воды и поверхности дна близка к 0°C. Тогда при известной летней сумме градусочасов воды на мелководье среднегодовая температура воды (дна) здесь будет:

$$\bar{t}_{\text{вд}} = (\Omega_{\text{л}}^{\text{а}} + \Omega_3^{\text{а}}) / T = (19100 + 0) / 8760 = +2,18^\circ\text{C}.$$

Для расчета необходимо также определение геокриологических параметров $t_\zeta(0)$ и $\zeta_{\text{от}}(0)$ на берегу, на урезе воды. Для этого сначала по зависимости (3.10.17) рассчитывается величина годового теплооборота в породах B . Поскольку в субаквальных условиях в связи с большими фазовыми переходами в водонасыщенных донных отложениях затраты тепла на нагревание талых пород в пределах СТС не учитываются (объемная теплоемкость талых пород принимается равной $C_{\text{об.т}} = 0$), а напочвенные покровы на урезе воды отсутствуют, уравнение (3.10.17) заметно упрощается и имеет вид:

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a},$$

$$\text{где } a = 1 + \mu \frac{\bar{R}_{\text{сн}}}{T}, \quad b = \mu \frac{\alpha \cdot \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \Omega_3^{\text{п}}}{T}, \quad c = 2\lambda_t \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} Q_{\text{ф}}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_m C_m \tau_{\text{л}}}.$$

Величина объемной теплоемкости мерзлых пород с учетом принятых выше физических свойств донных песков рассчитывается по зависимости (4.1.6). Так, для пород с влажностью $w = 25\%$, объемным весом скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1600 \text{ кг/м}^3$ при величине удельной теплоемкости минерального скелета $C_{\text{уд}} = 0,23 \text{ Вт}\cdot\text{час/кг}\cdot\text{K}$ и отсутствии незамерзшей воды в песчаных отложениях $w_{\text{н}} = 0$ объемная теплоемкость мерзлых пород будет:

$$\begin{aligned} C_{\text{об.м}} &= C_{\text{уд}} \gamma_{\text{ск}} + 0,58 \frac{(w - w_{\text{н}}) \gamma_{\text{ск}}}{100} + 1,16 \frac{w_{\text{н}} \gamma_{\text{ск}}}{100} = \\ &= 0,23 \cdot 1600 + 0,58 \cdot (25 - 0) \cdot 1600 / 100 + 0 = 600 \text{ ккал/}(\text{м}^3 \cdot \text{град}). \end{aligned}$$

Продолжая расчет, получим величину теплооборота в породах:

$$\begin{aligned}\mu &= 1,8 \cdot \sqrt{2,73 \cdot 600 \cdot 2920} = 3937; \\ a &= 1 + 3937 \cdot 0,73 / 8760 = 1,33; \\ b &= 3937 \cdot (0,916 \cdot 19100 - 106700) / 8760 = -40091; \\ c &= 2 \cdot 2,5 \cdot 19100 \cdot 37120 = 3545 \cdot 10^6; \\ B &= \frac{\sqrt{(-34632,6)^2 + 4 \cdot 1,33 \cdot 2628,16 \cdot 10^6} - (-34632,6)}{2 \cdot 1,33} = 68850 \text{ (Вт}\cdot\text{час) / м}^2.\end{aligned}$$

Далее из (3.10.8) находим величину среднегодовой температуры пород на урезе водоема

$$t_{\xi}(0) = \frac{\alpha \cdot \Omega_{\text{Л}}^{\text{П}} + \Omega_3^{\text{П}}}{T} + B \frac{\bar{R}_{\text{СН}}}{T} = \frac{0,916 \cdot 19100 - 106700}{8760} + 68850 \cdot \frac{0,73}{8760} = -4,43^{\circ}\text{C}.$$

Наконец, из уравнения (3.10.16) можно определить глубину сезонного оттаивания пород на берегу водоема:

$$\xi(0) = 2\lambda_{\text{T}} \left(\frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}{B} - R_{\text{П}}^{\text{Л}} \right) = 2 \cdot 2,5 \left(\frac{19100}{68850} - 0 \right) = 1,38 \text{ м}.$$

Полученные значения среднегодовой температуры пород и мощности СТС позволяют определить аналогичные характеристики в любой точке в пределах мелководья в полосе смерзания льда с дном. На участках акватории с глубинами менее критической величины H_1 развиты многолетнемерзлые породы и для этих участков справедливы зависимости (5.5.6) и (5.5.7). Найдем, например, геокриологические характеристики в точке акватории с глубиной $H = 0,3$ м. Среднегодовая температура донных пород:

$$t_{\xi}(0,3) = t_{\xi}(0)(1 - H/H_1) = -4,43 \cdot (1 - 0,3/0,48) = -1,66^{\circ}\text{C},$$

а глубина их сезонного оттаивания:

$$\xi_{\text{от}}(0,3) = \xi_{\text{от}}(0) + [\xi_{\text{от}}(H_1) - \xi_{\text{от}}(0)] \cdot H/H_1 = 1,38 + (1,6 - 1,38) \cdot 0,3/0,48 = 1,52 \text{ м}.$$

Сходным образом рассчитываются характеристики в зоне развития талых пород в полосе смерзания льда с дном по уравнениям (5.5.8) и (5.5.9). Так, для глубины водоема $H = 1,0$ м среднегодовая температура пород на дне составит:

$$t_{\xi}(1,0) = \bar{t}_{\text{вд}} \frac{H - H_1}{H_{\text{Л}} - H_1} = 2,18 \frac{1,0 - 0,48}{1,26 - 0,48} = +1,45^{\circ}\text{C},$$

а мощность слоя сезонного промерзания донных осадков равна:

$$\xi_{\text{пр}}(1,0) = \xi_{\text{пр}}(H_1) \frac{H_{\text{Л}} - H}{H_{\text{Л}} - H_1} = 1,6 \cdot \frac{1,26 - 1,0}{1,26 - 0,48} = 0,53 \text{ м}.$$

Ход изменения геокриологических параметров в зависимости от глубины водоема (в интервале от 0 до $H_{\text{Л}}$), рассчитанных по формулам (5.5.6–5.5.9), показан на **рис. 5.12**.

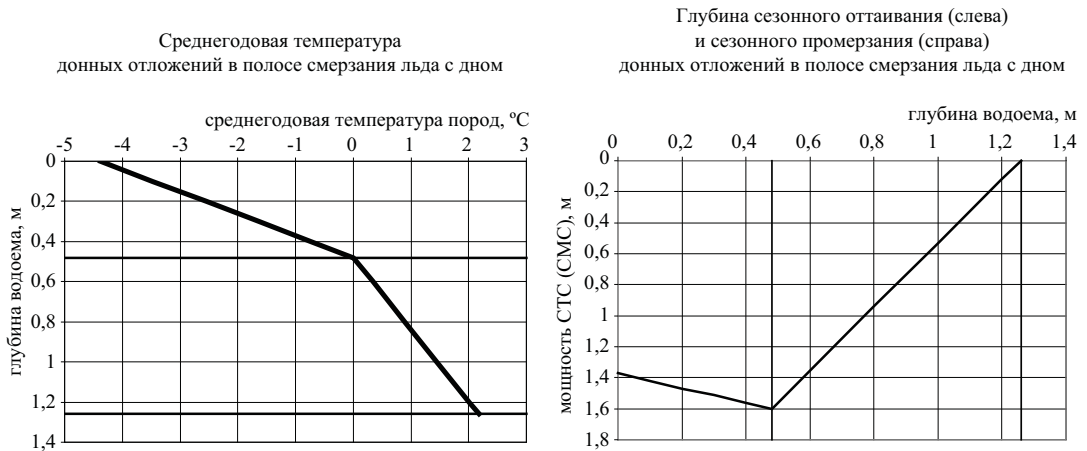


Рис. 5.12. Среднегодовая температура и глубины сезонного оттаивания и промерзания донных отложений в зависимости от мощности водного покрова

Если выполнить те же расчеты для других разновидностей донных пород, критическая глубина водоема будет иметь иное значение. Так, для донных отложений тяжелого суглинистого состава с объемным весом скелета $\gamma_{ск} = 1600 \text{ кг/м}^3$ влажность пород равна $w = 25\%$, а содержание незамерзшей воды $w_{нз} = 8\%$. Следовательно, теплота фазовых переходов в данных породах составит:

$$Q_{\phi} = L \cdot \frac{(w - w_{нз})}{100} \gamma_{ск} = 92,8 \cdot 17 \cdot 1600 / 100 = 25240 \text{ (Вт} \cdot \text{час) / м}^3,$$

а коэффициенты теплопроводности отложений по СНиП 2.02.04-88 составят $\lambda_T = 1,51$ и $\lambda_M = 1,68 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$.

Для указанных значений критическая глубина водоема согласно (5.5.3) будет равна $H_1 = 0,68 \text{ м}$, т.е. на $0,20 \text{ м}$ больше, нежели в предыдущем случае песчаных донных отложений. Таким образом, различие критической глубины водоема при различном составе донных отложений и при прочих равных условиях может быть весьма заметным. Так, в условиях рассмотренной задачи в двух соседних заливах озера с одинаковой глубиной $0,5 \text{ м}$ донные осадки в зависимости от их литологии могут находиться как в многолетнемерзлом, так и в талом состоянии.

Еще большим влияние состава субаквальных отложений может быть при существенных падениях уровней водного объекта в зимнее время (рис. 5.11). Это происходит из-за различия критической мощности ледяного покрова и времени его формирования для различных видов донных осадков. Граница талых и мерзлых донных отложений на акватории проходит в точке смыкания льда критической мощности H_1 с дном. Поскольку эта мощность различается в зависимости от литологии донных осадков, то и время формирования этого льда от начала ледостава будет различным. В случае падения уровня воды разница высот отметок дна с нулевой среднегодовой температурой в породах с различными теплофизическими свойствами будет определяться не только разницей собственно критических мощностей льда, но и падением уровня воды за период времени, соответствующий разнице длительности образования этих слоев льда.

Например, на крупном озере Пясино (Норильский р-н) падение уровня за 7–8 зимних месяцев составляет около 5–6 м – средний за зиму темп падения равен $0,7 \text{ м}$ в месяц. Выполним оценку разницы времени смыкания $\tau_{см}$ льда критической мощности с дном для двух рассмотренных выше типов донных отложений – песчаного и суглинистого состава. Из уравнения

(5.5.4) можно выразить величину суммы градусочасов на дневной поверхности (воздуха), необходимой для промерзания слоя воды с известной критической мощностью H_1 в виде:

$$\Omega_{\text{см}} = -L\rho_{\text{л}} \left(\frac{H_1}{2\lambda_{\text{л}}} + \bar{R}_{\text{сн}} \right) \cdot H_1. \quad (5.5.10)$$

В случае песчаных отложений критическая глубина водоема (или критическая мощность льда) согласно выполненным выше оценкам равна $H_1 = 0,48$ м. Тогда сумма градусочасов воздуха, обеспечивающая промерзание такого слоя воды равна:

$$\Omega_{\text{см}}^{\text{пес}} = -L\rho_{\text{л}} \left(\frac{H_1}{2\lambda_{\text{л}}} + \bar{R}_{\text{сн}} \right) \cdot H_1 = -92,8 \cdot 910 \left(\frac{0,48}{2 \cdot 2,32} + 0,73 \right) \cdot 0,48 = -33783 \text{ град}\cdot\text{час}.$$

Для донных отложений суглинистого состава критическая глубина воды $H_1 = 0,68$ м и сумма градусочасов воздуха до смыкания льда критической мощности с дном будет:

$$\Omega_{\text{см}}^{\text{сугл}} = -92,8 \cdot 910 \left(\frac{0,68}{2 \cdot 2,32} + 0,73 \right) \cdot 0,68 = -50336 \text{ град}\cdot\text{час}.$$

Ход температуры поверхности (воздуха) в зимний период можно достаточно хорошо представить функцией вида:

$$t_{\text{п}}(\tau) = \frac{\pi}{2} \cdot \frac{\Omega_3^{\text{п}}}{\tau_3} \cdot \sin\left(\pi \frac{\tau}{\tau_3}\right)$$

где τ_3 – длительность зимы, час; $\Omega_3^{\text{п}}$ – сумма градусочасов на поверхности за зимний период. Отсюда можно найти величину текущей суммы градусочасов в виде:

$$\Omega(\tau) = \int_0^{\tau} t_{\text{п}}(\tau) d\tau = \frac{\Omega_3^{\text{п}}}{2} \left[1 - \cos\left(\pi \frac{\tau}{\tau_3}\right) \right]. \quad (5.5.11)$$

Далее уже можно определить время от начала ледостава до смыкания с дном льда критической мощности:

$$\tau_{\text{см}} = \frac{\tau_3}{\pi} \cdot \arccos\left(1 - 2 \frac{\Omega_{\text{см}}}{\Omega_3^{\text{п}}}\right). \quad (5.5.12)$$

Полагая период ледостава равным 7,5 месяца – 5475 часов, найдем для песчаных донных отложений время смыкания с дном льда критической мощности:

$$\begin{aligned} H_1 = 0,48 \text{ м } \tau_{\text{см}}^{\text{пес}} &= \frac{\tau_3}{\pi} \cdot \arccos\left(1 - 2 \frac{\Omega_{\text{см}}^{\text{пес}}}{\Omega_3^{\text{п}}}\right) = \frac{5475}{\pi} \cdot \arccos\left(1 - 2 \frac{33783}{106700}\right) = \\ &= 2083 \text{ час} = 2,86 \text{ мес.} \end{aligned}$$

Для донных суглинков с величиной $H_1 = 0,68$ м время смерзания льда критической мощности с дном будет:

$$\tau_{\text{см}}^{\text{сугл}} = \frac{\tau_3}{\pi} \cdot \arccos\left(1 - 2 \frac{\Omega_{\text{см}}^{\text{сугл}}}{\Omega_3^{\text{п}}}\right) = \frac{5475}{\pi} \cdot \arccos\left(1 - 2 \frac{50336}{106700}\right) = 2638 \text{ час} = 3,62 \text{ мес}.$$

Разница времени формирования слоев льда критической мощности для двух разных типов донных отложений составляет, таким образом, $\Delta t_{\text{см}} = 2638 - 2083 = 555$ час = 0,76 мес. За этот период уровень озера понизился примерно на $\Delta y_1 \approx 0,76 \cdot 0,7 = 0,5$ м.

Следовательно, разница альтитуд точек дна водоема, где проходит субаквальная граница многолетнемерзлых и талых пород при различном составе донных отложений, будет складываться из разницы критических мощностей льда $\Delta y_1 = H_1^{\text{сугл}} - H_1^{\text{пес}} = 0,68 - 0,48 = 0,20$ м и величины падения уровня водоема за период времени, соответствующий разнице времени образования этого льда $\Delta y_2 = 0,5$ м. В сумме указанная разница составит 0,7 м.

Конкретная же высота положения указанной субаквальной границы мерзлых пород на водоеме с выраженным уровенным режимом в значительной мере определяется характером зависимости изменения высоты уровня воды во времени – т.е. гидрологическим фактором.

Соленые озера, в особенности при больших концентрациях рассола, могут иметь температурный режим донных отложений, не подчиняющийся указанной выше закономерности. В этом случае донные отложения могут промерзать даже при глубине водоема (H), превышающей толщину льда в открытых водоемах. Исследования показали, что на дне сильноминерализованных озер отрицательная температура рапы может сохраняться зимой и летом. Это объясняется тем, что максимальная плотность рапы наблюдается при температурах от -15 до -20°C . Таким образом, в соленых озерах конвекционные токи летом не развиваются, а теплообмен происходит только путем теплопроводности.

Летом в придонном слое таких озер наблюдалась температура -5°C , а зимой до -20°C . Отсюда ясна роль соленых водоемов в охлаждении донных отложений и образований под ними многолетнемерзлых пород. При этом изменение гидрохимического режима озера может приводить к изменению температурного режима донных отложений. При увеличении солёности воды сезонное промерзание донных отложений может переходить в их сезонное оттаивание и образование многолетнемерзлых толщ и, наоборот, при опреснении водоемов существующая под ними многолетнемерзлая толща может протаивать.

Сезонное промерзание и оттаивание донных отложений и их взаимные переходы могут осуществляться и на мелком морском дне у побережья северных морей. Это возможно вследствие того, что морская вода, которая замерзает при $-1,9^\circ\text{C}$, находясь сама в жидком виде, может заморозить донные отложения, если последние насыщены менее минерализованной влагой.

§ 6. Зависимость температурного режима, глубин сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород от рельефа и экспозиции склонов

Положение участка в рельефе местности во многом определяет температурный режим пород, глубину их оттаивания (промерзания). Многообразность и комплексность природных факторов в зависимости от положения участка в рельефе выражается в следующем.

1. Среднегодовые температуры пород, а следовательно, и глубины сезонного промерзания и оттаивания, изменяются в зависимости от высотных отметок местности. С повышением отметки на 213 м среднегодовая температура породы понижается на $1,0^\circ\text{C}$ и, соответственно, изменяются глубины сезонного промерзания и оттаивания.

2. Изменение высоты не только приводит к изменению среднегодовых температур пород и годовых амплитуд температур на их поверхности, но часто при этом меняются и литологический состав пород и их влажность. Другими словами, с высотой происходит комплексное изменение всех классификационных характеристик типов сезонного промерзания и оттаивания, а также таких факторов, как снежный и растительный покровы. В результате разница среднегодовых температур пород в горах и на уровне моря может достигать $10-20^\circ\text{C}$ и более.

3. Кроме того, на теплообмен и глубины сезонного промерзания и оттаивания влияет экспозиция склонов. При этом важна и крутизна склонов, определяющая угол падения солнечных лучей, и таким образом количество поглощаемой радиации. Это влияние подробно рассмотрено в гл. II.

Расчет влияния крутизны и экспозиции склона на формирование температуры пород
(Пример 18)

На участке исследования склоны сложены глыбово-щебнистым материалом с небольшим (до 20–30%) содержанием супесчаного заполнителя. Полученный в процессе съемки годовой ход радиационного баланса поверхности на склонах различной экспозиции и крутизны приводится в **табл. 5.14**.

Решение.

Так как склоны сложены глыбово-щебнистыми образованиями, можно предположить, что величина испарения с поверхности склонов невелика. При этом можно принять, что коэффициент теплоотдачи с поверхности равен $20,0 \text{ Вт/м}^2\text{K}^1$. Тогда радиационная поправка к температуре поверхности склонов может быть определена из уравнения $\Delta t_R = R/\alpha$. Расчеты следует выполнять так, как это показано в примере 1 в гл. II. Результаты расчетов показали, что радиационная поправка к среднегодовой температуре поверхности пород для различных склонов меняется от +1,2 до $-0,1^\circ\text{C}$ (**табл. 5.15**).

Таблица 5.14

Радиационный баланс (Вт·час)/см ² ·мес) на склонах различной крутизны и экспозиции														
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
Южная	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	-1,9	-3,2	-3,0	-1,9	-0,6	5,9	6,8	4,2	0,0	-2,3	-2,5	0,0
Северная	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	10–20	-2,5												
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

Таблица 5.15

Таблица значений Δt_R		
Экспозиция	Крутизна, град	$\Delta t_R, ^\circ\text{C}$
Южная	10	+1,2
Северная	20	+1,4
Северная	10	0,0
Западная	20	-0,1
Восточная	10–20	+0,9

Разница среднегодовых температур на склонах южной и северной экспозиций объясняется главным образом различием на них летней амплитуды колебаний температуры на поверхности породы. Действительно, зимой при очень малом поступлении лучистой энергии северные и южные склоны охлаждаются почти одинаково. Но, как показывают данные (см. гл. II), летнее нагревание пород на них различно и гораздо сильнее на южных склонах. Уменьшение летних и годовых амплитуд на северных склонах вызывает понижение на них среднегодовых температур пород. Максимальная разница между среднегодовыми температурами пород на склонах северной и южной экспозиций наблюдается при крутизне склонов $15\text{--}20^\circ$ и уменьшается как при дальнейшем увеличении крутизны, так и при ее уменьшении.

В высоких широтах влияние экспозиции склонов на сезонное оттаивание и на температурный режим пород несколько уменьшается, так как там в течение всего летнего дня солнце движется по кругу над горизонтом, обогревая склоны всех экспозиций.

¹ По В.С. Лукьянову, М.Д. Головки (1957).

Изменение среднегодовых температур пород и амплитуд годовых колебаний температуры на поверхности склонов северной и южной экспозиций показано на **рис. 5.13**. Глубины сезонного промерзания пород на склонах северной и южной экспозиций отличаются гораздо меньше, чем глубины сезонного оттаивания на склонах этих же экспозиций.

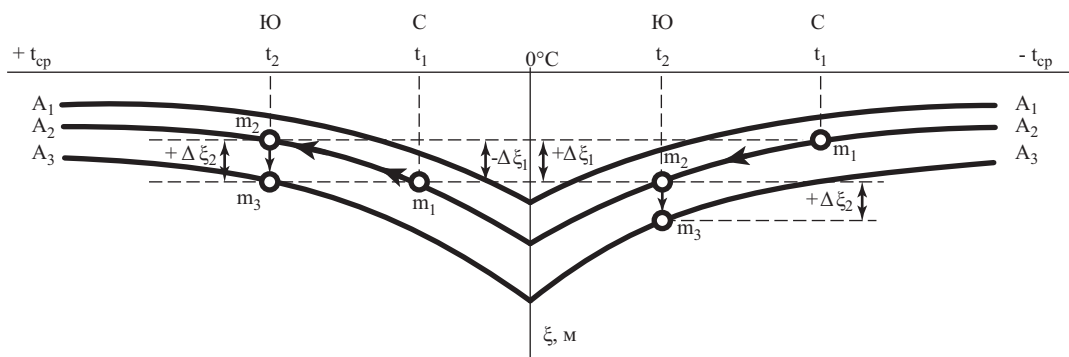


Рис. 5.13. Изменение среднегодовых температур пород и амплитуд среднемесячных температур на склоне северной и южной экспозиций

Посмотрим, как отличаются глубины сезонного промерзания пород при условии, что на склонах южной экспозиции, по сравнению с северной, выше среднегодовая температура пород и больше годовая амплитуда температуры на поверхности.

Пусть при среднегодовой температуре t_1 (**рис. 5.13**, левая часть) и амплитуде A_2 на склоне северной экспозиции (С) глубина сезонного промерзания грунта отмечается точкой m_1 . На склоне южной экспозиции (Ю) среднегодовая температура пород в соответствующих условиях равна t_2 , а глубина сезонного промерзания здесь меньше и отмечается положением точки m_2 . В этом случае глубина промерзания была бы меньше на величину $-\Delta\xi_1$. Но на склоне южной экспозиции, по сравнению с северной, амплитуда температур увеличивается от значения A_2 до значения A_3 , вследствие чего глубина промерзания также увеличивается на $+\Delta\xi_2$ от значения в точке m_2 до значения в точке m_3 . Таким образом, при сезонном промерзании влияние экспозиции склонов на глубину промерзания через изменения среднегодовых температур и амплитуд температур компенсируют друг друга ($\Delta\xi_2 - \Delta\xi_1$). Отсюда следует вывод, что экспозиция склонов слабо влияет на глубину сезонного промерзания пород.

Рассмотрим таким же образом влияние экспозиции склонов на глубину сезонного оттаивания (правая часть **рис. 5.13**). Из рисунка видно, что по сравнению со склоном северной экспозиции (С) со среднегодовой температурой пород t_1 и амплитудой температур A_2 на склоне южной экспозиции (Ю) глубина сезонного оттаивания увеличивается от точки m_1 до точки m_2 за счет повышения среднегодовой температуры и от точки m_2 до точки m_3 за счет увеличения амплитуды. В данном случае оба влияния приводят к увеличению глубины оттаивания ($\Delta\xi_1 + \Delta\xi_2$). Из сравнения обоих случаев видно, что экспозиция склонов на глубину сезонного оттаивания пород влияет сильнее, чем на глубину сезонного их промерзания.

Влияние экспозиции на глубины сезонного промерзания и оттаивания может осложняться и другими факторами, например, неравномерностью распределения снежного покрова. В этом отношении типичен район Воркуты, где влияние экспозиции склонов на температуру почвы очень мало. Происходит это вследствие переотложения снега зимой с южных склонов на северные господствующими здесь зимой южными и юго-западными ветрами. В результате этого влияние экспозиции склонов компенсируется противоположным влиянием снежного покрова и температуры горных пород выравниваются на склонах всех экспозиций.

§ 7. Оценка влияния конвективного теплопереноса в породах сезонно-талого слоя на формирование геокриологических условий

Конвективный перенос тепла в пределах сезонно-оттаивающих пород связан в основном с двумя природными процессами – *инфильтрацией* летних дождевых осадков и внутриверховой *конденсацией* влаги. Последний процесс также считается конвективным, поскольку при этом происходит перенос тепла вместе с паром (в виде скрытой теплоты парообразования) из приповерхностного атмосферного воздуха вглубь пород, где вблизи фронта сезонного оттаивания достигается точка росы для воздуха практически с любой естественной влажностью. На этом уровне и происходит конденсация влаги, сопровождающаяся значительным тепловыделением. Оба этих процесса происходят в относительно грубодисперсных дренированных отложениях и, как правило, реализуются совместно. Основное различие между ними заключается в том, что при инфильтрации дождевых вод тепловое взаимодействие осуществляется на всем пути движения нисходящего потока влаги, а при конденсации скрытое тепло фазового перехода пар – вода и сопутствующее тепловыделение имеют место в наиболее охлажденной зоне вблизи подошвы СТС.

Помимо указанных процессов конвективного теплопереноса некоторую роль в формировании мерзлотной обстановки может играть субгоризонтальный перенос тепла подземными водами в слое сезонного оттаивания пород. Однако эти фильтрационные потоки движутся вдоль криогенного водоупора (подошвы СТС), т.е. параллельно изотермическим поверхностям, а в этих условиях тепловое взаимодействие между подземными водами и породами минимально. Проявление теплового воздействия подземных вод СТС возможно лишь в особых случаях, когда наблюдаются высокие скорости фильтрации в высокопроницаемых породах (подрусловые потоки в аллювиальных отложениях и т.п.). В этих условиях за счет обтекания водой частиц пород несколько возрастает поперечная теплопроводность фильтрующей среды относительно исходных значений (при отсутствии движения воды в порах). Такое увеличение в принципе должно приводить к возрастанию теплопередачи к подошве СТС и способствовать увеличению глубины сезонного оттаивания повышению среднегодовой температуры пород. Однако указанный эффект в естественных природных условиях обычно весьма невелик и его выявление находится за пределами точности геокриологических оценок.

В то же время процессы инфильтрации осадков и конденсации водяных паров в породах СТС в благоприятных природных условиях могут оказывать заметное влияние на формирование температурного поля в породах и геокриологической обстановки в целом. К благоприятным факторам относятся особые климатические условия с наличием теплого дождливого лета. Плоский рельеф и грубодисперсные хорошо проницаемые породы способствуют поглощению практически всех выпадающих в теплый период дождевых осадков. Важным условием для протекания обоих процессов является отсутствие в породах СТС фильтрационных потоков надмерзлотных вод, занимающих значительную часть мощности СТС.

Как эталонный район с сочетанием комплекса природных факторов, максимально благоприятствующих протеканию процессов инфильтрации и конденсации влаги в породах, может рассматриваться регион Южной Якутии. Ниже для этого района выполнена оценка воздействия конвективных процессов переноса тепла на геокриологические характеристики.

Расчеты выполнены с использованием специальных зависимостей, позволяющих определить влияние процессов конвективного привноса тепла при инфильтрации дождевых вод и внутриверховой конденсации водяных паров на сезонное оттаивание пород и оценить влияние этих процессов на формирование их температурного режима (Булдович, 1996, 2001). Получены решения (с учетом существования напочвенных покровов на поверхности пород) для случаев наличия только инфильтрации осадков, только внутриверховой конденсации водяного пара и одновременно двух указанных процессов.

Следует сказать, что тепловыделение за счет конвективных процессов в породах СТС меняет всю цепочку факторов, формирующих геокриологические условия (среднегодовую температуру пород и глубину их сезонного оттаивания) в приповерхностных слоях пород. Так, например, при этом происходит изменение основного – кондуктивного – потока тепла в породах СТС, и механизм указанного изменения следующий. Дополнительное тепловыделение в пределах СТС, происходящее к тому же преимущественно в нижней его части вблизи фронта оттаивания, практически полностью расходуется на увеличение глубины сезонного оттаивания. Однако добавочное оттаивание пород заметно увеличивает мощность СТС и тем самым приводит к уменьшению градиента температуры и, соответственно, уменьшению кондуктивного потока тепла, проходящего через поверхность пород при тех же температурных условиях на ней. Таким образом, добавочный конвективный теплоперенос суммируется не с исходным, а с частично ослабленным кондуктивным потоком. В результате температурное влияние конвективных процессов оказывается не столь значительным. В данном случае налицо проявление всеобщего закона Ле-Шателье, гласящего, что реакция любой сложной системы на внешнее воздействие всегда направлена на противодействие этому воздействию.

Кроме того, тепловое воздействие различных теплоизоляционных напочвенных покровов на геокриологическую обстановку зависит от уровня теплообмена пород с атмосферой, т.е. от величины годового теплооборота. Естественно, дополнительный конвективный привнос тепла в породы увеличивает теплооборот в породах, что приводит к росту температурного воздействия поверхностных покровов. Например, заметно возрастает отепляющее влияние снежного покрова. При этом в случае больших мощностей снежного покрова увеличение его отепляющего влияния на среднегодовую температуру пород в результате добавочного конвективного тепловыделения в подстилающих породах СТС может быть сравнимо или даже превосходить собственно отепляющее влияние конвективного теплопереноса.

Принципиально важно определение температурного вклада конвективных процессов с учетом взаимообусловленности всех факторов природной среды, определяющих геокриологические характеристики. Так, в частности, без учета «привлеченного» отепляющего влияния снега (и других напочвенных покровов) эта оценка будет заниженной.

Итоговое отепляющее влияние конвективного приноса тепла на среднегодовую температуру пород должно определяться как разница между расчетными величинами среднегодовой температуры на подошве СТС: 1) при наличии конвективного теплопереноса и 2) при чисто кондуктивной теплопередаче при всех прочих равных условиях.

Уравнение связи глубины сезонного оттаивания пород ξ со среднегодовой температурой t_{ξ} пород при наличии в породах СТС дополнительного конвективного тепловыделения выглядит следующим образом:

$$t_{\xi} = \frac{\xi_{\text{КВ}}}{\mu} \left[Q_{\Phi} + \beta - V \cdot \left(1 + \beta \frac{R_{\Pi}^{\Pi}}{\Omega_{\Pi}^{\Pi}} \xi_{\text{КВ}} \right) \right]. \quad (5.7.1)$$

Выражения для функции V при разных расчетных схемах приведены ниже:

$$j = \frac{C_{\text{В}} h_{\text{и}}}{\lambda_{\text{г}} \tau_{\text{л}}}, \quad d = \exp(j \cdot s), \quad S = \lambda_{\text{г}} R_{\Pi}^{\Pi}, \quad \beta = \frac{\Omega_{\Pi}^{\Pi} C_{\text{г}}}{2 \tau_{\text{л}}}, \quad m = \frac{\lambda_{\text{г}} \Omega_{\Pi}^{\Pi}}{L_{\Pi} h_{\text{к}}}, \quad n = \frac{1}{1 + j \cdot m},$$

$$\mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{М}} C_{\text{М}} \tau_{\text{л}}}.$$

1. Инфильтрация дождевых вод при отсутствии конденсации водяных паров в породах ($h_n > 0; h_k = 0$)	$V_1 = \frac{j \cdot \lambda_t \Omega_n^{\text{II}}}{\xi_{\text{KB}} - \frac{1 - \exp(-j \cdot \xi_{\text{KB}})}{j \cdot d}} \quad (5.7.2)$	
2. Конденсация водяных паров в порах при отсутствии летних осадков ($h_n = 0; h_k > 0$)	$V_2 = \frac{L_{\text{II}} h_k}{\xi_{\text{KB}} - m \cdot \ln \left(1 + \frac{\xi_{\text{KB}}}{m + s} \right)} \quad (5.7.3)$	
3. Совместное влияние конденсации водяных паров и инфильтрации атмосферных осадков ($h_n > 0; h_k > 0$)	$V_3 = \frac{L_{\text{II}} h_k}{\xi_{\text{KB}} - m \cdot n \cdot \ln \left(\frac{d \cdot \exp(j \cdot \xi_{\text{KB}}) - n}{d - n} \right)} \quad (5.7.4)$	

В формулах (5.7.1–5.7.4): h_n – слой осадков, просачивающихся в летнее время в породы; h_k – слой воды, сконденсировавшейся за период оттаивания воды; τ_l – длительность теплого периода; λ_t, λ_m – теплопроводность талых и мерзлых пород; C_b, C_t и C_m – объемные теплоемкости соответственно воды, талых и мерзлых пород; L_{II} – теплота парообразования, равная при 0°C примерно 700 000 Вт·час/м³; Ω_n^{II} – сумма летних градусочасов на поверхности покрова; ξ_{KB} – глубина оттаивания пород за летний период при наличии конвективной составляющей теплопереноса; Q_{Φ} – теплота фазовых переходов; $R_{\text{II}}^{\text{II}}$ – термическое сопротивление напочвенного покрова в летний период; t_{ξ} – среднегодовая температура пород на подошве слоя сезонного оттаивания; τ_l – длительность летнего периода.

В случае полного отсутствия конвективного теплообмена для нахождения геокриологических характеристик ξ и t_{ξ} применяется, как и в предыдущих примерах, система уравнений (3.10.8), (3.10.16) и (3.10.17), рассмотренная в §10 гл. III. Совместное решение этой системы позволяет, в частности, исключить из расчета величину теплопроводности талых пород λ_t и получить следующую важную зависимость (3.10.57):

$$t_{\xi} = \frac{\Omega_3^{\text{II}} + \xi_{\text{KB}} \left[R_1 Q_{\Phi} + \beta \cdot \left(R_1 + R_{\text{II}}^{\text{II}} \frac{\Omega_3^{\text{II}}}{\Omega_{\text{II}}^{\text{II}}} \right) \right]}{T \left(1 + \beta \frac{R_{\text{II}}^{\text{II}}}{\Omega_{\text{II}}^{\text{II}}} \xi_{\text{KB}} \right) + R_1 \mu}, \quad R_1 = \bar{R}_{\text{CH}} + R_{\text{II}}^3 + \frac{\xi_{\text{KB}}}{2\lambda_m}, \quad (5.7.5)$$

где Ω_3^{II} – сумма зимних градусочасов на поверхности снега; $R_{\text{II}}^3, \bar{R}_{\text{CH}}$ – термические сопротивления соответственно зимнего напочвенного покрова и снега; T – длительность года, остальные обозначения прежние (см. 3.10.57).

Это уравнение, из которого исключена величина теплопроводности талых пород в пределах СТС, показывает связь среднегодовой температуры пород и конечной глубины их сезонного оттаивания вне зависимости от природы процессов переноса тепла в СТС в летний период. Т.е. если в данных природных условиях тепловые процессы в оттаивающих породах приводят к формированию СТС данной мощности, то баланс летних и зимних теплооборотов (главное условие существования периодически установившегося теплового режима) соблюдается только при среднегодовой температуре пород, определяемой из соотношения (5.7.5).

Для совместного решения уравнений (5.7.1) и (5.7.5) задаются различные значения глубины сезонного оттаивания пород при наличии процессов конвективного тепловыделения ξ_{KB}

до совпадения величины среднегодовой температуры t_{ξ} в левых частях обоих уравнений – это значение и будет соответствовать среднегодовой температуре мерзлых пород. При этом в уравнение (5.7.1) подставляется функция V , соответствующая конкретным процессам конвективного тепловыделения (зависимости (5.7.2–5.7.4).

Далее, используя найденные в процессе подбора величины ξ_{KB} и t_{ξ} , в соответствии с уравнением (3.10.12) вычисляется годовой теплооборот в породах, формирующихся в условиях дополнительного конвективного тепловыделения:

$$B_{\text{KB}} = \frac{[(Q_{\phi} + \beta)\xi_{\text{KB}} - t_{\xi}\mu]}{\left(1 + \frac{R_{\text{II}}^{\text{II}}}{\Omega_{\text{II}}^{\text{II}}} \beta \xi_{\text{KB}}\right)}. \quad (5.7.6)$$

С учетом величин ξ_{KB} и B_{KB} из зависимости (3.10.16) может быть получено выражение для нахождения эффективного значения коэффициента теплопроводности оттаивающих пород с учетом конвективного теплопереноса:

$$\lambda_{\text{эф}} = \xi_{\text{KB}} / [2(\Omega_{\text{II}}^{\text{II}} / B_{\text{KB}} - R_{\text{II}}^{\text{II}})]. \quad (5.7.7)$$

При замене параметра $\lambda_{\text{т}}$ на $\lambda_{\text{эф}}$ в уравнении (3.10.7) определяется температурная сдвигка в пределах СТС в условиях конвективного тепловыделения в породах $\Delta t_{\lambda}^{\text{KB}}$:

$$\Delta t_{\lambda}^{\text{KB}} = \frac{(\Omega_{\text{II}}^{\text{II}} - B_{\text{KB}} R_{\text{II}}^{\text{II}})}{T} \left(\frac{\lambda_{\text{эф}}}{\lambda_{\text{M}}} - 1 \right). \quad (5.7.8)$$

Наконец, через величину теплооборота B_{KB} в соответствии с уравнениями (3.10.5) находится температурное воздействие летних и зимних напочвенных покровов и снега при наличии конвективного приноса тепла:

$$\Delta t_{\text{II}}^{\text{II}} = -\frac{R_{\text{II}}^{\text{II}} B_{\text{KB}}}{T}, \quad \Delta t_{\text{II}}^{\text{III}} = \frac{R_{\text{II}}^{\text{III}} B_{\text{KB}}}{T}, \quad \Delta t_{\text{CH}} = \frac{\bar{R}_{\text{CH}} B_{\text{KB}}}{T}. \quad (5.7.9)$$

Полученные значения геокриологических характеристик сравниваются с таковыми в случае только кондуктивного теплообмена при отсутствии всякого дополнительного тепловыделения в породах. Расчет значений глубины СТС ξ , среднегодовой температуры пород t_{ξ} и величины теплооборота B в этом случае осуществляется по формулам (3.10.8), (3.10.16) и (3.10.17).

Оценка влияния конвективного теплопереноса и тепловыделения в породах для природных условий Чульманской впадины (Пример 19)

Для количественной оценки процессов конвективного переноса тепла на формирование геокриологических условий выбран район, где природные условия максимально благоприятны для протекания процессов инфильтрации теплых дождей и конденсации водяных паров в грубодисперсных отложениях элювиального чехла. Теплое и влажное лето обеспечивает высокое теплосодержание летних осадков, высокие градиенты температур в породах СТС при высоких влажностях воздуха способствуют миграции водяного пара вглубь пород. Кроме того, важно, что в данном районе в течение ряда лет проводились исследования процессов конденсации водяных паров в породах (Булдович и др., 1978). В результате этих исследований было установлено, что общая величина конденсации водяных паров в пустотах пород СТС за весь летний период в данных природных условиях составляет порядка 20 мм.

Таблица 5.16

Среднемесячные температуры воздуха (t_v , °C) и суммы летних месячных осадков (h_{oc} , мм) по м/с Чульман. (Южная Якутия, 1975)

	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
t_v	-36,6	-31,0	-20,2	-7,1	3,6	12,2	15,9	12,4	4,4	-7,7	-24,2	-34,2	-9,4
h_{oc}					47,7	65,6	105,8	84,8	67,8				

Данные по температурному режиму воздуха и количеству летних осадков приведены в **табл. 5.16**. С учетом ориентировочного характера оценок в первом приближении принимается равенство температур воздуха и поверхности покровов. Тогда суммы летних и зимних градусочасов поверхности составляют, согласно данным таблицы, соответственно $\Omega_{л}^n = 35400$ и $\Omega_{з}^n = -117530$ град·час, продолжительность лета $\tau_{л} = 3650$ час (5 месяцев).

Считая, что на плоских водоразделах все выпадающие осадки просачиваются в породы, принимается величина летней инфильтрации осадков $h_{и} = 372$ мм = 0,372 м. Температура осадков принимается равной температуре воздуха, тогда при среднелетней температуре осадков $\bar{t}_{л} = 9,7^\circ\text{C}$ теплосодержание инфильтрационных вод относительно 0°C составляет $q_{инф} = C_{в} \bar{t}_{л} h_{и} = 1160 \cdot 9,7 \cdot 0,372 = 4190$ Вт·час/м².

По данным конденсационных установок средняя величина слоя воды, конденсирующаяся в пределах СТС за весь летний период, составляет около $h_{к} = 20$ мм. Это соответствует величине конденсационного тепловыделения в породах СТС $q_{к} = L_{п} h_{к} = 700000 \cdot 0,02 = 14000$ Вт·час/м².

Для щебенисто-песчаных элювиальных дренированных отложений приняты следующие теплофизические характеристики: $\lambda_{т} = 1,16$ и $\lambda_{м} = 1,28$ ккал/(м·час·град); $C_{т} = 520$ и $C_{м} = 400$ Вт·час/м³К; $Q_{ф} = 14850$ Вт·час/м³.

Термическое сопротивление ягельного напочвенного покрова мощностью 0,06 м составляет в летний и зимний периоды соответственно $R_{п}^n = 0,26$ и $R_{п}^z = 0,17$ м²·К/Вт, среднее за зимний период термическое сопротивление снежного покрова при средней высоте 0,4 м принимается равным $R_{сн} = 1,38$ м²·К/Вт.

С учетом довольно сложного характера зависимостей (5.7.1–5.7.5), расчеты рекомендуется выполнять с помощью программ компьютерной математики, например Maple и подобных. Тем не менее ниже в порядке примера показан путь решения указанной задачи при наличии только обычного калькулятора.

Рассмотрим наиболее сложный случай – наличие одновременно инфильтрации дождевых осадков ($h_{и} > 0$) и конденсационного тепловыделения ($h_{к} > 0$) в пустотном пространстве пород в пределах СТС. Для этого, задаваясь некоторым значением глубины сезонного оттаивания при наличии дополнительного конвективного теплопереноса $\zeta_{кв}^z$, мы должны добиться совпадения величины среднегодовой температуры пород t_{ζ} в уравнениях (5.7.1) и (5.7.5). В уравнении (5.7.1) для рассматриваемой ситуации следует использовать функцию $V = V_3$ из уравнения (5.7.4).

Примем величину $\zeta_{кв}^z = 2,0$ м и рассчитаем значение t_{ζ} из (5.7.1). Вначале определяется ряд вспомогательных параметров:

$$j = \frac{C_{в} h_{и}}{\lambda_{т} \tau_{л}} = 1160 \cdot 0,372 / 1,16 / 3650 = 0,1019 \text{ м}^{-1}; S = \lambda_{т} R_{п}^n = 1,16 \cdot 0,26 = 0,3 \text{ м};$$

$$d = \exp(j \cdot s) = \exp(0,1019 \cdot 0,3) = 1,031; \beta = \frac{\Omega_{л}^n C_{т}}{2 \tau_{л}} = \frac{35400 \cdot 520}{2 \cdot 3650} = 2522;$$

$$m = \frac{\lambda_{т} \Omega_{л}^n}{L_{п} h_{к}} = \frac{1,16 \cdot 35400}{700000 \cdot 0,02} = 2,95 \text{ м}; n = \frac{1}{1 + j \cdot m} = \frac{1}{1 + 0,102 \cdot 2,95} = 0,769;$$

$$\mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{м} C_{м} \tau_{л}} = 1,8 \cdot \sqrt{1,28 \cdot 400 \cdot 3650} = 2461.$$

Далее по (5.7.4) рассчитываем:

$$V = V_3 = \frac{L_{II} h_K}{\xi_{KB} - m \cdot n \cdot \ln\left(\frac{d \cdot \exp(j \cdot \xi_{KB}) - n}{d - n}\right)} =$$

$$= \frac{700000 \cdot 0,02}{2 - 2,95 \cdot 0,769 \cdot \ln\left(\frac{1,031 \cdot \exp(0,1019 \cdot 2) - 0,769}{1,031 - 0,769}\right)} = 25016 \text{ (Вт·час)/м}^3.$$

Подставив эту величину в (5.7.1), находим первое значение среднегодовой температуры пород при величине $\xi_{KB} = 2,0$ м:

$$t_{\xi 1}(2,0) = \frac{\xi_{KB}}{\mu} \left[Q_{\Phi} + \beta - V \cdot \left(1 + \beta \frac{R_{II}^{\Pi}}{\Omega_{II}^{\Pi}} \xi_{KB} \right) \right] =$$

$$= \frac{2}{2461} \left[14850 + 2522 - 25016 \cdot \left(1 + 2522 \cdot \frac{0,26}{35400} \cdot 2 \right) \right] = -6,92^{\circ}\text{C}.$$

Теперь необходимо рассчитать второе значение среднегодовой температуры пород при мощности СТС 2,0 м по уравнению (5.7.5):

$$R_1 = \bar{R}_{сн} + R_{II}^3 + \frac{\xi_{KB}}{2\lambda_M} = 1,38 + 0,17 + \frac{2}{2 \cdot 1,28} = 2,331 \text{ м}^2\text{К/Вт};$$

$$t_{\xi 2}(2,0) = \frac{\Omega_3^{\Pi} + \xi_{KB} \left[R_1 Q_{\Phi} + \beta \cdot \left(R_1 + R_{II}^{\Pi} \frac{\Omega_3^{\Pi}}{\Omega_{II}^{\Pi}} \right) \right]}{T \left(1 + \beta \frac{R_{II}^{\Pi}}{\Omega_{II}^{\Pi}} \xi_{KB} \right) + R_1 \mu} =$$

$$= \frac{-117530 + 2 \cdot \left[2,331 \cdot 14850 + 2522 \cdot \left(2,331 + \frac{-117530}{35400} \cdot 0,26 \right) \right]}{8760 \cdot \left(1 + 2522 \cdot \frac{0,26}{35400} \cdot 2 \right) + 2,331 \cdot 2461} = -2,74^{\circ}\text{C}.$$

Как видим, значения t_{ξ} рассчитанные по (5.7.1) и (5.7.5), существенно различаются. Поэтому принимаем второе приближение величины $\xi_{KB} = 2,5$ м и повторяем расчет:

$$V = \frac{700000 \cdot 0,02}{2,5 - 2,95 \cdot 0,769 \cdot \ln\left(\frac{1,031 \cdot \exp(0,1019 \cdot 2,5) - 0,769}{1,031 - 0,769}\right)} = 18025 \text{ (Вт·час)/м}^3,$$

а температура пород из (5.7.1) составит:

$$t_{\xi 1}(3,0) = \frac{2,5}{2461} \left[14850 + 2522 - 18025 \cdot \left(1 + 2522 \cdot \frac{0,26}{35400} \cdot 2,5 \right) \right] = -1,48^{\circ}\text{C}.$$

Проведем расчет среднегодовой температуры пород по уравнению (5.7.5):

$$R_1 = 1,38 + 0,17 + \frac{2,5}{2 \cdot 1,28} = 2,5266 \text{ м}^2\text{К/Вт};$$

$$t_{\xi_2}(3,0) = \frac{-117530 + 2,5 \cdot \left[2,5266 \cdot 14850 + 2522 \cdot \left(2,5266 + \frac{-117530}{35400} \cdot 0,26 \right) \right]}{8760 \cdot \left(1 + 2522 \cdot \frac{0,26}{35400} \cdot 2,5 \right) + 2,5266 \cdot 2461} = -0,84^\circ\text{C}.$$

Во втором приближении разница значений температуры пород, вычисленных по уравнениям (5.7.1) и (5.7.5), сократилась, следовательно подбор идет в правильном направлении и для достижения равенства температур следует еще увеличить значение глубины сезонного оттаивания. При $\xi_{\text{кв}} = 2,60$ м величины среднегодовой температуры пород из зависимостей (5.7.1) и (5.7.5) сравниваются: $t_{\xi_1}(2,60) = t_{\xi_2}(2,60) = -0,45^\circ\text{C}$ (рис. 5.14).

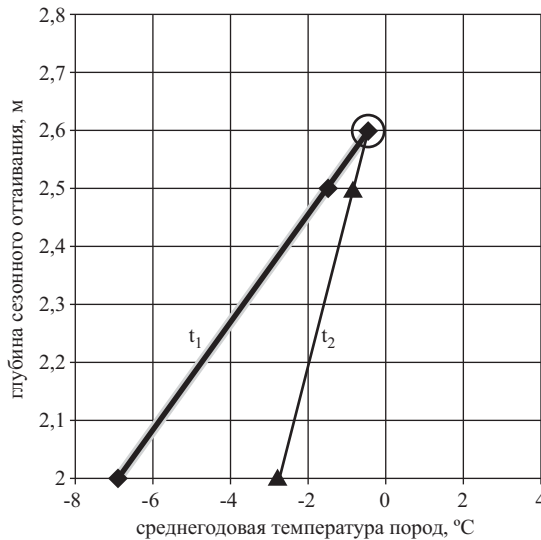


Рис. 5.14. Подбор значений геокриологических характеристик при наличии конвективного переноса тепла в породах СТС. Температура пород t_1 вычисляется по уравнению (5.7.1), температура t_2 – по зависимости (5.7.5)

Таким образом, определены две основные геокриологические характеристики при наличии в породах СТС нисходящего конвективного переноса тепла: глубина сезонного оттаивания $\xi_{\text{кв}} = 2,60$ м и среднегодовая температура пород $t_{\xi} = -0,45^\circ\text{C}$.

Для исследования особенностей теплообмена в породах и температурных эффектов различных факторов необходимо определить величину годового теплооборота в породах при наличии конвективного переноса тепла из уравнения (5.7.6):

$$B_{\text{кв}} = \frac{[(Q_{\phi} + \beta)\xi_{\text{кв}} - t_{\xi}\mu]}{\left(1 + \frac{R_{\Pi}^{\text{л}}}{\Omega_{\Pi}^{\text{л}}} \beta \xi_{\text{кв}} \right)} = \frac{[(14850 + 2522) \cdot 2,60 - (-0,45) \cdot 2461]}{\left(1 + \frac{0,26}{35400} \cdot 2522 \cdot 2,60 \right)} = 44170 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2.$$

Теперь можно определить влияние покровов на поверхности пород на их среднегодовую температуру из уравнений (3.10.5). Отопляющее влияние снежного покрова составит:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \frac{\bar{R}_{\text{сн}} B_{\text{кв}}}{T} = \frac{1,38 \cdot 44170}{8760} = +7,0^{\circ}\text{C},$$

а температурное воздействие зимнего и летнего напочвенных растительных покровов будет соответственно:

$$\Delta t_{\text{п}}^3 = \frac{R_{\text{п}}^3 B_{\text{кв}}}{T} = \frac{0,17 \cdot 44170}{8760} = +0,87^{\circ}\text{C} \text{ и } \Delta t_{\text{п}}^{\text{л}} = -\frac{R_{\text{п}}^{\text{л}} B_{\text{кв}}}{T} = -\frac{0,26 \cdot 44170}{8760} = -1,30^{\circ}\text{C}.$$

Суммарное воздействие растительного покрова является охлаждающим и равно $\Delta t_{\text{п}} = 0,87 - 1,30 = -0,43^{\circ}\text{C}$.

Из выражения (5.7.7) можно найти эффективное значение теплопроводности талых пород СТС в условиях дополнительного конвективного переноса тепла:

$$\lambda_{\text{эф}} = \xi_{\text{кв}} / [2(\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} / B_{\text{кв}} - R_{\text{п}}^{\text{л}})] = 2,60 / [2(35400 / 44170 - 0,26)] = 2,4 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)},$$

т.е. ее значение вдвое превышает исходную теплопроводность талых пород СТС.

Наконец, из (5.7.8) определим величину температурной сдвигки в пределах СТС, формирующейся из-за различия теплопроводности мерзлых пород и эффективной теплопроводности талых пород в слое сезонного оттаивания:

$$\Delta t_{\lambda}^{\text{кв}} = \frac{(\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} - B_{\text{кв}} R_{\text{п}}^{\text{л}})}{T} (\lambda_{\text{эф}} - 1) = \frac{(35400 - 44170 \cdot 0,26)}{8760} \left(\frac{2,4}{1,28} - 1 \right) = +2,4^{\circ}\text{C}.$$

Все результаты выполненных выше расчетов геокриологических характеристик при наличии конвективного теплопереноса и совместного действия процессов инфильтрации летних дождевых вод и подземной конденсации водяных паров приведены в **табл. 5.17**. Там же приведены результаты аналогичных оценок для случаев действия только инфильтрации осадков ($h_{\text{н}} > 0, h_{\text{к}} = 0$) и наличия только процессов конденсации водяных паров в порах ($h_{\text{н}} = 0, h_{\text{к}} > 0$). Последние два случая имеют больше теоретический интерес, поскольку, как уже говорилось, инфильтрация и конденсация имеют высокую интенсивность в сходных природных условиях и реализуются, как правило, совместно.

Для определения общего влияния процессов конвективного переноса тепла на геокриологическую обстановку необходимо сравнение полученных характеристик с характеристиками при полном отсутствии конвективных процессов. Такая оценка осуществляется по системе уравнений (3.10.8, 3.10.16 и 3.10.17).

В первую очередь находится величина годового теплооборота по уравнению (3.10.17):

$$B = \frac{\sqrt{b^2 + 4ac} - b}{2a}, \quad a = 1 + \mu \cdot \frac{\rho}{T} - 2S\beta \frac{R_{\text{п}}^{\text{л}}}{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}, \quad b = \mu \cdot t^0 + 2S(Q_{\text{ф}} + 2\beta),$$

$$c = 2\lambda_{\text{т}} \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} (Q_{\text{ф}} + \beta), \quad \rho = \bar{R}_{\text{сн}} + R_{\text{п}}^3 - \alpha \cdot R_{\text{п}}^{\text{л}}, \quad \beta = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{п}} C_{\text{т}}}{2\tau_{\text{л}}}, \quad S = \lambda_{\text{т}} R_{\text{п}}^{\text{л}}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{м}} C_{\text{м}} \tau_{\text{л}}},$$

$$t^0 = \frac{\alpha \cdot \Omega_{\text{л}}^{\text{п}} + \Omega_{\text{з}}^{\text{п}}}{T}, \quad \alpha = \frac{\lambda_{\text{т}}}{\lambda_{\text{м}}},$$

где все обозначения прежние. Сначала определяются вспомогательные параметры:

$$\alpha = \frac{1,16}{1,28} = 0,9063; \quad \rho = 1,38 + 0,17 - 0,9063 \cdot 0,26 = 1,314;$$

$$t^0 = \frac{0,9063 \cdot 35400 - 117530}{8760} = -9,75^\circ\text{C},$$

параметры β , μ и S уже определены выше.

Далее рассчитываются величины:

$$a = 1 + 2461 \cdot \frac{1,314}{8760} - 2 \cdot 0,30 \cdot 2522 \cdot \frac{0,26}{35400} = 1,358;$$

$$b = 2461 \cdot (-9,75) + 2 \cdot 0,3 \cdot (14850 + 2 \cdot 2522) = -12003;$$

$$c = 2 \cdot 1,16 \cdot 35400(14850 + 2522) = 14,267 \cdot 10^8$$

и вычисляется величина годового теплооборота в породах:

$$B = \frac{\sqrt{12003^2 + 4 \cdot 1,358 \cdot 14,267 \cdot 10^8} + 12003}{2 \cdot 1,358} = 37130 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2.$$

Затем из выражений (3.10.8) и (3.10.16) находятся среднегодовая температура пород и мощность слоя сезонного оттаивания:

$$t_\xi = t^0 + B \cdot \frac{\rho}{T} = -9,75 + 37130 \cdot \frac{1,314}{8760} = -4,18^\circ\text{C и}$$

$$\xi = 2\lambda_T \left(\frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{II}}}{B} - R_{\text{II}}^{\text{II}} \right) = 2 \cdot 1,16 \left(\frac{35400}{37130} - 0,26 \right) = 1,61 \text{ м.}$$

Далее, так же как и выше, определяются значения температурного воздействия снега $\Delta t_{\text{сн}}$, растительного покрова $\Delta t_{\text{п}}$ и температурная сдвигка Δt_λ (табл. 5.17).

Итак, в соответствующих графах **таблицы** 5.17 показаны значения геокриологических характеристик и их приращений в результате конвективного тепловыделения в породах относительно характеристик при чисто кондуктивной теплопередаче в породах. Расчеты выполнены для случаев действия только инфильтрации осадков, только конденсации водяных паров в пустотах пород и при совместном протекании процессов инфильтрации осадков и конденсации водяных паров.

Полученные данные позволяют делать следующие выводы. Во-первых, величина отепляющего влияния инфильтрации летних дождей в реальных условиях оказывается весьма небольшой – всего $0,4^\circ\text{C}$. Учитывая, что на территории криолитозоны природные условия Чульманской впадины практически идеальны для конвективного прогрева пород инфильтрационными водами, можно, видимо, считать влияние данного фактора природной среды на формирование геокриологических условий несущественным.

Во-вторых, отепляющее влияние конденсации водяных паров в породах оказывается весьма существенным и может превышать $3\text{--}3,5^\circ\text{C}$. Правда, в эту величину входит и «привлеченное» отепляющее влияние снежного покрова, составляющее при данном термическом сопротивлении (относительно небольшом) около трети от общего повышения среднегодовой температуры пород.

Таблица 5.17

Расчет влияния процессов инфильтрации осадков и конденсации водяных паров в породах СТС на геокриологические характеристики

Расчетные характеристики	Кондуктивный перенос тепла ($h_u = 0, h_k = 0$)	Инфильтрация ($h_u > 0, h_k = 0$)		Конденсация ($h_u = 0, h_k > 0$)		Инфильтрация и конденсация ($h_u > 0, h_k > 0$)	
			Приращение значений		Приращение значений		Приращение значений
Среднегодовая температура пород на подошве СТС t_{ξ} , °С	-4,18	-3,80	+0,38	-1,08	+3,10	-0,45	+3,73
Глубина сезонного оттаивания пород ξ , м	1,61	1,72	+0,11	2,44	+0,83	2,60	+0,99
Теплооборот в породах B , (Вт·час)/м ²	37130	37943	+813	43145	+6015	44225	+7095
Отепляющее влияние снежного покрова $\Delta t_{\text{сн}}$, °С	5,85	5,98	+0,13	6,79	+0,94	7,00	+1,15
Температурное воздействие напочвенного покрова $\Delta t_{\text{покр}}$, °С	-0,38	-0,39	-0,01	-0,44	-0,06	-0,45	-0,07
Эффективная теплопроводность талых пород в СТС за счет конвективного переноса тепла $\lambda_{\text{эф}}$, Вт/(м·К)	1,16	1,27	0,11 (10%)	2,18	1,02 (87%)	2,4	1,24 (107%)
Температурная сдвигка в пределах СТС, $\Delta t_{\text{д}}$, °С	-0,27	-0,01	+0,26	1,94	+2,21	2,41	+2,68

Рассмотрим подробнее структуру изменения различных факторов при конвективном тепловыделении для случая одновременного воздействия инфильтрации и конденсации.

Суммарное повышение среднегодовой температуры составило в рассматриваемой природной обстановке 3,73°С, глубина сезонного оттаивания достигла 2,60 м, т.е. приращение мощности СТС составило 1,0 м. Годовой теплооборот в породах увеличился на 7100 Вт·час/м², что несколько меньше половины всего дополнительного тепла, привнесенного в породы этими процессами ($q_{\text{инф}} + q_{\text{к}} = 4190 + 14000 = 15610$ Вт·час/м²). Это связано с сокращением кондуктивного теплопотока через поверхность в результате значительного увеличения глубины сезонного оттаивания.

Отепляющее влияние снега выросло на 1,15°С (с 5,85 до 7,0°С) вследствие увеличения теплооборота в результате действия конвективной составляющей переноса тепла. Влияние растительного покрова на температуру пород изменилось незначительно (охлаждающий эффект увеличился на -0,07°С).

Эффективная теплопроводность пород в летний период, связанная с конвективными тепловыми процессами, оказалась равной $\lambda_{\text{эф}} = 2,4$ Вт/м·К, т.е. относительное увеличение теплопроводности составило 107%. И, наконец, температурная сдвигка за счет сезонных изменений теплопроводности пород в пределах СТС изменилась с -0,27 до 2,41°С, приращение этой величины составило 2,7°С. Именно это значение и характеризует температурный эффект собственно конвективного тепловыделения в разрезе пород СТС.

Значительную роль в формировании среднегодовых температур пористых пород могут играть конвективные токи воздуха. В пористых почвах и грунтах, по-видимому, постоянно происходит обмен газов с атмосферой, вызываемый колебаниями давлений и температур воздуха у поверхности почвы.

Если скважность пород велика, то такой газообмен может достигать большой интенсивности. Процесс при этом идет следующим образом: холодный (тяжелый) атмосферный воздух

вытесняет более теплый и легкий воздух из полостей пород и охлаждает последние. Сам он при этом несколько нагревается и вновь вытесняется более холодным воздухом. Такого рода зимняя вентиляция очень заметна в системах шахт и штолен и действует в скважистых породах, интенсивно охлаждая последние на значительную глубину.

Кроме того, нередко отдельные объемы воздуха защемляются в трещинах и порах пород и уплотняются давлением подземных вод. При выходе на поверхность температура этих масс резко понижается вследствие их адиабатического расширения. В районе Алдана, например, летом при температуре воздуха на поверхности около 20°C наблюдались токи холодного воздуха из щелей и трещин в породах с температурой около -11, -14°C (Эпштейн, 1964).

Таким образом, в пористых и трещиноватых породах могут происходить, комбинируясь или раздельно, летние инфильтрационные нагревания и зимние конвекционные охлаждения. Эти влияния могут значительно изменять средние температуры пород и глубины их сезонного промерзания и оттаивания.

§ 8. Анализ суммарного влияния основных природных факторов на температурный режим и глубину сезонного оттаивания (промерзания) горных пород

Влияние различных факторов на формирование температурного режима пород и их сезонное промерзание и оттаивание и другие мерзлотные характеристики проявляются по-разному в различных геологических и географических условиях. В частности, в этом вопросе большое значение имеют состав пород и годовые теплообороты. Состав пород относится к региональным факторам, а теплообороты подчиняются географической широтной зональности и высотной поясности.

Как известно, в направлении с юга на север в области сезонного промерзания пород годовые теплообороты почвы увеличиваются с понижением среднегодовой температуры пород за счет увеличения глубины промерзания. У южной границы области вечной мерзлоты, где глубины сезонного промерзания и оттаивания достигают своего максимума, теплообороты в почве имеют наибольшее значение. Далее в области распространения многолетнемерзлых пород от южной границы к северу среднегодовые температуры понижаются, уменьшается глубина сезонного оттаивания и уменьшаются годовые теплообороты в почве и грунтах.

В соответствии с характером изменения теплооборотов следует рассматривать влияние различных факторов на формирование мерзлотных условий в зависимости от географической широтной зональности и высотной поясности. Рассмотрим в этом плане влияние теплооборотов на структуру радиационно-теплового баланса, в соответствии с которым формируется температурный режим пород. В полупериод нагревания при одних и тех же условиях инсоляции поверхности, при равных значениях поглощенной радиации, составляющие теплового баланса могут иметь различные значения в зависимости от теплооборотов в почве. Увеличение теплооборотов при равных значениях поглощенной радиации приводит к понижению температуры поверхности, что, в свою очередь, приводит к уменьшению эффективного излучения, затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен. Поскольку наибольшие изменения теплооборотов отмечаются вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород, а к югу и к северу они затухают, то, соответственно, максимальные изменения составляющих радиационно-теплового баланса за счет теплооборотов будут также отмечаться вблизи южной границы. Большие изменения теплооборотов часто наблюдаются также на участках с сильно льдистыми грунтами в слое сезонного промерзания, где в течение всего летнего периода благодаря «нулевой завесе» в слое наблюдаются очень большие градиенты температур. На таких участках роль теплооборотов почвы в структуре радиационно-теплового баланса также велика.

В полупериод охлаждения теплообороты в почве оказывают наиболее сильное влияние на структуру радиационно-теплового баланса поверхности в умеренных и высоких широтах.

В связи с резким сокращением поступающей радиации теплооборота в почве становятся основным источником тепловых процессов, происходящих на поверхности.

Ввиду того, что количество поглощенной радиации закономерно увеличивается при движении с севера на юг, а годовые теплообороты, достигая своего максимума вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород, уменьшаются как к северу, так и к югу, широтная зональность в структуре радиационно-теплового баланса наиболее четко прослеживается к северу от южной границы вечной мерзлоты и сглаживается к югу в соответствии с уменьшением доли теплооборотов. Все это будет существенным образом сказываться на формировании температурного режима, сезонного промерзания и оттаивания грунтов и криогенных процессов. В силу этого, при составлении прогноза изменения мерзлых условий в связи с изменением условий на поверхности, ведущих к изменению структуры радиационно-теплового баланса, необходимо учитывать, в какой мерзлотно-температурной, широтной и высотной зоне ведутся исследования.

В прямой связи с теплооборотами в почве находится формирование температурного режима за счет температурной сдвижки. Известно, что максимальное значение температурной сдвижки отмечается у южной границы распространения многолетнемерзлых пород. К югу и к северу она уменьшается. Разница в величине сдвижки при этом может достигать 1,5–2,0°C для различных мерзлотно-температурных зон. Очевидно, что влияние этого фактора необходимо учитывать в зависимости от широтной и высотной зональности для различных зон поразному.

Еще большее значение в формировании температурного режима почвы широтная и высотная зональность приобретает при оценке отепляющего влияния снега. Разница в отепляющем влиянии снежного покрова между различными мерзлотно-температурными зонами может достигать 3–5°C при одной и той же высоте снега и одинаковом составе и влажности пород. При этом максимальные значения отепляющего влияния снега будут наблюдаться вблизи южной границы вечной мерзлоты. К югу и к северу от последней оно будет уменьшаться.

Аналогичное положение отмечается при рассмотрении влияния экспозиции и крутизны склонов, растительного покрова, инфильтрации атмосферных осадков.

При рассмотрении влияния поверхностных водоемов широтная и высотная зональность будет сказываться прежде всего в изменении с юга на север той критической глубины водоемов, при которой начинают образовываться подрусловые и подозерные талики. Также будет меняться конфигурация сквозных и несквозных таликов под руслами рек и озерами в зависимости от того, в какой мерзлотно-температурной зоне они расположены.

Наконец, очень важно учитывать влияние высотной и широтной зональности при рассмотрении преобразующей роли производственной деятельности человека. Одни и те же мероприятия (снятие снежного покрова, дренирование грунтов, изменение растительного покрова, заболачивание и осушение территории, асфальтирование и планировка местности и т.д.) в различных мерзлотно-температурных зонах могут привести к различным результатам.

При проведении мерзлотной съемки с помощью различных полевых методов изучаются состав, криогенное строение, свойства, температурный режим, мощность, распространение сезонно- и многолетнемерзлых пород и сопутствующие мерзлотные процессы и явления. Для изучения закономерностей изменения мерзлотных условий в связи с изменением природной обстановки проводится анализ двусторонних зависимостей между указанными характеристиками типов сезонно- и многолетнемерзлых пород и отдельными природными факторами. В первую очередь дается количественная оценка влияния природных факторов на температурный режим грунтов и глубину их сезонного оттаивания или промерзания. Для этой цели целесообразно составить сводную таблицу, в которой необходимо дать характеристику каждого типа местности по геоморфологическому и геологическому строению, гидрологическим и геоботаническим условиям, по состоянию снежного покрова

и другим условиям, определяющим теплообмен на поверхности почвы и в толще отложенной, а также теплофизические свойства грунтов (*табл.* 5.18). Затем для всех основных, выделенных в масштабе съемки микрорайонов, следует провести серию расчетов влияния каждого фактора на t_{ξ} и ζ , как это показано в примерах гл. IV и V, и полученные результаты свести в таблицу. При суммировании влияния всех факторов находим расчетные значения t_{ξ} и ζ , которые должны сопоставляться с натурными данными, полученными в процессе мерзлотной съемки. Сопоставление расчетных и натуральных данных необходимо для проверки правильности принятой расчетной схемы. Однако при сопоставлении следует иметь в виду, что расчетные данные, как правило, характеризуют среднееголетние значения параметров, а натурные – их значения для конкретного года. Кроме того, расхождение расчетных и натуральных данных может наблюдаться, если не учтены все составляющие теплообмена на поверхности почвы и в породах. Например, довольно часто при расчетах не учитывается конвективная составляющая теплообмена, что в отдельных случаях приводит к большим расхождениям. Так как расчет конвективного теплообмена в грунтах обычно представляет значительные трудности, целесообразно определять влияние конвекции воды или воздуха на t_{ξ} и ζ путем полевых наблюдений.

Правильность расчетных данных в значительной степени определяется порядком проведения расчетов влияния природных факторов на t_{ξ} и ζ . Он должен быть следующим. Прежде всего, определяются поправки на температурный режим поверхности за счет радиационного баланса, затем определяется влияние снежного покрова, далее – растительного и водного покровов и заболоченности – $\Delta t_{\text{заб}}$. После расчета указанных поправок определяется температурный режим поверхности почвы по схеме:

$$t_0 = t_g + \Delta t_R + \Delta t_{\text{си}} \pm \Delta t_{\text{расч}};$$

$$A_0 = A_g + \Delta A_R - \Delta A_{\text{си}} - \Delta A_{\text{расч}}$$

Затем приступают к расчету t_{ξ} с учетом температурной сдвижки и инфильтрации теплых осадков в слое сезонного оттаивания, т.е.:

$$t_{\xi} = t_0 - \Delta t_{\lambda} + \Delta t_{\text{ос}}.$$

После заполнения таблицы проводится анализ закономерностей изменения мерзлотных условий на территории исследования в зависимости от комплекса природных факторов. Расчетные данные не только помогают разобраться в особенностях формирования различных типов сезонно- и многолетнемерзлых 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.

Ниже приводится пример составления такой таблицы для участка долины Енисея, где проводилась мерзлотная съемка крупного масштаба.

Участок исследований расположен на левом берегу в низовьях Енисея и включает в себя прибрежную отмель, низкую и высокую пойму, осложненную многочисленными озерами, и I надпойменную террасу. Аллювий низкой поймы представлен толщей переслаивающихся песков, супесей, суглинков при подчиненном количестве прослоев последних. Высокая пойма сложена пылеватыми суглинками и супесями с прослоями и линзами глины, песка и торфа, I надпойменная терраса формировалась в сартанское время. Разрез отложений отличается хорошей выдержанностью по территории: с поверхности до глубины 1–1,5 м залегают супеси, ниже, до глубины 5–8 м – пески с содержанием хорошо окатанной гальки до 10–15%. Подстилает разрез переслаивающаяся толща песков, суглинков, галечников. Теплофизические свойства указанных отложений в слое сезонного оттаивания приведены в *табл.* 5.18.

Таблица 5.18

Исходные и расчетные (по В.А. Кудрявцеву) данные по району низовьев Енисея

Элемент рельефа	Микрорельеф и расчет	Состав и генезис пород слоя ξ	ϕ , %	$\gamma_{об}$ г/см ³	$\gamma_{сноп}$ г/см ³	C_p Вт/час /м ³ К	λ_p Вт/м ³ К	$Q_{об}$ Вт/час/м ³	Температурный режим воздуха, °С		$\Delta t_{кр}$ °С	Влияние снега		$t_{расч}$, °С		Температурный режим на поверхности, °С		$\Delta t_{ок}$ °С	$\Delta t_{тр}$ °С	t_{ξ} , °С			
									A_b	t_b		$\Delta t_{ок}$ °С	ρ_s г/см ³	ρ_v г/см ³	на A_a	на t_b	A_0			t_0	расч.	факт.	
	Траншея	Супесь с линзами пес-ка и разнотельными осадками	27,5	1,71–2,27	1,22–2,??	560–690	1,18–1,76	23000–28000	23,5	-10,5	1,2	1,2	0,35	8,2	-	16,3	-1,1	-0,8...-1,1	0,3	0,6–0,8	-1,6...-1,8	-2,0...-2,4	-
I, надпой-менная терраса	Просека. Естественные условия – редкий кустарник и кустарничек на мохово-лишайниковом покрове	aIQ_{III} ст	20,3	1,6–1,97	1,29–1,62	490–620	1,05–1,37	16000–21000	23,3	-10,5	1,2	1,2	0,35	8,4	-	16,1	-0,9	-0,7...-0,9	0,3	-	-1,3...-1,5	-1,3...-1,6	1,3
		Супесь с прослоями песка, с 1,5 м – песком м ³ aIQ_{III} ст	23	1,83	1,53	630	1,38	21000	23,3	-10,5	-	-	1,5–2,0 / 0,35	8,0–9,0	0,7	0,3	-1,8...-2,8	-0,7...-0,9	0,3	-	-2,3...-3,2	-2,3...-3,2	1,4–1,6
	Траншея	Суглинок пылеватый, легкий, с прослоями супесей тяжелой и легкой	63,7	1,39–1,73	0,88–1,06	730–880	1,2–1,5	37000–45000	23,3	-10,5	1,2	1,2	0,28	7,3	-	17,2	-2,0	-1,6	-	-	-3,6	0,4...-0,6	-
Высокая пойма	Просека. Естественные условия – густой ольховник с примесью ивы	Суглинка тяжелые с прослоями пылеватых супесей	51	1,4–2,2	0,96–1,67	670–1170	1,15–1,53	31000–54000	23,3	-10,5	1,2	1,2	0,4 / 0,3	6,9	-	17,6	-2,4	-1,6	-	-	-4,0	-0,6...-0,8	1,2–1,5
		aIQ_{IV}	61,5	1,68–1,41	0,84–1,12	680–960	1,2	33000–44000	23,3	-10,5	-	-	2,0 / 0,25	12,4	0,7	0,3	+1,6	-1,6	-	-	0	-9,1...-0,2	1,2
Озерная котловина на водной пойме	Траншея	Суглинок пылеватый, тяжелый, с 0,7 м супесь тяжелая	21,6	1,51–2,19	0,95–1,32	860–1200	1,53	50000–69000	23,3	-10,5	1,2	1,2	0,35 / 0,28	4,8	-	19,7	-4,5	-1,5	-	-	-6,0	-	-
	Просека. Естественные условия – редкий травяной покров	Супесь тяжелая, с прослоями суглинка	45,5	1,08–1,38	0,56–0,84	300–540	1,1	17000–26000	23,3	-10,5	1,2	1,2	0,4 / 0,28	5,4	-	19,1	-3,9	-0,8	-	-	-4,7	-	1,4–1,7
		aIQ_{IV}	59,7	1,50–1,51	1,07–0,96	680–760	1,15	35000–39000	23,3	-10,5	-	-	0,55 / 0,25	7,3	0,5	0,2	17,0	-3,4	-1,3	-	-4,7	-	1,3
	Траншея	м/з песок	32,5	1,62	1,21	610	1,25	28000	23,3	-10,5	1,2	1,2	0,3–1,2 / 0,3	4,0–7,0	-	17,5–20,5	-5,3...-2,3	-0,8	-	-2,8...-5,8	-3,4...-4,6	-	-
Нижняя пойма	Просека и естественные условия – редкий травяной покров	Супесь с прослоями песка и суглинка aIQ_{IV}	30,1	1,89	1,53	740	1,64	35000	23,3	-10,5	1,2	1,2	0,5 / 0,28	5,9	-	18,6	-3,4	-1,2	0,3	-	-4,3	-2,6...-4,3	1,5

Климат района характеризуется низкими среднегодовыми температурами воздуха ($t_{\text{в}} = -10,5^{\circ}\text{C}$), большой амплитудой годовых колебаний температур ($A_{\text{в}} = 23,3^{\circ}\text{C}$), большим количеством осадков (400 мм). Мощность снежного покрова вследствие метельных ветров крайне неравномерна и изменяется от 0,2–0,5 м на бечевнике и низкой пойме до 0,7 м и более на высокой пойме.

Распространение многолетнемерзлых пород на низкой пойме сплошное, мощность их составляет около 100 м. На высокой пойме под водоемами развиты талики, а в прирусловой части – несливающаяся мерзлота. Комплекс факторов по каждому элементу рельефа, с которым преимущественно связано формирование мерзлотных условий (t_{ξ} и ζ), приведен в левой части *табл.* 5.18.

Для указанных исходных данных по приведенным выше формулам были рассчитаны t_{ξ} и ζ в естественных условиях и при изменении их в результате строительства. Из *табл.* 5.18 видно, что одно и то же мероприятие, например прокладка траншеи, на различных элементах рельефа, характеризующихся своими грунтово-влажностными условиями, приводит к формированию различных глубин оттаивания и температур пород.

Для проверки правильности методики прогнозных расчетов на участке были проведены наблюдения за изменением мерзлотных условий в процессе строительства и эксплуатации сооружения. При сравнении расчетных значений t_{ξ} в полосе просек и траншеи и данных наблюдений, полученных в первые два года после начала строительства, получены расхождения до $2-3^{\circ}\text{C}$. Объясняется это тем, что просеки и траншеи на всех элементах рельефа существуют не более года и, следовательно, характеризуются неустановившимся режимом температур в момент наблюдения, в то время как расчетные данные соответствуют стационарным условиям. Сопоставление данных, характеризующих естественные условия, с прогнозными в пределах различных элементов рельефа позволяет дать инженерно-геологическую оценку участка по условиям строительства, а также наметить систему мероприятий для управления мерзлотным процессом.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ТОЛЩ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

В области распространения многолетнемерзлых толщ инженерно-геологическая оценка района исследований в значительной мере определяется мерзлотными условиями. При проектировании, строительстве и эксплуатации сооружений и при производственном освоении области вечной мерзлоты необходимо знать мерзлотные условия на момент исследования и характер их изменения в процессе строительства и эксплуатации. В состав прогноза в этом случае должны входить характеристики изменения площадей распространения многолетнемерзлых пород и таликов, условий их залегания, сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород, температурного режима, теплооборотов, криогенных текстур и структур, состава и мощности, теплофизических и физико-механических свойств мерзлых, промерзающих и оттаивающих грунтов, а также криогенных процессов и явлений. Составление такого прогноза должно быть основано на изучении частных, общих и региональных закономерностей формирования и развития многолетнемерзлых толщ. При этом необходимо учитывать, что образование и развитие многолетнемерзлых пород связано с геолого-структурными и литолого-фациальными особенностями, с геоморфологическим строением, неотектоникой и характером гидрогеологических структур, а также с характером поверхностных условий и процессов, и в первую очередь, с климатическими особенностями и условиями промерзания многолетнемерзлых толщ. Эта связь наиболее полно отражена в классификационной схеме типов многолетнемерзлых толщ. Согласно этой классификации для составления прогноза изменения мерзлотных условий, т.е. для оценки динамики мерзлых толщ в процессе мерзлотной съемки следует собрать необходимую информацию по основным классификационным признакам.

§ 1. Принципы классификации многолетнемерзлых горных пород

Генетическая классификация многолетнемерзлых горных пород должна отражать объективные закономерности их формирования и развития.

В геокриологии известно, что характер мерзлых толщ определяется комплексом природных условий, проявляющимся в определенных геоморфологических и геолого-структурных условиях. В зависимости от такого сочетания комплекса природных условий мерзлые толщи имеют свою историю развития и обладают теми или иными качественными и количественными характеристиками. Многообразие классификационных признаков, определяющих особенности формирования и развития многолетнемерзлых толщ, целесообразно разбить на три группы: I – геолого-тектоническая среда и геоморфологическая обстановка, которым соответствуют породы определенного состава и возраста; II – особенности теплообмена в связи с геологическими и географическими условиями и III – особенности мерзлых толщ с присущими им характеристиками.

Каждая из этих групп должна включать в себя множество признаков. Целесообразно рассматривать, видимо, наиболее значительные из них и те, которые наиболее изучены и связываются с характеристиками мерзлых толщ.

Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по геологическим и географическим условиям

1. *Подразделение мерзлых толщ по основным геолого-структурным элементам земной коры.* Известно, что формирование горных пород, в том числе и многолетнемерзлых, связано с развитием земной коры. Особую роль играют неотектонические процессы, сопоставимые по

времени с образованием мерзлых толщ, определившие характер рыхлых образований и основные черты современного рельефа. Поэтому целесообразно выделять три типа мерзлых толщ, приуроченных к современным структурным формам земной коры, характеризующимся типом неотектонического развития:

- а) мерзлые толщи платформенных областей со слабым проявлением современных неотектонических движений. Эти области разделяются на континентальные и расположенные в пределах континентальной отмели океана. По направленности неотектонических движений выделяются области, где преобладали поднятия, и области, в пределах которых существенную роль играли опускания (плиты);
- б) мерзлые толщи областей материкового горообразования. Эти области по интенсивности процессов горообразования разделяются на области со слабым проявлением процессов горообразования, области горообразования средней интенсивности и области с весьма интенсивными горообразовательными процессами;
- в) мерзлые породы областей современных геосинклиналей. Более дробные подразделения классификационных признаков по геолого-структурным и неотектоническим особенностям территории могут быть приняты по существующей классификации Н.Н. Николаева (1982).

2. Перечисленные структурные формы и характер их развития определяют *особенности геоморфологических условий, в которых происходит формирование мерзлых толщ*. По этому признаку мерзлые породы целесообразно классифицировать по соотношению рельефа с типом геологических структур на три группы:

- а) многолетнемерзлые толщи пород в пределах аккумулятивных равнин;
- б) многолетнемерзлые толщи пород в пределах денудационных равнин;
- в) многолетнемерзлые толщи пород в пределах гор и нагорий.

Более детальное подразделение классификации многолетнемерзлых толщ по геоморфологическому признаку целесообразно проводить по различию черт структуры рельефа, а также по направленности и интенсивности неотектонических движений, обуславливающих закономерности мерзлого или талого состояния пород и формирования мощностей мерзлых толщ. Например: многолетнемерзлые породы в пределах аккумулятивных равнин, относительно стабильных в тектоническом отношении, с глубоким залеганием коренного основания (либо с мелким залеганием коренного основания).

Для выяснения закономерностей формирования мощности мерзлых толщ, их строения, температурного режима и сопутствующих им мерзлотных физико-геологических (криогенных) процессов и образований, целесообразно многолетнемерзлые толщи классифицировать по типам и элементам рельефа. Например, многолетнемерзлые породы в пределах речных долин, многолетнемерзлые породы крутых и пологих склонов.

При построении частной классификации многолетнемерзлых пород по геоморфологическому признаку могут быть использованы существующие геоморфологические классификации (например, Н.В. Башениной и др., 1959).

3. *Характер гидрогеологической структуры* наряду с другими составляющими геологических и географических условий и с процессами теплообмена определяет формы взаимодействия подземных вод с мерзлыми породами, что находит отражение в особенностях мерзлых толщ. В целях классификации мерзлых пород по гидрогеологическим условиям могут быть использованы типы водонапорных систем, выделенные А.М. Овчинниковым (1960). На этой основе выделяется четыре типа мерзлых толщ:

- а) мерзлые толщи артезианских бассейнов платформенного типа;
- б) мерзлые толщи артезианских межгорных впадин и предгорных прогибов;
- в) мерзлые толщи водонапорных систем трещинных вод древних кристаллических массивов без неотектонических деформаций (либо осложненных неотектоническими движениями и разрывами);

г) мерзлые толщи сочлененных бассейнов подземных вод горных сооружений без проявления молодого магматизма (с проявлением молодого магматизма, с современным вулканизмом).

На формирование мерзлых пород в пределах выделенных гидрогеологических структур большое влияние оказывает минерализация подземных вод. Поэтому целесообразно выделять мерзлые породы, формирующиеся при промерзании водоносных горизонтов с пресными водами (минерализация до 1 г/л), с солоноватыми (от 1 до 10 г/л), с солеными (от 10 до 50 г/л) и с рассолами (свыше 50 г/л). Более детально многолетнемерзлые толщи классифицируются по основным особенностям их взаимодействия с типами подземных вод мерзлой зоны (Романовский, 1972) и по основным причинам формирования таликов (см. *табл.* 9.1).

4. Подразделение толщ мерзлых пород по генезису, составу и возрасту пород производится в соответствии с принятыми геологическими классификациями. Осадочные рыхлые мерзлые породы кайнозоя, кроме этого, целесообразно классифицировать по литолого-фациальной принадлежности. По литологическим особенностям многолетнемерзлые породы могут быть разделены на основе соответствующих инженерно-геологических классификаций.

Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по характеру теплообмена

В формировании мерзлых толщ значение имеет количество поглощенной коротковолновой солнечной радиации, поступающей на земную поверхность, а также структура радиационно-теплового баланса земли. Связующим звеном между радиационно-тепловым балансом и тепловыми процессами в почве являются эффективное излучение и теплообороты почвы. Место этих двух характеристик в структуре радиационно-теплового баланса различно на разных широтах и определяется в зависимости от континентальности климата (см. гл. II). В связи с этим целесообразно выделить следующие типы мерзлых толщ.

1. По *географической широте* местности могут быть выделены южный, средний и северный типы мерзлых толщ, характеризующиеся определенным диапазоном величин поглощенной солнечной радиации и эффективного излучения.

2. По *континентальности климата* необходимо выделять типы мерзлых толщ, свойственные морскому (с амплитудами температур воздуха до 11°C), континентальному (с амплитудами от 11 до 17°C) и резко континентальному (амплитуды больше 17°C) климату. Каждому из этих типов мерзлых толщ соответствуют свои условия формирования температурного режима пород.

3. По *среднегодовым температурам пород* целесообразно подразделять мерзлые толщи на 5 мерзлотно-температурных зон, каждая из которых характеризуется определенным качественным комплексом мерзлотных условий: первая зона со среднегодовыми температурами пород от 0 до -1°C, вторая – от -1 до -3°C, третья – от -3 до -5°C, четвертая – от -5 до -10°C и пятая – ниже -10°C. В зависимости от характера изменения комплексов поверхностных условий, формирующих среднегодовую температуру пород в пределах выделенных геоморфологических элементов, градации по температурам могут быть более детальными. Во второй зоне могут выделяться температуры от -1 до -2°C как достаточно динамичные при освоении территории; четвертая и пятая зоны могут быть детализированы в градациях: от -5 до -7°C, от -7 до -9°C, от -9 до -11°C и ниже -11°C, что характерно для побережий арктических морей и соответствует определенным геолого-структурным условиям (Кондратьева и др., 1972).

4. По *длине периода колебания температур* на поверхности земли выделяются следующие градации мерзлых толщ:

- а) толщи горных пород, существующие в мерзлом состоянии в течение голоцена (Q_{IV}). Среди них целесообразно выделять мерзлые толщи короткопериодные, существующие в мерзлом состоянии десятки лет; среднепериодные – сотни лет, длиннопериодные – тысячи лет;

- б) толщи горных пород, существующие в мерзлом состоянии с позднечетвертичного времени (Q_{III});
- в) со среднечетвертичного времени (Q_{II});
- г) с раннечетвертичного времени (Q_I);
- д) с дочетвертичного времени.

5. По соотношению среднегодовых (t_{cp}) и экстремальных ($t_{мин}$ и $t_{макс}$) температур пород могут быть выделены три традиции мерзлых толщ: а) когда $t_{макс} < 0$; б) когда $t_{cp} < 0$; $t_{макс} > 0$; в) когда $t_{мин} < 0$; $t_{cp} > 0$.

В первом случае многолетнемерзлые толщ на протяжении всего периода колебаний температуры являются сливающимися, но их подошва периодически перемещается и мощности меняются. Во втором случае мерзлая толща периодически промерзает и оттаивает как сверху, так и снизу, и в некоторые периоды времени образуется или несливающаяся мерзлота, или слоистая. Средняя часть мерзлой толщ при этом существует на протяжении всего периода. В третьем случае на протяжении большей части периода колебания температуры на поверхности земли мерзлая толща отсутствует. Она появляется только в «холодную» часть периода.

6. По величине теплового потока снизу, к подошве мерзлых толщ, целесообразно выделять три градации мерзлых толщ: а) с малым, б) средним и в) большим теплотокном, которые соответствуют геотермическим градиентам: от 0 до 0,02, от 0,02 до 0,04 и более 0,04 град/м при коэффициенте теплопроводности, равном 2 ккал/(м·час·град). При этих условиях теплотокны по градациям определяются следующим образом: от 0 до 250 ккал/год·м², от 250 до 500 и свыше 500 ккал/год·м². Величина теплотокна из недр земли сказывается, прежде всего, на мощностях мерзлых толщ, на их динамике, а также на скорости промерзания или оттаивания, что в свою очередь определяет распределение льдистости мерзлых толщ и их криогенных текстур.

7. По величине льдистости мерзлых толщ и соответствующим многолетним теплооборотам в горных породах целесообразно выделять следующие три градации:

- а) мерзлые толщ без включений льда (морозные), с минимальными теплооборотами, связанными преимущественно с теплоемкостью (без фазовых переходов);
- б) мерзлые толщ малольдистые, с массивной криогенной текстурой (с влажностью, не больше полной влагоемкости), с теплооборотами средней величины, образующимися за счет теплоемкости пород и частично за счет фазовых переходов воды;
- в) мерзлые толщ сильнольдистые, с прослоями и линзами льда (влажность которых больше полной влагоемкости), с большими теплооборотами, образующимися в основном за счет фазовых переходов воды и только частично за счет теплоемкости пород.

Эти градации позволяют характеризовать не только теплообороты, но и состав мерзлых толщ, условия промерзания и косвенно будут характеризовать историю формирования мерзлых толщ. Очевидно, что эти градации будут относиться к эпигенетическим мерзлым толщам. Сингенетические толщ можно различать по содержанию льда с учетом истории их промерзания (см. § 3 данной главы). Скальные трещиноватые породы, промерзающие эпигенетически, следует классифицировать с учетом заполнения трещин льдом.

8. По характеру конвективного теплообмена, участвующего в формировании мерзлых толщ, можно выделить следующие три градации:

- а) мерзлые толщ с конвективным теплообменом за счет циркуляции надмерзлотных вод;
- б) мерзлые толщ прерывистого распространения с конвективным теплообменом по таликовым зонам;
- в) мерзлые толщ с конвективным теплообменом на их нижней границе за счет циркуляции подмерзлотных вод.

Влияние конвективного теплообмена за счет подмерзлотных вод определяется глубиной их залегания и характером циркуляции. Наибольшее влияние отмечается, когда подземные воды с интенсивной циркуляцией контактируют с мерзлыми толщам. С увеличением глубины

залегания подземных вод от подошвы мерзлых толщ и с уменьшением скорости их движения отепляющее влияние подземных вод уменьшается;

- г) мерзлые толщи с конвективным теплообменом за счет циркуляции воздушных масс по трещинам и карстовым полостям. К первому типу относятся мерзлые толщи и льды пещер, образование которых связано с проникновением холодного зимнего воздуха в пустоты земной коры в условиях затрудненного воздухообмена. Мерзлые породы этого типа распространены в горных выработках как в области многолетнемерзлых пород, так и вне ее.

Циркуляция воздушных масс – явление, распространенное в горных породах, слагающих денудационные равнины с маломощным и грубодисперсным рыхлым покровом. Циркуляция воздуха происходит в зоне аэрации и непосредственно связана с колебаниями атмосферного давления и режимом уровня грунтовых вод. Мерзлые породы этого типа отличаются большой динамичностью.

Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по особенностям распространения, залегания и основным характеристикам

1. По *характеру распространения* мерзлые толщи разделяются на следующие разновидности:

- а) мерзлые толщи сплошного распространения, в которых сквозные талики развиты под крупными реками и озерами и на участках разгрузки подмерзлотных вод;
- б) мерзлые толщи прерывистого распространения с островами талых пород, возникновение которых может быть обусловлено как отепляющим влиянием поверхностных вод, так и другими особенностями теплообмена на поверхности земли. По площади мерзлые породы занимают более 75%;
- в) мерзлые толщи массивно-островного распространения, представляющие собой крупные массивы, существующие на фоне талых или немерзлых отложений. Площадь, занимаемая мерзлыми породами, составляет до 50%;
- г) мерзлые толщи островного распространения, развитые локально. Их образование или сохранение возможно при сочетании ряда благоприятных факторов и условий. По площади они занимают не более 10%.

2. По *характеру строения разреза* мерзлые толщи можно разделять на:

- а) сплошные мерзлые толщи, без талых прослоев;
- б) слоистые мерзлые толщи, где в разрезе находятся один или несколько талых слоев или тел другой формы.

3. По *взаимоотношению мерзлой толщи со слоем сезонного оттаивания и промерзания* выделяются:

- а) сливающиеся мерзлые толщи, подошва слоя сезонного оттаивания является кровлей последних;
- б) несливающиеся, где между подошвой слоя сезонного промерзания и кровлей многолетнемерзлой толщи остается талый слой в течение одного или ряда лет.

4. По *генезису* многолетнемерзлые толщи разделяются на:

- а) эпигенетические (эпихронные), т.е. промерзшие после накопления и эпигенеза пород;
- б) сингенетические (синхронные), т.е. накапливающиеся и промерзающие в геологическом смысле одновременно. Сингенетические мерзлые породы по составу и возрасту относятся к рыхлым четвертичным отложениям;
- в) полигенетические (полихронные), т.е. по характеру промерзания имеющие двухъярусное, реже многоярусное строение. Нижний ярус двухъярусных толщ слагают эпигенетические мерзлые толщи пород, а верхний – сингенетические.

5. По *криогенному строению* (криогенным текстурам пород) мерзлые толщи разделяются на:

- а) эпигенетические, имеющие унаследованные (по А.И. Попову) криогенные текстуры, в которых пространственная дифференциация ледяных включений обусловлена первона-

чальной трещиноватостью, скважностью или кавернозностью пород. Среди них можно выделить криогенные текстуры: унаследованные первичные, в которых объем льда не превышает объем открытой пористости (скважности или трещиноватости) породы до ее промерзания, и унаследованные расширенные, т.е. в которых объем ледяных включений больше объема открытой пористости (скважности или трещиноватости), имевшей место до начала промерзания пород. Унаследованные криогенные текстуры встречаются в скальных и полускальных горных породах;

- б) эпигенетические, имеющие миграционно-сегрегационную или конжеляционную криогенные текстуры. В таких мерзлых породах влага в процессе промерзания могла мигрировать или замерзнуть в пустотах, создавая пространственное расположение льда, которое может не соответствовать первоначальному сложению породы. К породам, обладающим таким типом криогенных текстур, относятся рыхлые (четвертичные и дочетвертичные отложения), а также часть полускальных выветрелых пород;
- в) сингенетические мерзлые породы, обладающие криогенными текстурами, которые возникают в результате перераспределения влаги в сезонноталом слое при его промерзании. Большая часть криогенных текстур сингенетических мерзлых отложений создается благодаря промерзанию сезонноталого слоя снизу и переходу нижней части последнего в многолетнемерзлое состояние. В связи с этим объемная льдистость отложений обычно превышает их полную влагоемкость в талом состоянии;
- г) эпигенетические и сингенетические мерзлые толщ с крупными скоплениями льда в виде сингенетических и эпигенетических повторно-жильных льдов, инъекционных льдов, гидролакколитов, пещерных льдов и захороненных снежников и ледников.

6. По *строению и составу* многолетнемерзлые толщ разделяются на:

- а) имеющие одноярусное строение, т.е. от кровли до подошвы сложенные рыхлыми или скальными породами;
- б) имеющие двухъярусное строение, т.е. сложенные в верхней части рыхлыми, а в нижней – скальными или полускальными многолетнемерзлыми породами. В пределах толщ рыхлых мерзлых пород могут выделяться сингенетически и эпигенетически промерзшие отложения.

7. По *количеству циклов промерзания* многолетнемерзлые породы разделяются на:

- а) однократно промерзавшие, т.е. существующие непрерывно в многолетнемерзлом состоянии от начала своего промерзания до настоящего времени;
- б) неоднократно промерзавшие и оттаивающие, т.е. такие, которые от начала их многолетнего промерзания до настоящего времени по крайней мере дважды промерзали и один раз оттаивали или полностью, или сверху, или снизу.

8. По *мощности мерзлых толщ в зависимости от их состава* при всех прочих равных условиях могут быть выделены следующие четыре градации:

- а) мерзлые толщ предельной мощности, сложенные морозными скальными породами с большим коэффициентом теплопроводности;
- б) мерзлые толщ повышенной мощности, сложенные морозными рыхлыми отложениями;
- в) мерзлые толщ средней мощности, сложенные рыхлыми отложениями с влажностью (льдистостью) не более полной влагоемкости ($\omega < \omega_{\text{нв}}$);
- г) мерзлые толщ пониженной мощности, сложенные рыхлыми отложениями с влажностью (льдистостью) больше полной влагоемкости. В этом случае при промерзании предполагается возможность подтока влаги снизу к фронту промерзания из нижележащих талых водоносных слоев.

9. По *динамике мерзлых толщ* следует выделить следующие направления развития мерзлотного процесса: деградационное, стабильное и аградационное. Известно, что таких направлений существует множество как во времени, так и в пространстве (по глубине). Поэтому це-

лесообразно рассматривать аградационные, деградационные и стабильные направления в верхних горизонтах мерзлых толщ, у кровли, а также у подошвы и в средней части мерзлой толщи. В этом случае могут быть выделены мерзлые толщи: а) деградирующие по всей мощности, б) деградирующие в кровле и аградирующие у нижней границы, и наоборот, в) аградирующие вверх и деградирующие вниз, г) аградирующие по всей мощности. Аналогичные градации могут быть выделены в зависимости от времени: короткопериодные деградации, среднепериодные аградации, длиннопериодные аградации и позднечетвертичные деградации.

Наибольший интерес вызывает определение современного состояния мерзлых толщ, а также история их развития. В каждом случае классификация мерзлых толщ является индивидуальной и находится в связи с ходом геологического развития региона.

При рассмотрении деградации и аградации следует выделять разновидности, связанные с изменением температурного поля, и разновидности, связанные с оттаиванием мерзлых толщ и с образованием их вновь. В этом случае классифицированные признаки по динамике и истории развития мерзлых толщ переплетаются с признаками их состава и строения.

Использование классификационных признаков для характеристики толщ многолетнемерзлых пород позволяет определить требования к постановке задач мерзлотного прогноза в связи с естественными или техногенными изменениями природной среды. Этот подход проиллюстрирован на примерах, приведенных в *табл.* 6.1.

§ 2. Общие закономерности формирования толщ многолетнемерзлых пород

Тепловое состояние многолетнемерзлых пород связано с теплообменом на поверхности земли между литосферой и атмосферой. Он совершается в геологических и географических условиях, определяющих состав пород мерзлых толщ и характер их развития за рассматриваемый период времени.

Состав, структура и текстура мерзлых толщ отражают особенности промерзания и определяют свойства многолетнемерзлых пород. Основным компонентом мерзлых пород является лед. Льдистость мерзлых толщ, их строение и криогенные текстуры зависят от: 1) геолого-генетического типа пород (генезис и стратиграфия отложений), их фациальной принадлежности (пойменная, старичная, озерная фации); 2) дисперсности и минерального состава; 3) влажности отложений и их водных свойств; 4) характера промерзания пород (сингенетические и эпигенетические толщи); 5) скорости промерзания пород и характера колебаний температуры на поверхности. Характерные особенности имеют рыхлые влажные породы, в которых лед выступает как породообразующий минерал. Магматические, метаморфические и осадочные плотные породы с малой пористостью и влажностью при промерзании незначительно изменяют свой состав, текстуру и свойства.

Сингенетические толщи, промерзание которых шло в процессе осадконакопления, распространены в аллювиальных, аллювиально-озерных, озерно-болотных, делювиальных, пролювиальных, а также в прибрежно-морских отложениях. Они имеют слоистую криогенную текстуру, образование которой связывается с тем, что сезонно-талый слой промерзает в зимнее время не только сверху, но и снизу, и ледяные шпильки образуются как в верхней части этого слоя, так и у его основания.

Это явление связано с динамикой сезонного оттаивания пород и подчиняется широтной зональности. Сингенетические толщи с тонкослоистой криогенной текстурой наиболее распространены в многолетнемерзлых породах, t_{ξ} которых ниже -3°C . В районах распространения многолетнемерзлых пород, где t_{ξ} выше -3°C , развиты преимущественно массивные и линзовидные криогенные текстуры. Эпигенетические толщи характеризуются слоистыми и слоисторешетчатыми криогенными текстурами, а их формирование связано с водными свойствами и влажностью промерзающих и нижележащих талых пород, а также со скоростью промерзания и с теплофизическими свойствами пород, температурным режимом на поверхности и геотермическим градиентом.

Таблица 6.1

К постановке задач мерзлотного прогноза на основе классификации ММП (Л.С. Гарагуля, 1989)

	Тип	Подтип	Класс	Подкласс	Группа	Подгруппа	Вид	Разновидность
Характеристика ММП	ММП, слагающие междулучные равнины	ММП морского генезиса	Мелкодисперсные ММП (суглинки и супеси)	Сингенетические ММП $W_c \gg W_n$ с тонко- и частослойной криотекстурой	Очень низкотемпературные ММП $t_{cp} < -7^\circ\text{C}$	ММП большой мощности (общая мощность ММП более 100 м, сингенетических ММП до 20 м)	Монолитно-мерзлые ммп	ММП сплошного распространения
	Верхние граничные условия определяются зональным положением участка, его ландшафтными особенностями	Допустимо принятие осредненных показателей состава и свойств пород по разрезу (разрез однороден по литологическим особенностям пород, однослойная задача)	Необходимо учитывать фазовый состав воды в спектре отрицательных температур, существование «зон» промерзания или «зон» оттаивания	Необходимо учитывать просадку поверхности, сопровождающую оттаивание	Допустимо не учитывать короткопериодные колебания t воздуха при постановке задачи о многолетнем оттаивании пород	Нижние граничные условия могут задаваться как стационарные	Динамика кровли ММП следует одновременно за изменением верхних граничных условий	Применны задачи кондуктивного теплообмена
Характеристика ММП	ММП, слагающие II надпойменную террасу	ММП аллювиального генезиса	Крупнодисперсные ММП (пески с прослоями супеси)	Элигенетические ММП с массивной криогенной текстурой $W_c \leq W_{cp}$	Очень высокотемпературные ММП t_{cp} от $-0,5$ до -1°C	ММП малой мощности (от 20 до 50 м)	Неслияющиеся ММП (кровля ММП залегает на глубине 3–5 м)	ММП островного распространения
	Верхние граничные условия определяются зональными и азональными условиями в долине и ландшафтными особенностями	Необходимо учитывать неоднородность разреза отложений, показатели состава и свойств пород относятся к определенным слоям (многослойная среда)	Фазовый переход воды происходит при 0°C на «фронте»	Положение поверхности оттаивающего массива пород не изменяется	Следует учитывать весь спектр короткопериодных колебаний t воздуха	Нижние граничные условия являются переменной функцией	Динамика кровли ММП западает по отношению к динамике верхних граничных условий	Необходим учет конвективной составляющей теплообмена и неоднородности граничных условий

Оптимальные условия льдообразования связываются с медленным промерзанием, с подтоком влаги к фронту промерзания и с большими теплооборотами в промерзающих породах. При гармонических колебаниях температур на поверхности скорость промерзания пород с глубиной уменьшается. При наличии водоносного горизонта подток влаги к фронту промерзания с глубиной увеличивается. В силу этих обстоятельств льдистость мерзлой толщи должна была бы увеличиваться с глубиной.

Но теплообороты в мерзлой толще с глубиной экспоненциально уменьшаются, что приводит к сокращению льдовыделения с глубиной. Это обстоятельство является решающим и распределение по глубине льда характеризуется существованием слоя повышенной льдистости в пределах верхней трети мерзлой толщи. На эту закономерность накладывается влияние геологического строения и литологических особенностей отдельных горизонтов, а также их физических и водных свойств.

Влияние верхних граничных условий на формирование мерзлых толщ и их температурный режим. При гармонических колебаниях температур на поверхности земли верхние граничные условия определяются периодом многолетних колебаний температуры на поверхности $T_{\text{мн}}$, амплитудой колебания температур на поверхности за этот период $A_{0, \text{мн}}$ и средней за этот период температурой на поверхности $t_{0, \text{мн}}$.

В ряде работ (Миланкович, 1939; Кудрявцев, 1953; Шнитников, 1957) обосновано существование многолетних колебаний условий теплообмена на поверхности земли с периодами $T_1 = 11$ лет, $T_2 = 40$ лет, $T_3 = 300$ лет и циклами Миланковича (например, $T_n = n \cdot 100\,000$ лет), т.е. с относительно короткопериодными и длиннопериодными колебаниями. В связи с этим изменения теплового состояния пород имеют колебательный характер, который можно иллюстрировать *рис. 6.1*. Мощность мерзлых толщ при прочих равных условиях пропорциональна $\sqrt{T_{\text{мн}}}$, возрастает с понижением $t_{0, \text{мн}}$ с юга на север. Это возрастание идет по сложному закону вследствие наложения влияния географических и геологических факторов. Поэтому по глубине мерзлой толщи одновременно могут иметь место аградационные и деградационные процессы, а изменение мощности будет определяться интенсивностью преобладающего процесса. Например, за счет короткопериодных колебаний с поверхности может идти оттаивание мерзлой толщи, а в это же время за счет длиннопериодных колебаний температуры подошва мерзлой толщи может понижаться.

Влияние $A_{0, \text{мн}}$ и $t_{0, \text{мн}}$ на $\xi_{\text{мн}}$ аналогично влиянию соответствующих параметров на $\xi_{\text{от}}$. Однако глубина $\xi_{\text{мн}}$ зависит от теплопотока снизу, учитываемого величиной геотермического градиента g в подстилающих талых породах. Так, при увеличении g от 0 до 0,03 град/м $\xi_{\text{мн}}$ при прочих равных условиях мощность мерзлой толщи уменьшается в 1,5–2 раза. В соответствии с этим большое влияние g отмечается в районах тектонической активности.

В случае близкого залегания к подошве мерзлой толщи водоносного горизонта влияние g на мощность и температурный режим мерзлой толщи осложняется и часто перекрывается влиянием конвективного переноса тепла. В ряде случаев это влияние обуславливает талое состояние пород на тех участках, где без него существовала бы мерзлая толща той или иной мощности.

Влияние литологических особенностей состава и льдистости пород на динамику $\xi_{\text{мн}}$ выражается через λ , C и $Q_{\text{ф}}$. Приближенно (с точностью 10–15%) мощность мерзлой толщи пропорциональна $\sqrt{\lambda}$. Поэтому в скальных породах ($\lambda_{\text{м}} = 2,5$) мощность мерзлой толщи при всех прочих равных условиях примерно в 1,4–1,6 раз больше, чем в рыхлых ($\lambda_{\text{м}} = 1,2$ Вт/м·К). Следовательно, влажные рыхлые мерзлые толщ меньшей мощности могут иметь более древний возраст, чем толщ морозных скальных пород с большей мощностью.

Характер геологического строения района оказывает влияние на формирование мощности мерзлых толщ, особенно при различиях теплопроводностей пород. При близком залегании кристаллического фундамента или плотных осадочных пород мощность мерзлой толщи будет больше, чем в рыхлых породах.

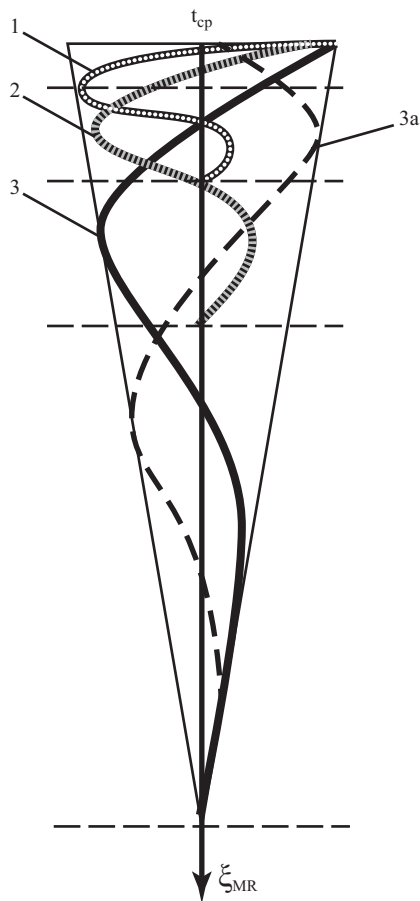


Рис. 6.1. Затухание амплитуд с глубиной в зависимости от $T_{мн}$: 1 – 10 лет, 2 – 40 лет, 3 – 300 лет (3-а – смещение фаз – максимумов и минимумов – в глубину за четверть периода)

Влияние подземных вод на формирование мощности мерзлой толщи имеет большое значение, так как в процессе многолетнего промерзания водоносные слои пород становятся водоупорными. При этом меняются физические свойства пород (водопроницаемость, теплоемкость, теплопроводность, влажность).

Развитие мерзлых толщ происходит в тепловом взаимодействии с подземными водами с учетом конвективного теплообмена. Характер и интенсивность воздействия подземных вод на мощность мерзлой толщи в гидрогеологических структурах проявляются по-разному, так как с последними связаны условия питания и разгрузки, режим, динамика, минерализация и температура подземных вод. Наибольшее воздействие подземных вод на мерзлые толщ отмечаются при их непосредственном контакте. Особенно это касается термальных вод, приуроченных к разломам, а также артезианских вод. С ними связано, как правило, образование таликовых зон или мерзлых толщ пониженной мощности. Подземные воды с высокой минерализацией и рассолы способствуют возникновению глубокой зоны охлаждения толщи пород по сравнению с участками пород с пресными подземными водами. Кроме того, при многолетнем промерзании подземные воды определяют криогенное строение мерзлых толщ, их криогенную текстуру.

Влияние неоднородных по площади граничных и грунтовых условий на конфигурацию мерзлых толщ. Рассмотренные выше закономерности формирования мерзлых толщ относятся к условиям одномерного температурного поля в породах. Такие условия складываются на территориях с плоским рельефом, изотропным или горизонтально-слоистым геологическим строением, с неизменным по площади теплотокотом из недр. В этом случае направление тепловых потоков близко к вертикальному, изотермические поверхности параллельны поверхности.

В случае дифференцированных по площади граничных условий и других характеристик, температурное поле в породах становится трехмерным, появляются горизонтальные составляющие теплового потока, конфигурация изотермических поверхностей и фазовых границ многолетнемерзлых пород приобретают сложные пространственные очертания.

Оценка и прогноз конфигурации мерзлых толщ в указанных условиях является сложной, но актуальной задачей. В общем случае решение такого рода задач возможно с помощью компьютерного численного моделирования. Однако применяются и аналитические оценки с использованием упрощенных расчетных схем.

Так, востребованным является определение стационарного (равновесного) температурного поля в породах, соответствующего конечной стадии процесса формирования или преобразования мерзлой толщи.

Определение стационарного двухмерного и, тем более, трехмерного температурных полей в породах на основе решения задачи теплопроводности более сложно, чем в одномерном случае. Такие решения получены для простых расчетных схем (однородная изотропная среда, граничные условия I рода, отсутствие внутренних источников тепла). Тем не менее, такие решения используются в геокриологии для оценки направленности развития многолетнемерзлых пород (аградация – деградация) и прогнозных построений.

Двухмерные стационарные модели дают удовлетворительное описание температурного поля и конфигурации многолетнемерзлого массива пород в полуплоскости, перпендикулярной вытянутым источникам (стокам) тепла на поверхности пород – таким, как реки, дороги, протяженные здания. Существует возможность учета рельефа на верхней границе области, однако это делает реализацию двухмерного аналитического решения трудоемким.

Значительный вклад в разработку двухмерных аналитических задач теплопроводности для мерзлотоведения внес Д.В. Редозубов (Редозубов, 1966).

Простой формой расчетной области является полупространство, ограниченное сверху плоскостью (например, в равнинных условиях), а в двухмерной задаче – полуплоскость, ограниченная сверху прямой линией.

В последнем случае стационарное температурное поле в однородной толще пород ($-\infty < x < \infty, z > 0$) при распределении температур на верхней границе $t(x, 0) = j(x)$ и при значении геотермического градиента

$$\left. \frac{dt}{dz} \right|_{z=\infty} = g$$

описывается следующим выражением:

$$t(x, z) = gz + \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{\varphi(s) ds}{(s-x)^2 + z^2} \right]. \quad (6.2.1)$$

Распределение температур на поверхности $t = \varphi(x)$ определяется при натурных исследованиях. Обычно в качестве $t = \varphi(x)$ задается ступенчатая функция или ломаная линия, звенья ко-

торой соответствуют участкам с различными температурными условиями на поверхности. При этом интеграл, входящий в (6.2.1), разбивается на сумму табличных интегралов.

Так, если по территории со среднегодовой постоянной по длине границы температурой пород t_1 протекает река шириной $2b$ с температурой донных отложений t_2 , то стационарное температурное поле в сечении пород, перпендикулярном реке, будет:

$$t(x, z) = gz + t_1 + \frac{t_2 - t_1}{\pi} \left(\operatorname{arctg} \frac{b+x}{z} + \operatorname{arctg} \frac{b-x}{z} \right), \quad (6.2.2)$$

где x – расстояние от середины реки; z – глубина от поверхности. Аналогичные двухмерные решения могут быть получены и для более сложных случаев – т.е. для произвольного закона изменения температуры поверхности на верхней границе. Уравнение (6.2.2) позволяет построить изотермы (линии равных температур) для расчетной области и исследовать структуру тепловых потоков.

Для анализа движения тепла в области можно аналитически построить не только изотермы, но и **линии тока тепла**. Для этого используется известное уравнение Коши-Римана:

$$\frac{\partial t(x, z)}{\partial z} = \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial x}, \quad (6.2.3)$$

где $\bar{\psi}$ – приведенная функция тока ($^{\circ}\text{C}$), которая на каждой линии тока имеет постоянное значение. Тогда для конкретной задачи (6.2.2) значение функции тока составит:

$$\bar{\psi} = \int \frac{\partial t(x, z)}{\partial z} dx = gx - \frac{t_2 - t_1}{2\pi} \ln \frac{(b+x)^2 + z^2}{(b-x)^2 + z^2}. \quad (6.2.4)$$

Выбрав произвольную точку в пределах расчетной области с координатами x и z , из (6.2.4) легко найти значение $\bar{\psi}$ для линии тока, проходящей через эту точку. Далее, закрепляя полученное значение $\bar{\psi}$, можно построить линию тока. Проще это сделать, найдя значение глубины z при задаваемых значениях x :

$$z(x, \bar{\psi}) = \sqrt{\frac{\alpha(b-x)^2 - (b+x)^2}{1-\alpha}}, \quad (6.2.5)$$

где $\alpha = \exp \left[\frac{2\pi \cdot (gx - \bar{\psi})}{t_2 - t_1} \right]$.

Совокупность изотерм и линий тока тепла образует сетку теплового потока, позволяющую исследовать детали движения тепла и формирование стационарного двухмерного поля.

Хотя решение (6.2.1) справедливо для однородной толщи горных пород, его можно распространить на случай, когда теплопроводность мерзлых и талых пород различна. Это осуществляется путем приведения области исследования к одной зоне – талой или мерзлой. В частности, при приведении к мерзлой зоне на всех участках, где температура поверхности выше 0°C , вместо величины $t = \varphi(x)$ на модели должна задаваться величина приведенной температуры ($t_{\text{пр}}$):

$$t_{\text{пр}} = \varphi(x) \frac{\lambda_{\text{T}}}{\lambda_{\text{M}}}. \quad (6.2.6)$$

При этом температурное поле в области талых пород, где $t(x,z) > 0$, искажается (истинное значение температуры в заданной точке находится путем умножения вычисленного после приведения значения температуры на отношение λ_M/λ_T). Однако положение нулевой изотермы, характеризующей конфигурацию мерзлоты, а также температурное поле в мерзлых породах являются истинными.

К стационарным двумерным задачам теплопроводности, решаемым аналитически, относится также осесимметричная задача для температурного поля в породах при наличии на поверхности источника (стока) тепла круглой формы. Аналитическое решение может быть получено для распределения температуры по вертикальной оси, проходящей через центр источника:

$$t(0, z) = t_1 + (t_2 - t_1) \left(1 - \frac{z}{\sqrt{R^2 + z^2}} \right) + gz, \quad (6.2.7)$$

где t_1, t_2 – соответственно температуры поверхности пород за пределами и внутри круглого контура; R – радиус контура.

Определение конфигурации толщ многолетнемерзлых пород и построение сетки движения теплового потока в массиве при наличии на поверхности контура теплового возмущения (Пример 20)

Требуется определить пространственную конфигурацию массива ММП и линий тока тепла. По территории со среднегодовой постоянной температурой пород $t_1 = -5^\circ\text{C}$ протекает река шириной $2b = 100$ м с температурой донных отложений $t_2 = +3^\circ\text{C}$. Плотность глубинного теплового потока из недр $q_{\text{гл}} = 60$ мВт/м², теплопроводности пород в талом и мерзлом состояниях равны соответственно $\lambda_T = 1,5$ и $\lambda_M = 2,0$ Вт/(мК).

Решение.

1. Поскольку основным объектом исследования являются многолетнемерзлые породы, удобнее привести свойства талой зоны к свойствам мерзлой. Для этого достаточно изменить граничное условие на верхней границе в пределах контура с положительными температурами $-b < x < b$ в соответствии с (6.2.6): $t_{\text{гр}} = 3 \cdot 1,5/2,0 = 2^\circ\text{C}$.

2. После выполненной операции приведения мы имеем дело с однородной расчетной областью. Геотермический градиент в расчетной области составит:

$$g = q_{\text{гл}} / \lambda_M = 0,06 \text{ Вт/м}^2 / 2,0 \text{ Вт/(мК)} = 0,03 \text{ К/м.}$$

3. Для данных условий справедлива зависимость (6.2.2). Принимая вместо положительной температуры t_2 , полученное в результате приведения значение температуры $t_{\text{мл}}$, найдем значение стационарной температуры пород в точке с координатами, например, $x = 100$ м и $z = 30$ м:

$$\begin{aligned} t(x, z) &= 0,03 \cdot 30 + -5 + \frac{2 - (-5)}{\pi} \left(\arctg \frac{50 + 100}{30} + \arctg \frac{50 - 100}{30} \right) = \\ &= 0,9 - 5 + \frac{7}{\pi} (1,3734 - 1,0304) = -3,3^\circ\text{C}. \end{aligned}$$

Вычислим температуру пород в точке с координатами $x = 10$ м и $z = 15$ м:

$$t(x, z) = 0,03 \cdot 15 + -5 + \frac{2 - (-5)}{\pi} \left(\arctg \frac{50 + 10}{15} + \arctg \frac{50 - 10}{15} \right) = 1,1^\circ\text{C}.$$

Как видим, вторая точка попала в область талых пород, и, следовательно, значение полученной температуры не является истинным. Для нас это не имеет принципиального значения, поскольку мы исследуем конфигурацию ММП, а положение нулевой фазовой границы является истинным. При необходимости для получения правильного значения температуры в талой области вычисленное значение нужно умножить на $\lambda_m/\lambda_t: t_{ист} = 1,105 \cdot 2/1,5 = 1,5^\circ\text{C}$.

Выполнив расчеты температуры пород для точек с различными координатами, построим, используя интерполяцию, изотермы для всей расчетной области (рис. 6.2).

Еще проще строятся *линии тока тепла* – закрепляя какое-либо значение приведенной линии тока $\bar{\psi}$ и изменяя значение координаты x , по формуле (6.2.5) находим соответствующее значение координаты z и строим эту линию. Затем ту же операцию повторяем для другого значения функции тока, и так строится вся сетка тока (рис. 6.2).

Выберем, например, линию тока тепла со значением приведенной функции тока $\bar{\psi} = 3,0^\circ\text{C}$. При значении $x = 140$ м получим следующее значение координаты z , через которую проходит искомая линия тока тепла:

$$\alpha = \exp\left[\frac{2\pi \cdot (0,03 \cdot 140 - 3)}{2 - (-5)}\right] = 2,936,$$

$$z(140,3) = \sqrt{\frac{2,936 \cdot (50 - 140)^2 - (50 + 140)^2}{1 - 2,936}} = 79,7 \text{ м}$$

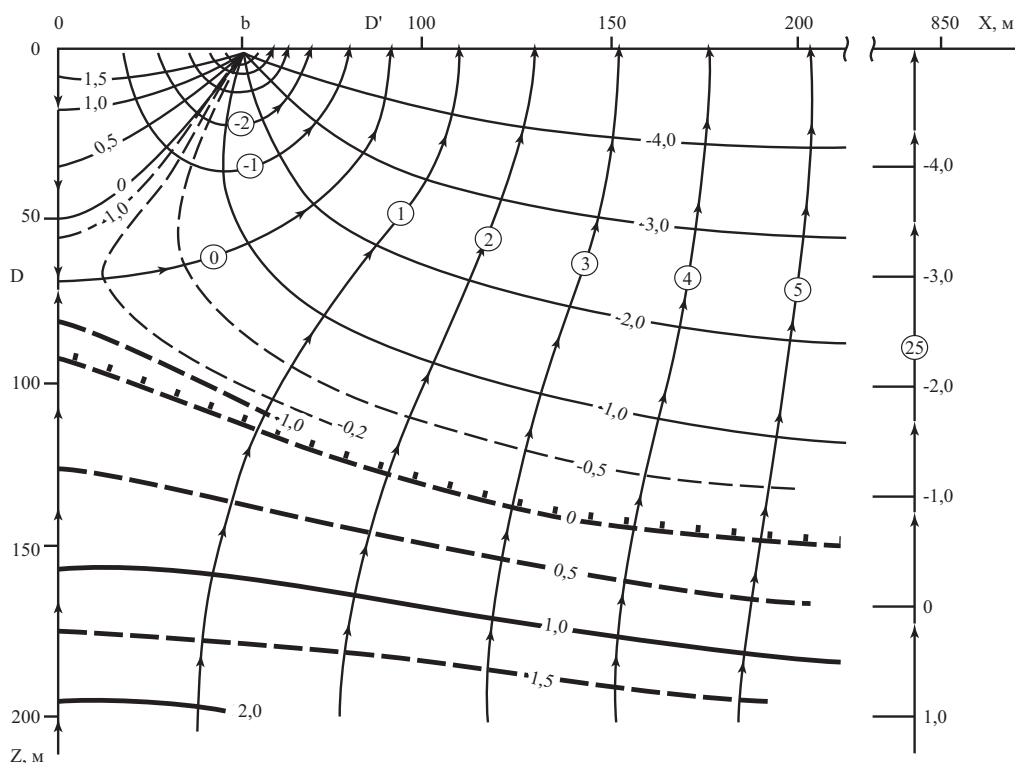


Рис. 6.2. Сетка двумерного потока в зоне влияния теплового источника в виде бесконечной полосы шириной $2b$ на поверхности: 1 – изотермы и значения температур, $^\circ\text{C}$; 2 – линия тока тепла и значения приведенной функции тока $\bar{\psi}$, $^\circ\text{C}$; 3 – граница многолетнемерзлых пород; остальные обозначения в тексте

Сложность связана с тем, что каждая функция тока определена не на всей области значений x . Так, например, линия тока $\bar{\psi} = 3$, как видно из рисунка, существует в пределах выбранной расчетной области в интервале от $x = 118$ м (нижняя граница расчетной области, $z = 200$ м) до $x = 151$ м, где эта линия тока выходит на поверхность.

В силу симметричности температурного поля на рисунке показана только его правая часть. Анализ приведенной сетки теплового потока, характеризующей распространенный в природе случай приложения тепловой нагрузки в пределах удлинённых контуров (реки, вытянутые озера, здания) на поверхность многолетнемерзлых пород, позволяет сделать ряд общих выводов. Наличие источника тепла приводит к формированию в пределах контура реки потока тепла (на *рис. 6.2* – отрезок $[0, b]$), направленного навстречу глубинному теплопотoku из недр. По мере движения тепла вниз линии тока все более отклоняются от вертикали в стороны окружающего источника пространства, на некоторой глубине меняют нисходящий характер на восходящий и выходят на поверхность во внешней области, примыкающей к источнику (на отрезке $[b, D']$). Линия тока DD' разделяет расчетную область на две зоны – область циркуляции тепла внешнего источника и область движения глубинного тепла, причем глубинный теплопоток обтекает верхнюю область (линия DD' является для него теплонепроницаемой границей, линией «теплораздела»), размеры которой могут значительно превышать ширину реки.

Приведенные функции тока имеют важное свойство: количество тепла, протекающего по ленте тока, заключенной между двумя линиями тока, имеющими значения функций тока $\bar{\psi} = \bar{\psi}_1$ и $\bar{\psi} = \bar{\psi}_2$ будет равно $Q_n = \lambda \cdot (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_2)$, где λ – теплопроводность пород. На *рис. 6.2* линии тока тепла построены с шагом $\Delta\bar{\psi} = 1^\circ\text{C}$, т.е. по каждой ленте тока движется постоянный тепловой поток, численно равный величине теплопроводности пород $Q_n = \lambda \cdot \Delta\bar{\psi} = \lambda$. Для определения плотности теплового потока в любой точке следует разделить величину Q_n на ширину ленты тока в этой точке.

Под центром реки температура понижается с глубиной до точки D и ниже начинает повышаться. Точка D является точкой «теплового покоя», где теплопоток в любом направлении равен нулю, а температура пород на линии $x = 0$ минимальна. Если эта температура $t(0, D)$ ниже 0°C , то, как и в рассматриваемом примере, под контуром источника тепла с поверхности формируется несквозной талик (здесь – мощностью 50 м), а нижняя граница мерзлоты поднимается относительно ее «нормального» положения (при отсутствии реки).

Мощность мерзлой толщи M при принятых в примере параметрах вне зоны влияния контура приложения тепловой нагрузки составляет $M = -t_1/g = 167$ м, следовательно, подъем подошвы мерзлой зоны составил 72 м. При этом размеры области теплового влияния по горизонтали весьма велики: так, близкая к «нормальной» мощность мерзлой толщи (165 м) устанавливается на расстоянии 850 м от центра реки.

При увеличении размеров контура приложения тепловой нагрузки или при повышении температуры в его пределах температура пород в точке D превысит 0°C , и в этом случае под контуром сформируется сквозной талик. Конфигурация массива мерзлых толщ чувствительна к указанным параметрам. Так, в рассматриваемом примере 20 увеличение ширины реки всего на 6,6 м ($b = 53,3$ м) или повышение температуры донных отложений на $0,53^\circ\text{C}$ (до $t_2 = 3,53^\circ\text{C}$) приведет к формированию под рекой сквозного талика.

Можно показать, что в частном случае, соответствующем наименее благоприятным условиям формирования талика, когда температура в пределах полосы на поверхности близка к температуре замерзания пород ($t_2 \rightarrow 0^\circ\text{C}$), предельная ширина этой полосы $B_{\text{пр}} (B = 2b)$, приводящая к формированию на этом участке сквозного талика, составляет:

$$B_{\text{пр}} = \frac{4}{\pi} M \cong 1,3M,$$

где $M = -t_1/g$ – исходная мощность мерзлых пород.

Рассмотренные особенности движения тепловых потоков справедливы и для трехмерных температурных полей под одиночными контурами приложения тепловой нагрузки изотермической формы на поверхности земли. Степень преобразования исходного температурного поля в зоне влияния этих источников при прочих равных условиях (включая поперечные размеры) меньше, чем в случае источника-полосы, поскольку отток тепла от температурного контура осуществляется по всем направлениям в плане. Наименьшее воздействие оказывает область приложения тепловой нагрузки в виде круга (в связи с минимальной площадью зоны действия источника при заданных поперечных размерах). В случае когда $t_2 \rightarrow 0^\circ\text{C}$, из анализа уравнения (6.2.7) следует, что предельная величина $R_{\text{пр}}$ кругового контура, при которой происходит разрыв сплошности массива многолетнемерзлых пород, составляет:

$$R_{\text{пр}} = M.$$

Следовательно, для образования сквозного талика под мелководным озером округлой формы с нулевой среднегодовой температурой донных отложений его диаметр должен вдвое превосходить мощность мерзлой толщи. В случае квадратного температурного контура длина стороны должна превосходить мощность мерзлой толщи в 1,8 раза, а для прямоугольников это соотношение находится в пределах от 1,8 до 1,3 (бесконечная полоса).

Аналитические решения, описывающие стационарное трехмерное температурное поле в полупространстве, получены для ограниченного числа случаев простых форм температурных областей на поверхности (прямоугольник, круг, круговой сектор). Поскольку уравнение теплопроводности в стационарной постановке допускает применение принципа суперпозиции (сложения) решений, с помощью этого принципа можно построить решение для стационарного температурного поля в полупространстве при практически любом законе распределения температуры на его поверхности (Балобаев, Шасткевич, 1974).

§ 3. Прогноз формирования криогенных текстур многолетнемерзлых пород

Криогенная текстура характеризует особенности распределения льда по разрезу и характер ледяных включений в мерзлой породе, что имеет большое значение для развития процесса термокарста и осадки поверхности при оттаивании, развивающихся в естественных условиях и в результате их нарушения, связанной с деятельностью человека.

Формирование криогенных текстур определяется тремя факторами: 1) литолого-фациальными особенностями отложений и их свойствами; 2) их влажностью и возможностью подтока влаги к фронту промерзания и 3) условиями промерзания – характером верхних граничных условий (гармоничным или скачкообразным изменением температуры на поверхности) и характером нижних граничных условий (геотермическим градиентом и теплотокотом из недр земли).

1. Криогенные текстуры в скальных породах

В скальных породах криогенные текстуры являются унаследованными. Ледяные включения приурочены к нарушениям (дизъюнктивным, пликативным, напластования, выветривания). Характер ледяных включений унаследованных криогенных текстур в скальных породах определяется характером трещин и полостей и связан с общегеологическими условиями, с историей геологического развития района. Криогенные текстуры в скальных породах определяются также гидрогеологическими условиями – влиянием трещинных, карстово-трещинных и пластово-карстовых вод, подвергшихся многолетнему промерзанию. Последним обстоятельством определяется минерализация льда в унаследованных криогенных текстурах в скальных породах. При промерзании скальных пород трещиноватость увеличивается как за счет раскрытия существующих трещин в результате замерзания воды, так и в результате процессов температурного растрескивания.

По особенностям образования в скальных породах можно выделить следующие типы льда (Кривоногова, 1875):

- 1 – цементный лед, образующийся в трещинах, которые были заполнены водой до промерзания массива (ниже уровня грунтовых вод);
- 2 – инъекционный лед, образующийся в трещинах при внедрении в них воды под напором вследствие промерзания трещиноватых обводненных пород;
- 3 – инфильтрационный лед, формирующийся при затекании (инфильтрации) в мерзлый массив вод таликовых зон или поверхностных вод;
- 4 – сублимационный лед, образующийся за счет парообразной влаги, поступающей в трещины и пустоты мерзлого массива;
- 5 – сегрегационный лед, образующийся в результате безнапорной миграции влаги к фронту промерзания в мелкодисперсных породах, заполняющих трещины.

При промерзании скальных пород с указанными типами льда образуются льдонасыщенные участки, характеризующиеся различной распученностью. При этом наибольшая распученность возникает при формировании сегрегационного льда, наименьшая – сублимационного. Относительно высокая льдистость из-за пополнения льдом трещин, встречающаяся в скальных породах вблизи земной поверхности, является причиной деформаций сооружений, ошибочно построенных с допущением оттаивания в расчете на высокую несущую способность таких пород.

2. Криогенные текстуры рыхлых отложений

Закономерности формирования криогенных текстур при эпигенетическом промерзании пород. Криогенные текстуры эпигенетических мерзлых толщ формируются либо при гармоническом, либо при скачкообразном изменении верхних граничных условий. От характера изменения температур на поверхности земли зависит распределение ледяных включений.

При гармоническом изменении верхних граничных условий в гравийно-галечных и песчаных отложениях, если они водонасыщены, формируется массивная криогенная текстура. В этом случае поры заполнены льдом и объем грунта увеличен на величину объемного расширения воды при переходе в лед (9%). Шлировые текстуры в этом случае отсутствуют, за исключением инъекционных льдов.

В тонкодисперсных породах криогенные текстуры многообразны. При многолетнем изменении температур на поверхности при отсутствии в разрезе водоносных горизонтов в начальный период промерзания в верхнем горизонте наблюдается обилие ледяных шлиров (линз, прослоев) небольшой мощности. Это обусловлено начальной влажностью пород, а также миграцией влаги к границе раздела фаз при больших температурных градиентах. С глубиной происходит уменьшение ледяных шлиров, образуются микрошлировые и редкие тонкошлировые (0,1–0,2 см) текстуры, что связано с уменьшением влажности пород у фронта промерзания. Градиент температуры и скорость промерзания затем падают, но поток влаги уменьшается быстрее, в том числе из-за иссушения немерзлой зоны, и к фронту промерзания не подтягивается достаточно воды. Под льдистым горизонтом из-за иссушения и усадки в породах возникают тонкие вертикальные трещины, заполняющиеся льдом после промерзания.

При дальнейшем промерзании температурные градиенты и темпы промерзания еще больше уменьшаются, влага успевает подтягиваться к фронту промерзания для образования редких средних (0,5–1,0 см) и толстых (до 3–5 см) шлиров льда. Эта закономерность должна была бы усиливаться с глубиной, если бы не одно обстоятельство. При обычных условиях на поверхности потоки тепла падают с глубиной по экспоненциальному закону (рис. 6.3). В силу этого в нижней части толщи пород потоки (потери) тепла становятся настолько незначительными, что они при промерзании не могут обеспечить образование мощных шлиров льда. Таким образом, по величине потоков тепла максимальная толщина сегрегационных шлиров льда приурочена к

средней по глубине части многолетнемерзлой толщи. Вблизи подошвы мерзлых пород потери тепла хватает только на образование массивной криогенной текстуры.

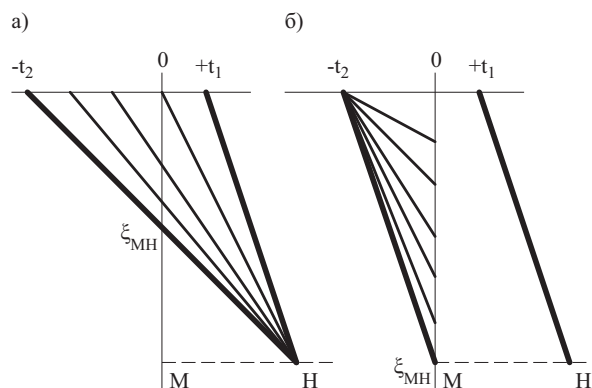


Рис. 6.3. Характер температурного поля при скачкообразном (а) и гармоничном (б) изменении t на поверхности земли

При неоднократном промерзании и оттаивании криогенные текстуры будут соответствовать последним условиям промерзания. Так, например, при частичном оттаивании и вторичном промерзании рыхлых отложений может получиться разрез как на *рис. 6.4*, где наблюдается распределение криогенных текстур в соответствии с содержанием льда при первичном промерзании: пунктирная линия для верхней части, до глубины h и сплошной линией до более глубоких горизонтов. В результате частичного оттаивания многолетнемерзлых толщ до глубины H и последующего промерзания пород в этом слое формируются новые криогенные текстуры, обозначенные сплошной линией. Это связано с тем, что при вторичном промерзании в результате подтягивания воды к фронту промерзания произойдет перераспределение влаги в слое h и вверху слоя образуются тонко- и среднешлировые криотекстуры, а в средней части слоя h – редкие средне- и толстошлировые. При этом будет отмечаться иссушение нижней части этого слоя до влажности, близкой к ω_n , и при отсутствии надмерзлотных вод общий баланс влаги слоя h должен не превышать полную влагоемкость пород этого слоя, так как подстилающая слой h многолетнемерзлая толща является водоупором, вследствие чего исключается подток влаги из глубины.

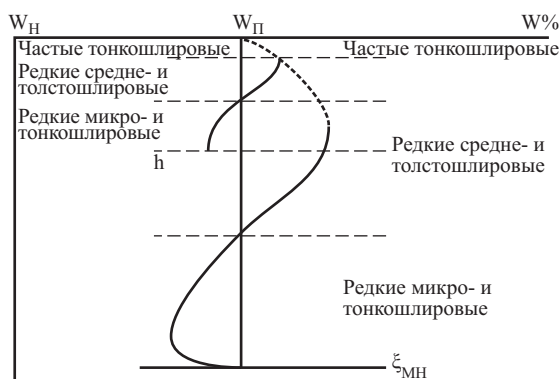


Рис. 6.4. Схема образования криотекстур в многолетнемерзлой толще, верхняя часть которой до глубины h оттаяла и вновь промерзла

Большое значение при образовании криотекстур имеют условия влагообмена в период промерзания. В частности, при наличии подмерзлотных вод размер шлиров льда увеличивается с глубиной, в связи с чем общее льдонакопление превышает запас влаги в слое $\xi_{\text{мн}}$, существовавшей к началу промерзания. При медленном промерзании влагонасыщенных тонкодисперсных пород происходит образование толстошлировых текстур, поскольку к фронту промерзания успевают подтягиваться достаточно влаги из нижележащих горизонтов. Это приводит к иссушению последних, а минеральные прослои приобретают влажность, близкую к максимальной молекулярной. При этом происходит усадка грунта, сопровождающаяся образованием вертикальных трещин, которые заполняются льдом. В результате при эпигенетическом промерзании образуются толстошлировые криотекстуры с тонкими вертикальными прожилками.

Наложение средне- и короткопериодных потеплений на длиннопериодное похолодание приведут к замедлению темпов промерзания и к образованию толстошлировых криогенных текстур. Наоборот, наложение средне- и короткопериодных похолоданий на длиннопериодные приведет к ускорению темпов промерзания, прекращению образования толстошлировых криотекстур, к переходу их в тонко- и микрошлировые и даже массивные.

Аналогичное положение отмечается при сезонном промерзании пород. В этом случае короткопериодные оттепели в течение зимы также приводят к образованию толстошлировых текстур в слое сезонного промерзания и к увеличению пучения пород. Этим объясняются различия в процессе пучения в областях с континентальным и морским климатом. В условиях континентального климата скорость промерзания велика, в связи с чем в верхнем горизонте слоя сезонного промерзания формируются массивные, микро- и тонкошлировые криотекстуры. В средней части промерзающего слоя образуются тонкошлировые криотекстуры, за счет которых идет пучение грунтов. При промерзании нижней части слоя ξ , где потоки тепла сокращаются, формируются тонкошлировые и массивные криогенные текстуры.

В условиях морского климата скорости промерзания бывают незначительными даже в верхней части слоя ξ , и поэтому образование толстошлировых текстур при подтоке влаги снизу к фронту промерзания может отмечаться в пределах всего промерзающего слоя.

Вблизи южной границы области многолетнемерзлых пород, там, где t_{ξ} близки к нулю, годовые теплообороты осуществляются внутри слоя сезонного промерзания. В силу этого нижний горизонт слоя ξ , как правило, характеризуется массивной и тонкошлировой криотекстурой.

При скачкообразном изменении температур на поверхности земли изменение температурного поля идет в соответствии со схемой на рис. 6.3. Для случая *б* теплопотери остаются постоянными по глубине, так как на любой глубине температура в пределе должна изменяться на величину $(t_2 - t_1)$. Поэтому теплопотери не оказывают влияния на формирование криогенных текстур, так как они постоянны. В силу этого закономерности формирования криотекстур для случая *б* определяются скоростью промерзания в соответствии с температурным градиентом и гидрогеологическими условиями (влажность грунта и возможность подтока влаги к фронту промерзания). Температурный градиент и скорость промерзания в случае *б* уменьшаются с глубиной, и вероятность образования шлиров льда с глубиной увеличивается. В результате содержание льда в многолетнемерзлых толщах, промерзших при скачкообразном изменении температуры на поверхности земли, увеличивается с глубиной.

При частичном оттаивании многолетнемерзлых толщ и при последующем их промерзании в результате колебаний температур на поверхности могут формироваться наложенные криогенные текстуры, характерные как для гармонических, так и для скачкообразных изменений верхних граничных условий.

Закономерности формирования криогенных текстур при сингенетическом промерзании отложений. Основные закономерности формирования криогенных текстур сингенетически промерзающих отложений связаны с промерзанием снизу слоя летнего оттаивания и с закономерностями процесса морозобойного растрескивания. Морозобойное трещинообразование в условиях

осадконакопления пойменной, прибрежно-морской, прибрежно-озерной и склоновых фаций в области многолетней мерзлоты сопровождается образованием повторно-жильных (клиновидно-жильных) льдов или изначально грунтовых жил в зависимости от соотношения минимальных и среднегодовых температур пород на поверхности, их амплитуд, мощности слоя ξ и глубины расстрескивания. В результате формируются криогенные текстуры сингенетических толщ с полигональной решеткой повторно-жильных льдов, грунтовых либо смешанных ледогрунтовых жил, разделенных массивами минерального грунта (*рис. 6.5*). Размеры и условия залегания повторно-жильных льдов и грунтовых жил, а также размеры полигонов определяются составом грунта и его свойствами, температурным режимом грунтов, а также условиями осадконакопления.

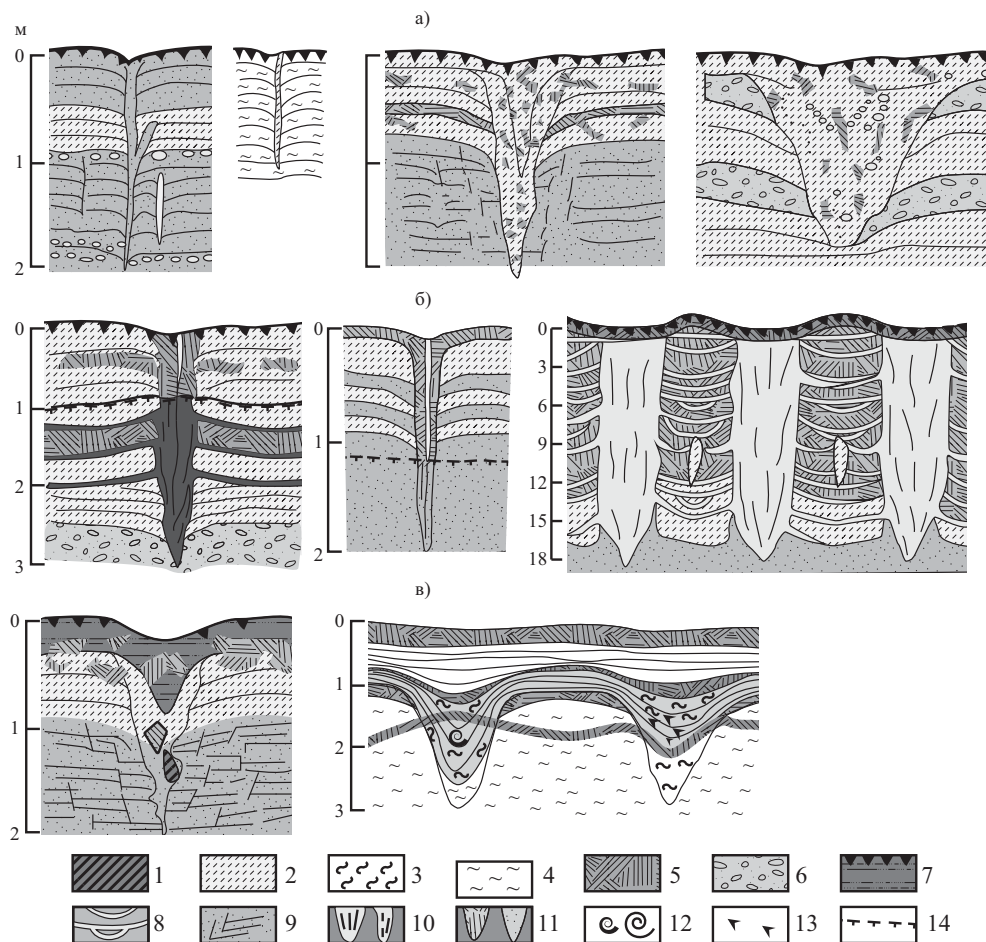
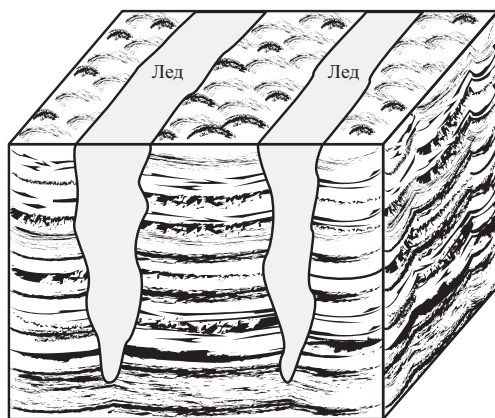


Рис. 6.5. Типы полигонально-жильных образований и криогенных текстур вмещающих отложений (схематизировано по Н.Н. Романовскому, 1972): а – изначально-грунтовые жилы, формирующиеся в сезонноталом и сезонномерзлом слоях, б – ледяные жилы в мерзлой толще, в – псевдоморфозы по ледяным жилам; 1 – суглинки, 2 – супеси, 3 – лессы, 4 – лессовидные породы и алевроиты, 5 – торф, 6 – песок и гравий, 7 – почвеннорастительный слой и гумусированные породы, 8 – ледяные шпилы и «пояски» в сингенетически промерзших отложениях, 9 – слоистость пород и мелкие сбросы, 10 повторно-жильные льды, 11 – грунтовые жилы, 12 – раковины пресноводных моллюсков, 13 – аллохтонные растительные остатки, 14 – верхняя поверхность многолетнемерзлых пород (граница СТС)

Криогенные текстуры минеральных массивов грунта между жилами льда определяются следующими условиями. В процессе накопления осадка, например, на пойме реки в период половодья отметка поверхности повышается на некоторую величину. В результате может повышаться положение кровли многолетнемерзлых пород. Это происходит, если глубина сезонного оттаивания последующего года меньше глубины оттаивания предыдущего года. В результате формируется многолетнемерзлая толща, представляющая собой сумму элементарных слоев, являющихся частями подошвы слоя сезонного оттаивания. Очевидно, что в этом случае криогенные текстуры сингенетически промерзших многолетнемерзлых пород могут быть тонкошлифовыми, либо массивными. В случае, когда слой летнего оттаивания промерзает сверху, влага подтягивается к фронту промерзания в верхнюю его часть, нижняя (переходящая в многолетнемерзлое состояние) иссушается, и образуется массивная текстура. Это имеет место вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых толщ, где годовой теплооборот проходит в слое сезонного оттаивания. В северных районах области многолетнемерзлых пород, особенно в IV и V зонах (по В.А. Кудрявцеву), теплообороты на подошве слоя сезонного оттаивания достигают больших величин. В результате этого промерзание слоя летнего оттаивания идет не только сверху, но и снизу. При этом влага в слое летнего оттаивания подтягивается как к верхнему, так и к нижнему фронтам промерзания, в результате шлиры льда образуются и в верхней части, и у подошвы слоя сезонного оттаивания. В этом случае в процессе осадконакопления подошва слоя летнего оттаивания нередко представлена льдом с небольшими минеральными прослоями. За много лет так формируются льдистые горизонты мерзлых толщ, для которых характерны так называемые поясковые криогенные текстуры. Особенностью этих отложений является то, что суммарная льдистость их часто превышает полную влагоемкость.

Таким образом, сингенетические мерзлые толщи с повторно-жильными льдами характеризуются полигональной решеткой с минеральными массивами между ними, имеющими тонкослоистую криогенную текстуру (рис. 6.6).

Знание закономерностей формирования криогенных текстур, а также условий залегания подземных льдов при эпигенетическом, так и при сингенетическом промерзании пород является основой для составления прогноза изменения мерзлотных условий. Расчет величины пучения в связи с формированием криогенных текстур или осадок в результате термокарстовых процессов определяют инженерно-геологическую оценку территории, условия и принципы строительства и характер мероприятий, необходимых для создания оптимальных условий работы сооружений.



Блок-диаграмма

Рис. 6.6. Схематический разрез многолетнемерзлой толщи с повторно-жильными льдами при сингенетическом промерзании

§ 4. Особенности прогнозирования верхних граничных условий формирования и динамики многолетнемерзлых пород

Среднегодовая температура пород и мощность сезонноталого (сезонномерзлого) слоя пород (соответственно СТС и СМС) являются основными геокриологическими характеристиками криолитозоны, которые являются объектами исследований в рамках как естественно-исторического, так и техногенного видов геокриологического прогноза. Обе указанные характеристики формируются в процессе теплообмена литосферы с внешней средой в конкретных геолого-географических условиях.

Среднегодовая температура пород – важный параметр, поскольку представляет собой верхнее граничное температурное условие для подстилающих толщ пород. Поскольку кровля многолетнемерзлых пород располагается на глубине проникновения фронта сезонных фазовых переходов, т.е. на подошве слоя сезонного оттаивания (в пределах которого породы лишь часть года находятся в мерзлом состоянии), то за граничное условие для ММП принимается среднегодовая температура t_{ξ} на подошве СТС. В случае сезоннопромерзающих пород температура их на верхней границе талого массива соответствует среднегодовой температуре на подошве СМС.

Среднегодовая температура на нижней границе СТС (СМС) t_{ξ} отличается от среднегодовой температуры на поверхности пород (под напочвенными покровами) на величину так называемой **температурной сдвижки** Δt_{λ} , которая в общем случае может иметь различный знак. Понятие температурной сдвижки введено в научную литературу В.А. Кудрявцевым (1978), ее формирование в условиях периодически установившегося температурного режима на поверхности связано с сезонными изменениями теплопроводности пород в пределах СТС при их промерзании и оттаивании.

Годовой ход температуры на подошве СТС (СМС) имеет отличный от гармонического характер. Это связано с **задержкой проникновения в глубину сезонной волны охлаждения (нагрева)** за счет изотермического процесса оттаивания (промерзания) влажных пород (**эффект «нулевой завесы»**). За среднегодовую температуру пород t_{ξ} принимается ее *среднеинтегральное* значение за год, но t_{ξ} не является постоянной из года в год, а изменяется в соответствии с многолетними изменениями условий теплообмена на дневной поверхности.

Ниже подошвы СТС (СМС) при $t_{\xi} \neq 0^{\circ}\text{C}$ залегают горные породы с переменными в течение года отрицательными (положительными) температурами, причем периодические годовые колебания температуры происходят в пределах некоторого температурного профиля, формирующегося в подстилающем массиве пород под влиянием граничных условий (верхних, боковых, нижних), его теплофизической неоднородности. Амплитуда этих колебаний затухает с глубиной и на некотором уровне, называемом **глубиной нулевых годовых температурных колебаний** (или подошвой слоя годовых теплооборотов, или **слоем нулевых годовых амплитуд**, или **слоем сезонных колебаний температуры**), температура становится постоянной (в пределах точности 0.1°C) в течение года. Эта температура может отличаться от t_{ξ} , причем в обе стороны, в зависимости от тепловых потоков в подстилающем СТС (СМС) массиве пород: их направления и величины, наличия горизонтальных составляющих потоков тепла (неоднородность температурного поля), нестационарности температурного поля в многолетнем разрезе. Разница между величиной t_{ξ} и температурой на подошве слоя годовых теплооборотов формируется в мерзлом (в случае СМС – в талом) массиве, определяется тепловыми потоками и в контрастных в плане условиях (например, на территории застройки) может составлять первые градусы.

Величина t_{ξ} формируется под влиянием условий теплообмена пород с внешней средой и слабо зависит от глубинных тепловых потоков в подстилающем массиве пород, поскольку их величина невелика по сравнению с годовым оборотом тепла через поверхность пород.

Поэтому нельзя согласиться с распространенным у геокриологов подходом, когда за температуру пород принимается ее значение на подошве слоя годовых колебаний температур.

Помимо количественных ошибок в характеристике верхних граничных условий такой подход может привести и к неточностям в оценке геокриологической обстановки. Небольшие массивы многолетнемерзлых пород (или небольшие по площади несвязные талики), например на территориях застройки, расположены в пределах слоя годовых теплооборотов. В этом случае происходят сезонные изменения положения их подошвы. Подошва слоя годовых теплооборотов при этом расположена ниже геокриологического объекта, в области положительных (или – в случае талика – отрицательных) температур пород. На этом уровне температура не отражает реального фазового состояния и, следовательно, прочностных свойств пород в важной в инженерно-геологическом отношении верхней части геологического разреза (зоне заложения фундаментов). Значение же среднегодовой температуры на подошве СТС (СМС) соответствует геокриологической обстановке и однозначно определяет верхнее граничное температурное условие на поверхности массива пород.

Величиной t_{ξ} определяется комплекс особенностей природной среды, входящих в понятие геокриологических условий.

Во-первых, как уже говорилось, *среднегодовая температура пород* (или просто **температура пород**) t_{ξ} является верхним граничным условием для толщ ММП и определяет как пространственную конфигурацию последних, так и саму возможность их существования. От величины t_{ξ} зависит мощность ММП и степень их устойчивости к внешним воздействиям. Величина t_{ξ} влияет на мощности СТС и СМС, от которых зависит характер формирования криогенных процессов, условия взаимодействия с инженерными сооружениями.

Во-вторых, в условиях криолитозоны от температуры зависят свойства дисперсных пород: теплофизические, прочностные, деформационные, массообменные.

В-третьих, среднегодовая температура пород t_{ξ} является характеристикой криогенных геологических процессов. От величины t_{ξ} зависит характер морозобойного растрескивания пород, особенности миграционного льдовыделения в породах. Так, величиной t_{ξ} определяется мощность промерзания пород СТС снизу (со стороны мерзлой толщи) в конце теплого периода, а с этим процессом связано формирование льдистых горизонтов пород в верхней части разреза ММП.

Поэтому определение и прогноз среднегодовой температуры t_{ξ} считается важной задачей геокриологии. Для этого помимо натуральных измерений (скважинная термометрия) используются методы математического моделирования – аналитические и численные (см. гл. III).

Задача расчетного определения среднегодовой температуры пород сложна. Ее решение не представляет труда лишь в случае, когда на поверхности сезоннопротаивающих (промерзающих) пород отсутствуют теплоизолирующие покровы, а изменения температуры на дневной поверхности известны. При этом значение t_{ξ} отличается от среднегодовой температуры внешней среды (воздуха) на величину температурной сдвижки, которая может быть определена известным способом приведения теплопроводных свойств талых пород к свойствам мерзлых (и наоборот).

Напочвенные покровы (естественные или техногенные) существуют всегда (например, снежный покров), и их воздействие на формирование среднегодовой температуры пород высоко. Это связано с сезонностью существования или с сезонной изменчивостью теплоизолирующих свойств этих покровов. В условиях знакопеременных тепловых потоков в верхних слоях разреза это приводит к возникновению «полупроводникового» эффекта в годовом цикле теплообмена пород с внешней средой. В результате t_{ξ} может отличаться (до 10°C и более) от таковой на дневной поверхности покровов (см. гл. V).

Кроме того, непростой задачей является определение температуры дневной поверхности. Эта температура может отличаться от температуры приземного слоя воздуха, она формируется в процессе радиационно-теплового теплообмена на дневной поверхности, происходящего при участии различных природных факторов, часть из которых трудноопределимы и

по сей день недостаточно изучены. Большинство расчетных зависимостей для оценки воздействия этих факторов носят полуэмпирический и эмпирический характер. Тем не менее существующие методики позволяют удовлетворительно рассчитывать температурный режим дневной поверхности на базе характеристик природной среды, получаемых на сети станций метеонаблюдений (см. гл. II).

Существующие методы математического моделирования среднегодовой температуры пород используют эту (полученную независимым способом) температуру дневной поверхности в качестве верхнего граничного условия в расчетной схеме. Разработкой приближенных аналитических методов расчета t_{ξ} при наличии различных покровов на поверхности занимались В.Т. Балобаев, Г.В. Порхаев, Г.М. Фельдман, А.В. Павлов и другие. Эти методы отличаются сложностью конечных выражений и отсутствием возможности пофакторного анализа влияния различных параметров на среднегодовую температуру пород.

С развитием вычислительной техники и программного обеспечения перестало быть проблемой численное моделирование температурного режима в породах при наличии в расчетной области фазовых переходов влаги, т.е. решения нелинейной задачи математической физики в двухмерном и даже трехмерном варианте. Разработанная на кафедре геокриологии коллективом авторов под руководством Л.Н. Хрусталева (1994) программа «ТЕПЛО», а также более современная, трехмерная «ТУНДРА», разработанная под руководством Г.П. Пустовойта, или более простая «QFrost» Д. Песоцкого (www.geocryology.com), и некоторые другие отечественные и зарубежные программы (например, PLAXIS) позволяют определять и прогнозировать величину среднегодовой температуры пород t_{ξ} с исчерпывающей точностью при любом строении геологического разреза и произвольном изменении верхних граничных условий (температуры и термического сопротивления напочвенных покровов). Недостатками численных методов математического моделирования являются необходимость определения многих входящих параметров, трудоемкость подготовки и ввода данных, сложность определения в ходе решения степени влияния на величину t_{ξ} того или иного фактора природной среды.

Основная особенность формирования среднегодовой температуры пород t_{ξ} заключается в следующем. Температура дневной поверхности есть функция равновесного энергообмена между поверхностью и внешней средой, и ее значение пропорционально уровню этого теплообмена – чем он больше, тем выше температура дневной поверхности. В то же время в горных породах прямой зависимости между средней температурой t_{ξ} и величиной годового теплообмена (теплооборотов) через поверхность не наблюдается. Связь между температурным режимом сезоннопротаивающих (промерзающих) пород и уровнем годового теплообмена в них определяется влиянием теплоизолирующих поверхностных покровов.

Поверхностные покровы оказывают температурное воздействие на подстилающие породы не только в зависимости от своего термического сопротивления, но и от плотности теплового потока, проходящего через них: чем выше тепловой поток, тем больше разница температур на кровле и подошве теплоизолирующего слоя. В летнее время поверхностные покровы охлаждают поверхность грунта по сравнению с дневной поверхностью, а в зимнее время – отепляют. Результирующее воздействие покровов на среднегодовую температуру пород в условиях равенства приходной и расходной частей годового теплообмена определяется не только соотношением термических сопротивлений летнего и зимнего покровов, но и самой *величиной годового теплооборота* в породах. С другой стороны, поверхностные покровы определяют эту величину за счет сокращения амплитуды изменений температуры на поверхности пород.

Помимо воздействия напочвенных покровов величина годового теплооборота зависит и от теплофизических свойств и влажности пород, определяющих глубину сезонного протаивания (промерзания) пород ξ . Мощность СТС (СМС) в свою очередь влияет на величину теплопотока через поверхность грунта: чем ближе к поверхности располагается изотермическая фазовая граница, тем в общем случае выше температурный градиент и плотность теплового по-

тока. Поэтому величина годового теплооборота всегда выше во влажных породах, нежели в относительно сухих при прочих равных условиях. Таким образом, формирование среднегодовой температуры пород t_{ξ} через величину годового теплооборота оказывается зависимым и от мощности слоя сезонного протаивания (промерзания) пород ζ .

Однако мощность СТС (СМС) помимо теплофизических свойств и влажности пород, зависит и от t_{ξ} , которая определяет отток тепла в мерзлые подстилающие породы от фронта сезонного оттаивания и приток тепла снизу к фазовой границе из подстилающих талых пород при сезонном промерзании. С ростом температуры t_{ξ} мощность СТС увеличивается, а мощность СМС уменьшается.

Учитывая взаимообусловленность всех элементов в структуре годового теплообмена в породах, представляется целесообразной разработка методики совместного определения геокриологических параметров, учитывающей рассмотренные выше прямые и обратные связи между ними. Такая методика, базирующаяся на простых приближенных решениях, разработана на кафедре геокриологии МГУ (Булдович, 2001).

Предлагаемый метод основан на научных разработках В.А. Кудрявцева (1954) о роли величины годовых теплооборотов в приповерхностных слоях геологического разреза в формировании среднегодовых температур пород в условиях периодически установившегося температурного режима на дневной поверхности.

Количество тепла, ежегодно поглощаемое породами за полупериод нагревания и уходящее из них в холодное время года, характеризует уровень теплообмена между породами и атмосферой. Величина теплооборота определяется рядом факторов: теплофизическими свойствами пород (соотношением этих параметров в талом и мерзлом состоянии), наличием и свойствами различных теплоизолирующих покровов на поверхности пород, характером сезонных изменений температуры на дневной поверхности (поверхности покровов) и среднегодовой температурой пород.

В свою очередь формирование среднегодовой температуры в решающей мере определяется величиной годового теплооборота в породах, поскольку от нее зависит температурный вклад всех температурообразующих факторов природной среды. Предлагаемая методика основана на анализе указанной взаимообусловленности между температурным режимом пород и уровнем годового теплообмена в них.

Основным свойством периодически установившегося режима колебаний температур в породах является равенство приходящего и уходящего количества тепла в годовом цикле. Это позволяет определять значение теплооборота по любому из полупериодов года – нагревания или охлаждения. Так, в ММП удобнее находить указанную величину за время их сезонного оттаивания в летний период. При этом удастся избежать определения времени зимнего промерзания СТС и исследования сложного процесса дальнейшего охлаждения мерзлых пород, что упрощает расчетную схему.

При анализе температурного режима талых пород, наоборот, проще определять величину теплообмена пород с атмосферой за время сезонного промерзания пород в холодный период года. Ниже рассматриваются особенности оценки геокриологических характеристик в области распространения ММП, однако применяемый подход может быть использован и для талых пород.

§ 5. Определение динамики промерзания массива горных пород и оттаивания многолетнемерзлых толщ

При расчетах изменения мощности мерзлых толщ необходимо учитывать, что эти изменения происходят во времени. При этом точного решения задачи Стефана о промерзании массива влажных пород с изначально градиентным температурным полем не существует даже для наиболее простых случаев граничных условий, практически отсутствуют и приближенные решения удовлетворительной точности.

Для самых общих оценок времени многолетнего промерзания используют приближенные решения типа формулы Стефана, т.е. без учета притока тепла из подстилающих талых пород:

$$\xi_{\text{МН}}(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{М}}|t_{\text{П}}|\tau}{Q_{\text{Ф}} + C_{\text{Об.М}}|t_{\text{П}}|/2}}, \quad (6.5.1)$$

где $t_{\text{П}}$ – постоянная отрицательная температура на поверхности массива пород; $\xi_{\text{МН}}(\tau)$ – глубина многолетнего промерзания пород на заданный момент времени τ ; $\lambda_{\text{М}}$ – теплопроводность мерзлых пород; $C_{\text{Об.М}}$ – объемная теплоемкость мерзлых пород; $Q_{\text{Ф}}$ – теплота фазовых переходов в породах. Понятно, что эта расчетная схема может дать удовлетворительную точность для начальной стадии формирования ММП, когда градиенты температуры и тепловые потоки в породах на верхней границе массива превышают тепловые потоки к фронту промерзания снизу.

Используется относительно простая зависимость, полученная с учетом восходящего глубинного теплового потока $q_{\text{ГЛ}}$. В этом случае баланс тепла на фронте многолетнего промерзания $\xi_{\text{МН}}$ имеет вид:

$$\frac{\lambda_{\text{М}}|t_{\text{П}}|}{\xi_{\text{МН}}} = Q_{\text{Ф}} \frac{d\xi_{\text{МН}}}{d\tau} + q_{\text{ГЛ}}.$$

И после интегрирования уравнения время проникновения фронта промерзания в массив пород при наличии теплопотока из недр может быть выражено в виде:

$$\tau = \frac{Q_{\text{Ф}}M_{\text{СТ}}}{q_{\text{ГЛ}}} \left(\ln \frac{1}{1 - \bar{\xi}} - \bar{\xi} \right), \quad \bar{\xi} = \frac{\xi_{\text{МН}}(\tau)}{M_{\text{СТ}}}, \quad M_{\text{СТ}} = \frac{\lambda_{\text{М}}|t_{\text{П}}|}{q_{\text{ГЛ}}}, \quad (6.5.2)$$

где $q_{\text{ГЛ}}$ – величина глубинного теплового потока; $M_{\text{СТ}}$ – предельная (стационарная) мощность мерзлой толщи; $\bar{\xi}$ – относительное многолетнее промерзание. Таким образом, поскольку уравнение (6.5.2) является трансцендентным относительно глубины многолетнего промерзания, решение получается относительно длительности времени промерзания массива до заданной наперед глубины промерзания $\xi_{\text{МН}}$. В качестве аргумента используется относительное промерзание $\bar{\xi}$, представляющее собой отношение текущей мощности мерзлого слоя пород к величине стационарной мощности мерзлой толщи $M_{\text{СТ}}$, отвечающей заданным граничным условиям.

Однако на самом деле поток тепла к фронту промерзания снизу формируется не только за счет потока тепла из недр, но и за счет емкостного тепла, выделяющегося при охлаждении талых пород, подстилающих мерзлую толщу (площадь заштрихованного контура на рис. 6.7). В результате время многолетнего промерзания, определяемое по зависимости (6.5.2), оказывается заниженным. Анализ показывает, что такого рода оценка возможна только для начальной стадии процесса многолетнего промерзания.

Глубокое многолетнее промерзание пород в изначально градиентном температурном поле при наличии теплопотока снизу является длительным процессом и может измеряться геологическими отрезками времени (десятки и сотни тысяч лет) даже в случае 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 ($Q_{\text{Ф}} = 0$). Указанный подход соответствует минимальным срокам стабилизации температурного поля. При наличии фазовых переходов влаги в породах этот процесс будет более длительным.

Учитывая, что при отсутствии влаги в породах теплопроводность и теплоемкость пород в талом и мерзлом состоянии равны ($\lambda_t = \lambda_m = \lambda$ и $C_{об.т} = C_{об.м} = C$), для схемы промерзания, представленной на рис. 6.7, температурное поле описывается уравнением:

$$t(z, \tau) = gz + t_{\Pi} + (t_{исх} - t_{\Pi}) \cdot erf(\varphi), \quad \varphi = \frac{z}{2\sqrt{a\tau}}, \quad g = \frac{q_{ГЛ}}{\lambda}, \quad a = \frac{\lambda}{C}, \quad (6.5.3)$$

где g – геотермический градиент; a – коэффициенты теплопроводности и температуропроводности пород; $t_{исх}$ – исходная (положительная или нулевая) температура на поверхности земли; t_{Π} – постоянная отрицательная температура на поверхности, установившаяся в начале процесса промерзания пород.

Учитывая, что $t(\xi, \tau) = 0^{\circ}C$ и применяя известную аппроксимацию Н.Н. Калиткина:

$$erf\varphi = \frac{6\varphi}{(3 + \varphi^2)\sqrt{\pi}} \quad \text{при } \varphi \leq 1$$

(величина φ может превышать единицу только в самом начале процесса), получим время погружения нулевой изотермы или время многолетнего промерзания $\tau_{мпр}$ в виде:

$$\tau_{мпр} = \frac{[\xi_{МН}(\tau)]^2}{4a\varphi^2}, \quad \varphi = d - \sqrt{d^2 - 3}, \quad d = \frac{(t_{\Pi} - t_{исх})}{(t_{\Pi} + g\xi_{МН})} \cdot \frac{3}{\sqrt{\pi}}. \quad (6.5.4)$$

С учетом точности измерения градиентов температур на больших глубинах и определения теплопроводных свойств пород (в обоих случаях ошибка составляет порядка 10%) можно считать, что время окончания процесса многолетнего промерзания (время достижения нового стационарного состояния) соответствует моменту погружения нулевой изотермы до глубины, составляющей 90% от предельной (равновесной) мощности мерзлой толщи $M_{ст}$, т.е. за конечную глубину многолетнего промерзания принимается значение $\xi_{кон}^z = 0,9$, тогда $\xi_{кон}^t = 0,9M_{ст}$.

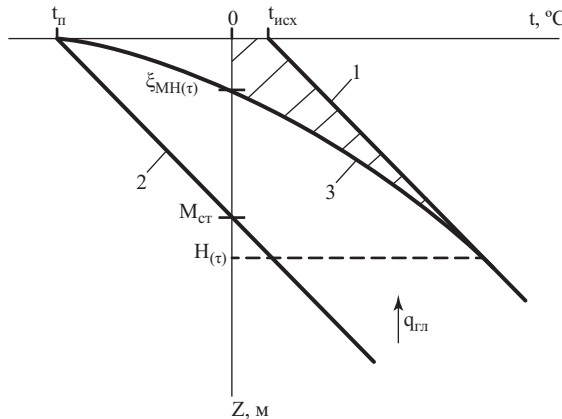


Рис. 6.7. Схема многолетнего промерзания (охлаждения) массива пород при скачкообразном понижении температуры на поверхности при отсутствии фазовых переходов воды в породах: 1 и 2 – соответственно начальное и конечное стационарные распределения температур пород по глубине z ; 3 – температурное поле в период перестройки; $H(\tau)$ – глубина проникновения температурного возмущения на момент времени τ . Остальные обозначения см. в тексте

При значении $t_{исх} = 0^\circ\text{C}$ промерзание происходит быстро, при этом, учитывая, что $M_{ст} = -t_{п}/g$, из (6.5.4) получается зависимость:

$$\tau(\xi_{кон}) = 25,6 \frac{M_{ст}^2}{a}. \quad (6.5.5)$$

Принимая, например, среднее значение температуропроводности пород $a = 0,0035 \text{ м}^2/\text{ч}$, получим:

$$\tau(\xi_{кон}) = 0,8 M_{ст}^2, [\tau] = \text{год}. \quad (6.5.6)$$

Так, согласно (6.5.6) при величинах предельной мощности мерзлой толщи $M_{ст} = 10 \text{ м}$ и $M_{ст} = 500 \text{ м}$ минимально возможное время окончания многолетнего промерзания составляет соответственно 80 и 200 000 лет.

При наличии фазовых переходов в породах этот процесс будет более длительным. В результате численного моделирования одномерного многолетнего промерзания влажных пород в различных природных условиях было замечено, что время достижения фронтом промерзания заданной глубины соответствует сумме времен многолетнего промерзания, определяемых по зависимостям (6.5.2) и (6.5.4). Иными словами, истинное время промерзания состоит из двух частей: времени τ_1 , требующегося на отвод в атмосферу тепла кристаллизации воды на фронте промерзания, и времени τ_2 , требующегося для отвода емкостного тепла, выделяющегося при перестройке температурного поля (охлаждении) пород. Замеченная закономерность позволяет предложить простую приближенную формулу для оценки динамики многолетнего промерзания, причем не только с нулевой исходной температурой пород на поверхности, но и при произвольном положительном ее значении.

Учитывая, что во влажных породах коэффициенты теплопроводности в талом и мерзлом состоянии различны, для использования уравнения (6.5.2) необходимо для согласования расчетной схемы привести теплопроводные свойства мерзлой зоны к свойствам талой. Такое приведение осуществляется заданием на поверхности некоторой фиктивной температуры $t_{п}^*$, связанной с истинной температурой поверхности в период промерзания $t_{п}$ соотношением:

$$t_{п}^* = t_{п} \frac{\lambda_{м}}{\lambda_{т}},$$

при этом выполняется условие:

$$M_{ст} = \frac{\lambda_{м}|t_{п}|}{q_{гЛ}} = \frac{\lambda_{т}|t_{п}^*|}{q_{гЛ}}. \quad (6.5.7)$$

Разница в значениях теплоемкости пород в мерзлом и талом состоянии игнорируется (весь разрез считается талым), поскольку тепловыделение при охлаждении пород в мерзлой зоне меньше, нежели емкостное тепловыделение в подстилающих талых породах. Тогда время многолетнего промерзания $\tau_{мпр}$ запишется в виде:

$$\tau_{мпр} = \tau_1 + \tau_2, \quad (6.5.8)$$

$$\tau_1 = \frac{1}{4a_{т}} \cdot \left[\frac{M_{ст}\bar{\xi}}{\varphi} \right]^2, \quad \varphi = d - \sqrt{d^2 - 3}, \quad d = \frac{3}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{(1 - t_{исх}/t_{п}^*)}{(1 - \bar{\xi})}, \quad \bar{\xi} = \frac{\xi(\tau)}{M_{ст}},$$

$$\tau_2 = \frac{Q_{\Phi} M_{ст}}{q_{гЛ}} \left(\ln \frac{1}{1 - \bar{\xi}} - \bar{\xi} \right),$$

где a_T – температуропроводность талых пород; $M_{ст}$ – стационарная мощность ММП, определяемая из (6.5.7).

Относительная ошибка определения времени многолетнего промерзания по зависимости (6.5.8) в сравнении с результатами численного компьютерного моделирования не превышает 10–15% и является отрицательной (т.е. формула несколько занижает время относительно истинного). Зависимость применима в интервале значений величины относительного промерзания $\bar{\zeta} = 0 \div 0,9$, где она дает вполне удовлетворительную точность.

Расчет динамики многолетнего промерзания массива пород (Пример 21)

Требуется рассчитать ход погружения фронта многолетнего промерзания во времени и определить время формирования стационарного состояния массива ММП. Расчет выполняется при следующих параметрах природной среды: Исходная температура поверхности пород составляла около $t_{исх} = 0^\circ\text{C}$, в результате похолодания температура поверхности пород понизилась до значения $t_{п} = -2^\circ\text{C}$ и в дальнейшем в процессе начавшегося формирования мерзлых пород оставалась неизменной. Региональная величина плотности глубинного потока тепла составляет $q_{гп} = 35 \text{ мВт/м}^2 = 0,035 \text{ Вт/м}^2$. Теплофизические свойства пород характеризуются значениями $\lambda_T = \lambda_M = 1,74 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, $a_T = 0,003 \text{ м}^2/\text{ч}$, рассматриваются породы с различным характером увлажнения и величинами теплоты фазовых переходов $Q_{\phi 1} = 11600 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3$ и $Q_{\phi 2} = 23200 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3$.

Решение.

1. Находим по уравнению (6.5.7) стационарную мощность многолетнемерзлых пород для рассматриваемых граничных условий:

$$M_{ст} = \frac{\lambda_M |t_{п}|}{q_{гп}} = \frac{1,74 \cdot 2}{0,035} = 100 \text{ м.}$$

2. Выполним расчет времени погружения фронта многолетнего промерзания по формуле Стефана (6.5.1). Оценку будем производить для глубины промерзания $\zeta = 10 \text{ м}$ ($\bar{\zeta} = 0,1$). Преобразовав формулу (6.5.1) относительно времени, получим (без учета теплоемкости мерзлых пород) при $Q_{\phi 1}$:

$$\tau(10) = \frac{(\xi_{мн})^2 Q_{\phi}}{2\lambda_M |t_{п}|} = \frac{100 \cdot 11600}{2 \cdot 1,74 \cdot 2} = 166667 \text{ час} = 19,03 \text{ года.}$$

При $Q_{\phi 2}$ аналогичный расчет дает $\tau(10) = 38,1$ года.

Произведем аналогичные расчеты для глубины промерзания, например $\zeta_{мн} = 60 \text{ м}$ ($\bar{\zeta} = 0,6$), получим при $Q_{\phi 1} \tau(60) = 590$ лет, а при $Q_{\phi 2} \tau(60) = 1180$ лет.

3. Проведем оценку скорости многолетнего промерзания с учетом глубинного теплового потока по уравнению (6.5.2). Для этого найдем время достижения фронтом промерзания тех же, что и ранее, глубин. При величине фазовых переходов в породах $Q_{\phi 1}$ для глубины относительного промерзания $\bar{\zeta} = 10 \text{ м}$ ($\bar{\zeta} = 0,1$):

$$\tau(10) = \frac{Q_{\phi} M_{ст}}{q_{гп}} \left(\ln \frac{1}{1 - \bar{\zeta}} - \bar{\zeta} \right) = \frac{11600 \cdot 100}{0,035} \left(\ln \frac{1}{1 - 0,1} - 0,1 \right) = 177660 \text{ час} = 20,3 \text{ года,}$$

а при $Q_{\phi} = 23200 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3$, $\tau(10) = 40,6$ года.

Для глубин промерзания $\zeta = 60 \text{ м}$ ($\bar{\zeta} = 0,6$) при величинах фазовых переходов $Q_{\phi 1}$ и $Q_{\phi 2}$ получим время промерзания соответственно $\tau(60) = 1196$ и 2393 года.

Как видим, в начале процесса промерзания, при небольших глубинах промерзания, результаты расчетов времени этого процесса по формулам (6.5.1) и (6.5.2) практически совпадают. Однако со временем роль глубинного теплопотока увеличивается и его неучет приводит к ошибкам.

4. Найдем динамику формирования толщи ММП с учетом как глубинного теплопотока, так и выделения емкостного тепла при охлаждении подстилающих талых пород по зависимости (6.5.8).

При величине фазовых переходов в породах $Q_{\phi 1}$ для глубины относительного промерзания $\zeta = 10 \text{ м}$ ($\bar{\zeta} = 0,1$) формула дает следующие результаты:

$$d = \frac{3}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{(1 - t_{\text{исх}}/t_{\text{п}}^*)}{(1 - \bar{\zeta})} = \frac{3}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{(1 - 0)}{(1 - 0,1)} = 1,772,$$

$$\varphi = d - \sqrt{d^2 - 3} = 1,772 - \sqrt{1,772^2 - 3} = 1,4$$

$$\tau_1 = \frac{1}{4a_{\text{T}}} \cdot \left[\frac{M_{\text{CT}} \bar{\zeta}}{\varphi} \right]^2 = \frac{1}{4 \cdot 0,003} \cdot \left[\frac{100 \cdot 0,1}{1,4} \right]^2 = 4252 \text{ часа}$$

$$\tau_2 = \frac{Q_{\phi} M_{\text{CT}}}{q_{\text{ГЛ}}} \left(\ln \frac{1}{1 - \bar{\zeta}} - \bar{\zeta} \right) = \frac{11600 \cdot 100}{0,035} \left(\ln \frac{1}{1 - 0,1} - 0,1 \right) = 177660 \text{ час}$$

$$\tau(10) = \tau_1 + \tau_2 = 177660 + 4252 = 181912 \text{ час} = 20,77 \text{ года.}$$

При значении параметра $Q_{\phi 2}$ время промерзания десятиметровой толщи мерзлых пород будет $\tau(10) = 41,05$ года.

Для глубин промерзания $\zeta_{\text{мн}} = 60 \text{ м}$ ($\bar{\zeta} = 0,6$) при величинах фазовых переходов $Q_{\phi 1}$ и $Q_{\phi 2}$ по формуле (6.5.8) получим время промерзания соответственно: $\tau(60) = 1445$ и 2642 года. Т.е. влияние охлаждения подстилающих талых пород оказывается существенным.

В **табл. 6.2** приведена динамика погружения фронта многолетнего промерзания, вычисленная по формуле Стефана (6.5.1), зависимостям (6.5.2), (6.5.8) и полученная в результате численного моделирования на ЭВМ. Из **табл. 6.2** и **рис. 6.8** видно, что формула Стефана (6.5.1) как не учитывающая глубинный теплопоток, может использоваться только для оценки начальных стадий многолетнего промерзания при $\bar{\zeta} < 0,2$. Формула (6.5.2) удовлетворительно описывает процесс до значений $\bar{\zeta} = 0,4 \div 0,6$ и, наконец, зависимость (6.5.8) может использоваться для описания всего процесса многолетнего промерзания с достаточной точностью. Последняя зависимость в отличие от первых двух может применяться не только при нулевой исходной температуре на поверхности пород $t_{\text{исх}}$, но и при положительном ее значении.

Таблица 6.1

Динамика погружения фронта многолетнего промерзания (относительного промерзания $\bar{\zeta}$), определяемая различными методами. Время приведено в тысячах лет

Способ расчета, название формулы	$Q_{\phi} = 10000 \text{ ккал/м}^3$						$Q_{\phi} = 20000 \text{ ккал/м}^3$					
	0,2	0,4	0,6	0,8	0,9	0,92	0,2	0,4	0,6	0,8	0,9	0,92
ЭВМ	0,1	0,54	1,7	5,6	17,2	24,5	0,2	0,95	3,0	9,0	24,5	31,7
6.5.8	0,09	0,46	1,45	5,0	15,1	22,1	0,18	0,89	2,7	8,1	20,4	28,2
6.5.2	0,09	0,42	1,2	3,1	5,3	6,1	0,18	0,84	2,4	6,2	10,7	12,2
6.5.1	0,08	0,30	0,68	1,22	1,5	1,6	0,15	0,6	1,4	2,4	3,1	3,2

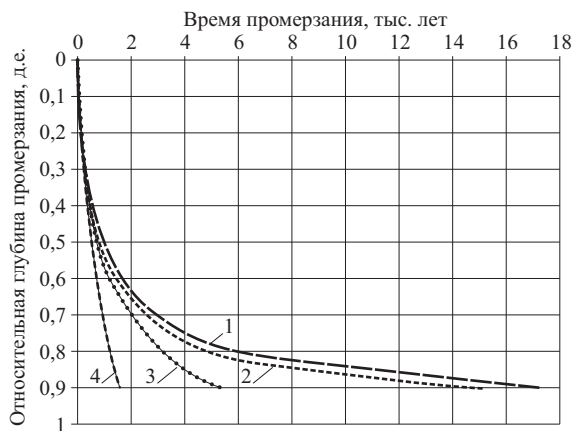


Рис. 6.8. Динамика многолетнего промерзания пород в условиях примера при $Q_{\phi} = 11600$ (Вт·час)/м³. 1 – численное компьютерное моделирование; 2 – формула (6.5.8); 3 – формула (6.5.2); 4 – формула Стефана (6.5.1). Пояснения в тексте

Если требуется определить время завершения формирования ММП, то, считая, что практическая стабилизация происходит при формировании 90% мощности стационарной мерзлой толщи, по формуле (6.5.8) находится время окончания процесса $\tau_{\text{кон}}$. Для конкретного значения относительного промерзания $\xi_{\text{кон}} = 0,9$ зависимость (6.5.8) приобретает вид:

$$\tau_{\text{кон}} = \tau_1 + \tau_2, \quad \tau_1 = \frac{0,2}{a_T} \cdot \left[\frac{M_{\text{ст}}}{\varphi} \right]^2, \quad \varphi = d - \sqrt{d^2 - 3}, \quad d = 16,93 \cdot (1 - t_{\text{исх}} / t_{\text{п}}^*),$$

$$\tau_2 = 1,4 \cdot \frac{Q_{\phi} M_{\text{ст}}}{q_{\text{гл}}},$$

а при значении $t_{\text{исх}} = 0^{\circ}\text{C}$ получается простая зависимость для определения времени формирования ММП:

$$\tau_{\text{кон}} \Big|_{\xi=0,9} = 25,6 \cdot \frac{M_{\text{ст}}^2}{a_T} + 1,4 \cdot \frac{Q_{\phi} M_{\text{ст}}}{q_{\text{гл}}}. \quad (6.5.9)$$

Таким образом, роль тепловыделения при перестройке температурного поля в подстилающей толще пород при многолетнем промерзании велика и недооценка этого фактора приводит к неточным оценкам.

Сказанное относится и к случаю оттаивания мерзлой толщи (деградации) снизу, когда внутриземной поток тепла расходуется не только на фазовые переходы воды на подошве мерзлых пород, но и в значительной мере на нагревание талых пород в подстилающем слое большой мощности. И если при количественной оценке времени разрушения многолетнемерзлых пород при изменении климата или иных изменениях температурных условий на поверхности расчет оттаивания сверху вполне может выполняться по простой формуле Стефана, то оттаивание пород снизу ($\xi_{\text{н}}$) под влиянием глубинного теплопотока должно рассматриваться с учетом нагревания пород этим же потоком.

Можно предложить приближенную зависимость для оценки динамики оттаивания ММП снизу, учитывающую этот фактор (относительная ошибка определения времени оттаивания по сравнению с данными моделирования на ЭВМ не превышает 5%):

$$\xi_{\text{H}} = \frac{1}{\frac{Q_{\Phi}}{q_{\text{ГЛ}}\tau^*} + \frac{3}{4\sqrt{a_{\text{T}}\tau^*}}}, \quad (6.5.10)$$

где τ^* – время от начала восходящего движения нижней границы мерзлой толщи; a_{T} – теплопроводность талых пород.

Момент начала оттаивания снизу не совпадает с моментом температурной перестройки на поверхности земли и начала оттаивания ММП сверху, поскольку температурное возмущение от поверхностного изменения достигает подошвы мерзлоты через некоторое время, соответствующее значению величины критерия Фурье для пластины $F_0 = a_{\text{M}}\tau/M^2 = 0,05$, откуда время вступления температурного возмущения на нижнюю границу мерзлой толщи (τ_{BC}) составит:

$$\tau_{\text{BC}} = \frac{M^2}{20a_{\text{M}}}, \quad (6.5.11)$$

где a_{M} – коэффициент теплопроводности мерзлых пород; M – исходная мощность мерзлой толщи. Если за начальный момент времени τ принимать момент перехода температуры поверхности в положительную область, то величина времени τ^* в уравнении (6.5.10) составит:

$$\tau^* = \tau - \tau_{\text{BC}}. \quad (6.5.12)$$

При наличии оттаивания ММП сверху, т.е. при $t_{\text{п}} > 0^{\circ}\text{C}$, опускание верхней границы деградирующей мерзлоты может в первом приближении рассчитываться по формуле Стефана:

$$\xi_{\text{B}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{T}}t_{\text{п}}\tau}{Q_{\Phi}}}. \quad (6.5.13)$$

Задавая в уравнениях (6.5.10) – (6.5.13) различные моменты времени τ , можно проследить динамику разрушения мерзлой толщи пород, определить время разрушения этой толщи и глубину, где сомкнутся верхний и нижний фронты оттаивания.

Расчет динамики деградации толщи многолетнемерзлых пород (Пример 22)

Многолетнемерзлые породы с исходной температурой на поверхности $t_{\text{исх}} = -2^{\circ}\text{C}$ и мощностью $M = 100$ м в результате резкого потепления климата и повышения температуры на поверхности пород до значения $= 2^{\circ}\text{C}$ начинают деградировать за счет многолетнего оттаивания как сверху, так и снизу. Теплофизические характеристики пород следующие: теплопроводность пород в талом и мерзлом состоянии $\lambda_{\text{T}} = 1,74$ и $\lambda_{\text{M}} = 2,09$ Вт/(м·К), коэффициент теплопроводности талых и мерзлых пород $a_{\text{T}} = 0,003$ м²/час и $a_{\text{M}} = 0,0045$ м²/ч, теплота фазовых переходов $Q_{\Phi} = 11600$ (Вт·час)/м³.

Решение.

1. Считая, что исходная толщина ММП находилась в стационарном состоянии, найдем плотность теплового потока из недр:

$$q_{\text{ГЛ}} = \frac{\lambda_{\text{M}}|t_{\text{исх}}|}{M} = \frac{2,09|-2|}{100} = 0,0418 \text{ Вт/м}^2.$$

2. Найдем время задержки начала оттаивания ММП снизу относительно поверхностных изменений из (6.5.11)

$$\tau_{\text{BC}} = \frac{M^2}{20a_{\text{M}}} = \frac{100^2}{20 \cdot 0,0045} = 111\,111 \text{ час} \approx 13 \text{ лет.}$$

3. Найдем глубину оттаивания ММП сверху, задаваясь различным временем от начала процесса. Так, при длительности периода деградации $\tau = 10 \text{ лет} = 87\,600 \text{ час}$ глубина оттаивания сверху согласно (6.5.13) составит:

$$\xi_B = \sqrt{\frac{2\lambda_T t_{\text{П}} \tau}{Q_{\text{Ф}}}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,74 \cdot 2 \cdot 87600}{11600}} = 7,25 \text{ м,}$$

причем оттаивание снизу в этот момент еще не началось. Для ряда моментов времени получены следующие значения глубины оттаивания пород сверху:

τ , годы	100	200	500	1000
ξ_B , м	23,0	32,4	51,0	72,6

4. Рассчитаем динамику оттаивания ММП снизу для тех же моментов времени по уравнению (6.5.10). В этом уравнении время τ^* отсчитывается от момента вступления температурного возмущения $\tau_{\text{вс}}$ на нижнюю границу ММП, т.е. расчетный интервал времени $\tau^* = \tau - \tau_{\text{вс}}$. Согласно выполненной оценке, задержка времени начала оттаивания снизу относительно начала потепления на поверхности составляет около 13 лет. Тогда для момента времени $\tau = 100 \text{ лет}$ для расчета по (6.5.10) берется время $\tau^* = 87 \text{ лет}$. Для этого момента получим величину оттаивания снизу:

$$\xi_H = \frac{1}{\frac{Q_{\text{Ф}}}{q_{\text{ГЛ}} \tau^*} + \frac{3}{4\sqrt{a_T \tau^*}}} = \frac{1}{\frac{11600}{0,0418 \cdot (100 - 13) \cdot 8760} + \frac{3}{4\sqrt{0,003 \cdot (100 - 13) \cdot 8760}}} = 2,6 \text{ м.}$$

Для тех же моментов времени, что и ранее, найдем глубины многолетнего оттаивания снизу:

τ , годы	100	200	500	1000
τ^* , годы	87	187	487	987
ξ_H , м	2,6	5,6	14,0	27,4

Таким образом, оттаивание мерзлой толщи произойдет через 1000 лет. В этот момент нижний и верхний фронты оттаивания встретятся на глубине 72,6 м от поверхности, причем снизу оттаивает около 30% мощности ММП.

Если не учитывать частичной потери теплового потока из недр на нагревание подстилающих талых пород, то за указанное время оттаивание снизу составило бы $\xi_H = q_{\text{ГЛ}} \tau^* / Q_{\text{Ф}} = 0,0418 \cdot (1000 - 13) \cdot 8760 / 11600 = 31,2 \text{ м}$. Разница между упрощенной оценкой и расчетом по (6.5.10) составила всего около 4 м, и, таким образом, влияние нагрева подстилающих талых пород при деградации ММП снизу может считаться несущественным. В то же время, как было показано выше (пример 21), это влияние при формировании или аградации ММП велико (рис. 6.8).

Использование формулы Стефана в традиционном виде для оценки деградации многолетнемерзлых пород сверху возможно при рассмотрении относительно слабодистых непросадочных пород. Если природным объектом исследования являются высокльдистые ММП, такие, например, как ледовый комплекс северо-восточных областей криолитозоны России, то закономерности многолетнего оттаивания меняются существенным образом.

При оттаивании отложений, имеющих высокую макрольдистость (т.е. льдистость, избыточную по отношению к величине объема порового пространства отложений), происходит значительная усадка и уплотнение талых пород непосредственно в процессе многолетнего от-

таивания. При этом приток тепла к фронту протаивания от дневной поверхности осуществляется через слой формирующихся талых пород с мощностью меньшей, нежели исходная мощность протаявших на данный момент мерзлых пород.

Оценить влияние усадки пород в ходе многолетнего оттаивания на динамику этого процесса можно из следующих соображений. Предположим, что на некоторый момент времени оттаял слой высокольдистой толщи пород мощностью ξ_M , при этом в результате вытаивания ледяных включений и удаления из породы воды происходит уменьшение объема талой породы относительно исходного. В результате оттаивания, усадки и естественного уплотнения образуется слой талых пород мощностью ξ_T , меньшей, чем ξ_M .

Положим, что образовавшийся слой талых пород имеет среднюю пористость n . Очевидно, что в исходной мерзлой породе содержался объем льда, равный $\xi_M - \xi_T$, и объем порового льда, равный $\xi_T n$. Общая объемная льдистость $i_{об}$ исходной мерзлой породы в этом случае была равна:

$$i_{об} = \frac{\xi_M - \xi_T(1-n)}{\xi_M}.$$

Из последнего выражения легко получить соотношение мощностей новообразующейся талой и исходной мерзлой толщ:

$$u = \frac{\xi_T}{\xi_M} = \frac{1 - i_{об}}{1 - n}. \quad (6.5.14)$$

Выражение для баланса тепла на фронте оттаивания льдистых мерзлых пород при нулевой температуре последних в этом случае имеет вид:

$$\frac{\lambda_T t_{\Pi}}{\xi_T} = \frac{d\xi_M}{d\tau} L \rho_{\text{л}} i_{об} + \frac{d\xi_T}{d\tau} \cdot \frac{C_T t_{\Pi}}{2}, \quad (6.5.15)$$

где λ_T , C_T – соответственно теплопроводность и объемная теплоемкость формирующихся талых пород; t_{Π} – положительная постоянная температура на поверхности пород; L – удельная теплота кристаллизации воды; $\rho_{\text{л}}$ – плотность льда; $i_{об}$ – общая объемная льдистость мерзлых пород.

Выразив величину ξ_T из (6.5.14) и подставив ее в (6.5.15), после интегрирования, можно записать выражение для определения времени, необходимого для оттаивания слоя мерзлых льдистых пород заданной мощности H :

$$\tau_{от} = \frac{H^2 \cdot u}{2\lambda_T t_{\Pi}} \cdot \left(L \rho_{\text{л}} i_{об} + u \cdot \frac{C_T t_{\Pi}}{2} \right), \quad (6.5.16)$$

Формула (6.5.16) справедлива только для льдистых просадочных пород – т.е. при значении их общей объемной льдистости $i_{об} \geq n$. При $i_{об} = n$ величина « u » становится равной единице и выражение (6.5.16) переходит в обычную формулу Стефана.

Формула (6.5.16) показывает зависимость времени оттаивания пород от величины их объемной льдистости $i_{об}$. Указанная зависимость имеет экстремальный характер – время оттаивания мерзлой толщи заданной мощности вначале возрастает с увеличением общей льдистости пород, однако при некотором значении $i_{об}$ достигается максимум времени оттаивания, а затем оно уменьшается, несмотря на повышение льдистости и рост величины теплоты фазовых переходов на фронте оттаивания. На этом этапе начинает преобладать влияние сокращения термического сопротивления слоя талых пород над фронтом оттаивания за счет увеличения усадки пород при переходе их из мерзлого в талое состояние.

Дифференцируя время τ из (6.5.16) по переменной льдистости $i_{об}$ и приравнявая производную к нулю, можно найти экстремальную величину общей объемной льдистости $i_{об}^3$, соответствующую максимальному времени протаивания слоя мерзлых льдистых пород:

$$i_{об}^3 = \frac{\varphi + 1}{\varphi + 2}, \quad \varphi = \frac{C_T t_{II}}{L \rho_L}. \quad (6.5.17)$$

Сказанное иллюстрируется *рис.* 6.9, где выполнен расчет времени оттаивания сверху слоя мерзлых пород мощностью $H = 50$ м при следующих значениях параметров: $\lambda_T = 1,39$ Вт/(м·К); $C_T = 580$ (Вт·час)/(м³·град); $t_{II} = 2^\circ\text{C}$; $L = 92,8$ (Вт·час)/кг; $\rho_L = 910$ кг/м³; $n = 0,30$. Кривая I на рисунке описывает время оттаивания мерзлых пород в зависимости от их общей льдистости с учетом их усадки, а кривая II построена по обычной формуле Стефана без учета усадки в результате вытаивания ледяных включений. Видно, что в последнем случае получаются завышенные результаты. Так, уже при общей объемной льдистости $i_{об} = 0,4$ расхождение во времени протаивания становится существенным – относительная ошибка достигает 17%. При значении $i_{об} = 0,6$ эта ошибка составляет уже 75%, а при общей льдистости $i_{об} = 0,8$ – величине вполне реальной для сингенетических отложений едомного комплекса – расчетное время оттаивания по формуле Стефана в 3,5 раза превышает таковое с учетом усадки пород по формуле (6.5.16).

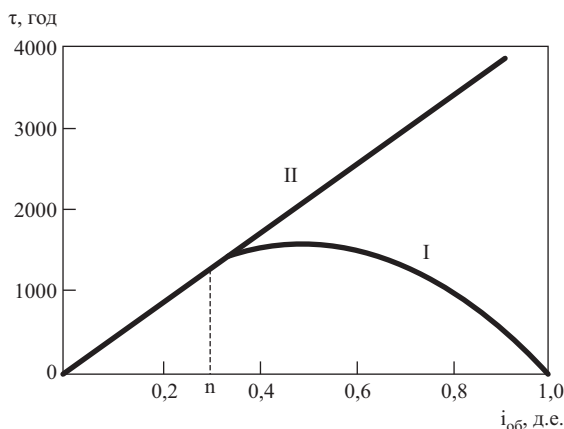


Рис. 6.9. Характер оттаивания сверху многолетнемерзлых просадочных пород в зависимости от их льдистости. Пояснения в тексте

§ 6. Влияние производственной деятельности человека на изменение температурного режима и мощности многолетнемерзлых толщ

Хозяйственное освоение территорий приводит к изменению природной обстановки и мерзлотных условий. Как правило, на строительных площадках снимается растительный покров, производится планировка местности, меняющая крутизну склона, а иногда и экспозицию (путем срезки и подсыпки), меняется состав грунтов и их влажность. В результате разработки котлованов происходит дренирование грунтов или их обводнение. К изменению влажностного режима грунтов приводит устройство дренажных сооружений и канализационных систем, водоемов и водохранилищ. К изменению рельефа и температурного режима грунтов приводят искусственные покрытия (асфальтовые, бетонные), устройство газонов и лесопосадок. Непосредственно под промышленными и гражданскими сооружениями в зависимости от их теплового режима может отмечаться либо понижение среднегодовых температур и сохранение мерзлого состояния грунтов (под холодными сооружениями или охлаждающими устройствами), либо оттаивание мерзлых пород с образованием чаши оттаивания (под тепловыделяющими сооружениями).

Городская застройка в области многолетнемерзлых пород вызывает существенное изменение мерзлотных условий на территории поселка или города, включая участки, где естественные условия остаются ненарушенными, если площадь их мала по сравнению с участками застройки. В этом случае изменение мерзлотных условий связано не только с изменением природных условий на территории застройки, но и с изменением микроклиматических условий на прилегающих участках. В случае линейных сооружений (железные дороги, автодороги, газо- и нефтепроводы, ЛЭП, подземные коммуникации и т.д.) наиболее существенные изменения природных и в том числе мерзлотных условий отмечаются в пределах трасс и полосы отчуждения. Для аэродромного строительства эти изменения распространяются на территорию, включающую посадочные полосы и аэродромное хозяйство. В случае гидротехнического строительства изменение природных условий, особенно мерзлотных, охватывает территории искусственных водохранилищ и прилегающие районы. Такие же изменения наблюдаются в районах освоения и разработки полезных ископаемых и в районах развития сельского хозяйства в области распространения многолетнемерзлых пород.

Изменения мерзлотных условий могут быть изучены на основе закономерностей формирования многолетнемерзлых толщ. Прогноз изменения мерзлотных условий при различных видах хозяйственного освоения, имея общую основу – закономерности формирования многолетнемерзлых толщ, отличается особенностями изменения природной среды при строительстве и характером взаимодействия сооружений с мерзлыми грунтами при эксплуатации.

Рассмотрим постановку некоторых задач по прогнозированию изменения мерзлотных условий, например при строительстве жилых поселков или городов. Во многих случаях возникает необходимость строительства при сохранении мерзлого состояния грунтов в основании сооружений. Тогда при составлении прогноза должны решаться задачи по определению динамики температурного режима многолетнемерзлых пород и ее влияния на свойства и мощность мерзлой толщи. Температурный режим грунтов под зданиями в этом случае должен укладываться в определенном диапазоне отрицательных температур, что достигается различными мероприятиями, предусмотренными при строительстве фундаментов. На прилегающих участках температурный режим пород и глубина сезонного оттаивания должны быть рассчитаны с учетом изменений на поверхности почвы так, как это показано в гл. IV (примеры 4–8). В других случаях при прогнозе изменения мерзлотных условий речь может идти не только об изменении температур пород в пределах отрицательных значений, но также об оттаивании многолетнемерзлых толщ и возникающих при этом тепловых осадках или о новообразовании мерзлых толщ, и о формировании их криогенных текстур.

Постановка задач при составлении прогноза определяется взаимодействием инженерных сооружений и геологической среды. В случае когда прогноз составляется для площадок или отдельных сооружений, расположенных в однородных условиях, задача принимается одномерной. Сводится она к прогнозу изменения радиационно-теплового баланса поверхности почвы и ее температурного режима (пример 1 гл. II, примеры 12–19 гл. V), к определению темпов оттаивания многолетнемерзлых пород под сооружением, определению контуров чаши оттаивания (по Д.В. Редозубову, § 2 гл. VI) и определению тепловой осадки грунтов (§ 3 гл. VIII).

При составлении прогноза изменения мерзлотных условий для больших застроенных территорий необходимо учитывать тепловое взаимодействие различных по размеру зданий с тепловыделением и холодных, разделяющих их подъездных путей, газонов и дорог. В этом случае температурное поле в точках наблюдения определяется часто двух- и даже трехмерными задачами. И, несмотря на то, что состав прогноза будет представлен тем же перечнем, что и для отдельных зданий, решение является сложным. Сказанное может быть иллюстрировано следующей схемой. На *рис. 6.10* приводится разрез через территорию застройки, в пределах которой расположены здания с тепловыделением. Под ними показаны чаши оттаивания. На остальной части территории условия благоприятны для существования многолет-

немерзлых толщ. На схеме показано, что мощность мерзлой толщи превышает глубину чаши оттаивания. В этом случае застройка территории приводит к оттаиванию мерзлых грунтов под сооружением и не изменяет условий залегания многолетнемерзлой толщи, не меняет ее мощность. Однако застройка может привести к изменению мощности мерзлой толщи по сравнению с естественными условиями в соответствии с температурой для территории застройки, соответствующей новым поверхностным условиям. Решение такой задачи может быть получено моделированием на ЭВМ. Схема решения может быть следующей.

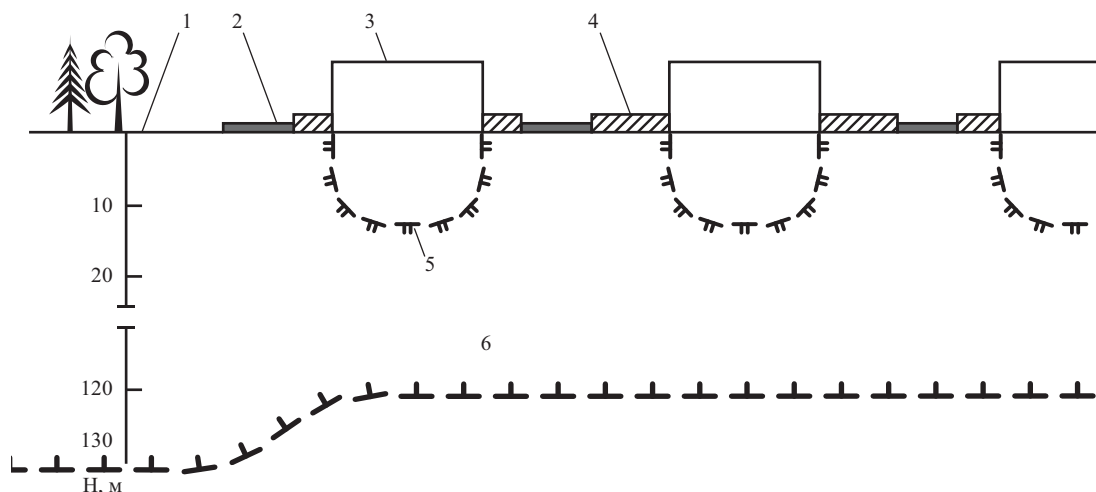


Рис. 6.10. Формирование чаш оттаивания под зданиями при большой мощности мерзлой толщи: 1 – участки с естественными условиями; 2 – проезжие части дорог; 3 – здания; 4 – газоны; 5 – граница чаш оттаивания под зданиями; 6 – нижняя граница многолетнемерзлой толщи после застройки территории

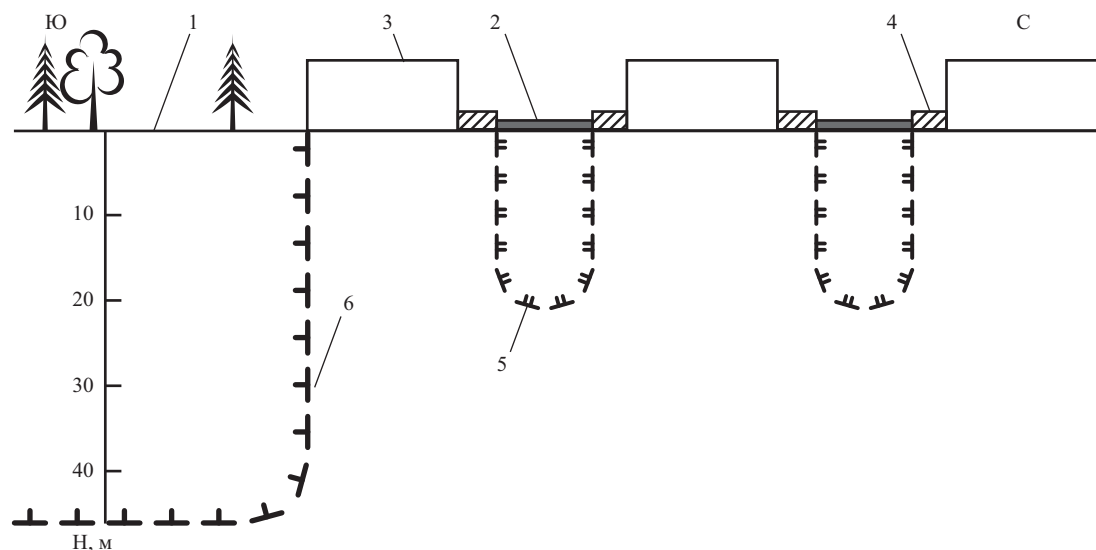


Рис. 6.11. Формирование таликов на застроенной территории при малой мощности мерзлоты: 1–4 – то же, что на рис. 6.10; 5 – граница островов многолетнемерзлых пород на территории застройки; 6 – граница многолетнемерзлой толщи после застройки территории

Например, гражданскими зданиями застраивается участок, характеризующийся сплошным распространением многолетнемерзлой толщи, представленной аллювиально-озерными супесчано-суглинистыми отложениями, среднегодовая температура на поверхности которых равна -3°C . Мощность мерзлой толщи составляет 130 м, в подстилающих талых породах $g = 0,03$ град/м. После застройки участка под отапливаемыми зданиями t_0 повышается до $+2^{\circ}\text{C}$. На прилегающих к зданию газонах температура поверхности грунтов также повышается и зависит от экспозиции стен: на южной стороне здания она равна $-0,5^{\circ}\text{C}$; на северной $-1,2^{\circ}\text{C}$. На проезжей части дорог t_0 понижается до $-5,5^{\circ}\text{C}$. Необходимо определить, как изменится мощность мерзлой толщи на территории застройки.

Задача решается путем моделирования стационарного температурного поля в грунтах, соответствующего новым условиям на застроенной территории. Ширина зданий принимается равной 20 м, газонов – 5 м, проезжей части дорог – 10 м. Полученные результаты решения свидетельствуют, что мощность мерзлой толщи в целом изменяется незначительно. Под влиянием повышения температуры поверхности почвы (ее среднеинтегрального значения) под зданиями формируются чаши оттаивания мощностью около 13 м, а на площади застройки нижняя граница многолетнемерзлых пород повышается на 10 м.

На *рис. 6.11* приводится случай хозяйственного освоения территории, но при малой мощности мерзлых толщ, когда чаши оттаивания под тепловыделяющими зданиями образуют сквозные талики. В этих условиях сплошное распространение многолетнемерзлых толщ нарушается. В зависимости от соотношения площадей с поверхностными условиями, благоприятными и неблагоприятными для сохранения мерзлого состояния пород, талик может образоваться на большой площади территории застройки, а мерзлые породы будут сохраняться в виде отдельных островов. Так, например, в случае городской застройки в виде параллельных улиц с устройством бульваров на территории города может иметь место следующая картина. Под зданиями в результате большого тепловыделения образуется талик. На газонах, засаженных кустарником, скапливается снег, высота которого возрастает благодаря тому, что он с дорог частично складывается на газоны. Все это приводит к оттаиванию многолетнемерзлых пород и под газонами (см. *рис. 6.11*). В массиве талых грунтов может сохраняться полоса мерзлых пород под дорожкой. Схема расчета прогноза в таких случаях может быть следующей.

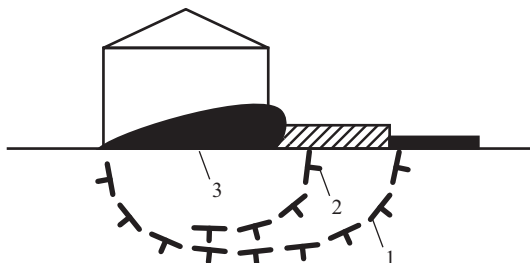


Рис. 6.12. Изменение контура чаши оттаивания при изменении условий на поверхности: 1 – первоначальная граница чаши оттаивания; 2 – граница чаши оттаивания после расширения дороги за счет части газона; 3 – наледь, сформированная за счет промерзания части первоначальной чаши оттаивания

Например, под застройку используется участок сплошного распространения многолетнемерзлых пород мощностью 43–45 м, t_0 которых равна $-1,0^{\circ}\text{C}$. Отложения представлены аллювиальными песками и супесями с галькой и гравием и прослоями суглинка. Геотермический градиент в подстилающих талых породах равен 0,03 град/м. В результате застройки температурный режим грунтов меняется и под отапливаемыми зданиями устанавливается $t_0 = 5,0^{\circ}\text{C}$. Под газонами на южной стороне здания t_0 повышается до $1,0^{\circ}\text{C}$, на северной – до $0,5^{\circ}\text{C}$,

на проезжей части дорог она понижается до $-4,5^{\circ}\text{C}$. Ширина зданий составляет 20 м, газонов – 5 м, проезжей части дорог – 10 м. Необходимо определить, как изменится мощность многолетнемерзлой толщи на территории застройки.

Задача решалась путем моделирования установившегося температурного режима грунтов, соответствующего новым условиям. Результаты решения показаны на *рис.* 6.11 и свидетельствуют о том, что в указанных условиях на территории застройки произойдет оттаивание всей толщи мерзлых грунтов. Сохранятся многолетнемерзлые породы под проезжей частью дороги, но мощность их сократится до 20 м.

В случае если строительство ведется на участках распространения многолетнемерзлых толщ большой мощности, чаша оттаивания под территорией застройки не выходит за пределы мерзлой толщи. При этом может иметь место следующее явление. Например, при расширении дороги за счет газонов (*рис.* 6.12) общая под зданием и газонами чаша оттаивания на застроенной территории должна частично промерзнуть, и в замкнутом объеме чаши должно возникнуть большое гидродинамическое давление с излиянием грунтовых вод внутри здания.

Аналогичное положение может иметь место за счет изменения нижних граничных условий. При маломощной мерзлой толще общая чаша оттаивания (*см.* *рис.* 6.11) может выйти за пределы многолетнемерзлых толщ, и под территорией застройки образуется сквозной талик. Допустим, что в этом районе малая мощность мерзлых толщ связана с отепляющим влиянием подземных вод. При эксплуатации вод этого горизонта и резком понижении уровня это отепляющее влияние снимется, что может выразиться в уменьшении геотермического градиента в 1,5–2 раза и что в свою очередь приведет к увеличению мощности мерзлых толщ также приблизительно в 1,5–2 раза.

При увеличении мощности мерзлой толщи чаша оттаивания на застроенной территории может оказаться внутри контура многолетнемерзлых пород. До эксплуатации водоносного горизонта и при наличии сквозного талика расширение дорог за счет газонов привело бы к образованию мерзлых толщ под ними и не вызвало бы наледных явлений под зданиями. Наледи в этом случае, осложненные буграми пучения, могут образовываться на территории газонов.

Иногда к наледообразованию приводит изменение кровли многолетнемерзлых пород – в случае формирования талого слоя, разобщающего сезонномерзлый слой с многолетнемерзлой толщей, что характерно для переходных типов сезонного оттаивания. В этом случае талый прослой пород становится коллектором надмерзлотных вод. Последнее приводит к образованию наледей. Поэтому прогнозирование разобщения слоя сезонного промерзания с мерзлой толщей на участках застройки является важной задачей, особенно для таких районов, как Забайкалье.

Расчет мощности талого прослоя пород, разобщающего сезонномерзлый слой с многолетнемерзлой толщей (Пример 23)

В процессе мерзлотной съемки установлено, что в пределах исследованного района широкое развитие имеют высокотемпературные мерзлые толщи, среднегодовая температура которых изменяется в пределах от $-0,5$ до $-1,0^{\circ}\text{C}$ при глубинах сезонного оттаивания пород порядка 1,8–2,0 м. В верхней части разреза отложения представлены аллювиальными песками, с глубины 15 м подстилаемыми суглинками. Пески имеют следующие характеристики: $\gamma_{\text{ск}} = 1700$ кг/м³; $\omega = 15\%$; $\lambda_{\text{т}} = 1,74$, $\lambda_{\text{м}} = 2,09$ Вт/м·К; $C_{\text{об.т}} = 650$ (Вт·час)/(м³·К), $C_{\text{об.м}} = 500$ (Вт·час)/(м³·К); $Q_{\text{ф}} = 23660$ (Вт·час)/м³. Средняя десятилетняя температура воздуха в районе равна $t_{\text{в}} = -8,0^{\circ}\text{C}$, амплитуда колебания температуры воздуха равна $A_{\text{в}} = 21^{\circ}\text{C}$, высота снежного покрова в среднем достигает 0,3 м при плотности 0,21 г/см³. В отдельные годы среднегодовая температура воздуха повышается до $t_{\text{в}} = -6,0^{\circ}\text{C}$, причем указанное повышение происходит за счет потепления как в зимний, так и в летний периоды года при сохранении величины амплитуды годовых колебаний температуры воздуха $A_{\text{в}} = 21^{\circ}\text{C}$. Кроме того, в «теплые» годы отмечается увеличение атмосферных осадков в зимнее время, в результате чего высота снега повышается до 0,4 м.

Решение.

1. Вначале следует оценить соответствие принятых параметров природной среды наблюдаемым геокриологическим характеристикам. Для этого выполняется расчет среднегодовой температуры t_{ξ} многолетнемерзлых пород (ММП) и глубины их сезонного оттаивания $\zeta_{\text{СТС}}$ по зависимостям (3.10.8), (3.10.16) и (3.10.17) главы III. Для этого необходимо определить по уравнениям (3.10.62) суммы летних и зимних градусочасов воздуха (дневной поверхности) и длительность теплого периода $\tau_{\text{Л}}$, соответствующие параметрам синусоидальных изменений температуры воздуха:

$$\tau_{\text{Л}} = 8760 * \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-8}{21} \right) = 3290 \text{ час},$$

суммы градусочасов воздуха в летний и зимний периоды равны соответственно:

$$\Omega_{\text{Л}}^{\text{B}} = -8 * 3290 + \frac{21 * 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-8}{21} \right)^2} = 27820 \text{ град}\cdot\text{час}$$

$$\text{и } \Omega_{\text{З}}^{\text{B}} = t_0 T - \Omega_{\text{Л}}^{\text{B}} = -97900 \text{ град}\cdot\text{час}.$$

2. Далее по формуле Б.В. Проскурякова определим значение коэффициента теплопроводности снега:

$$\lambda_{\text{СН}} = 0,021 + \rho_{\text{СН}} \cdot 1,01 = 0,021 + 0,21 * 1,01 = 0,232 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$$

и найдем среднезимнее термическое сопротивление снежного покрова мощностью 0,3 м:

$$\bar{R}_{\text{СН}} = 0,3/0,232 = 1,293 \text{ (м}^2\cdot\text{К)}/\text{Вт}.$$

3. Определим геокриологические характеристики, соответствующие заданным граничным и грунтовым условиям по методике § 10 гл. III. Расчет производится точно так же, как и в предыдущих примерах (примеры 11, 13 и др.). Из уравнения (3.10.17) определяется величина сезонного теплооборота в породах $B = 44840 \text{ (Вт}\cdot\text{час)}/\text{м}^2$ и далее исходя из полученного значения B , по зависимости (3.10.8) находится среднегодовая температура пород на подошве СТС $t_{\xi} = -0,85^{\circ}\text{C}$ и по (3.10.16) определяется глубина сезонного оттаивания пород $\zeta = 1,86 \text{ м}$. Полученные характеристики соответствуют природным значениям.

4. Для определения условий образования талого прослоя между сезонномерзлым слоем и поверхностью мерзлой толщи необходимо определить глубину летнего оттаивания пород при изменении температурного режима поверхности почвы в «теплый» год. Согласно заданным климатическим изменениям в «теплые» годы, по зависимости (3.10.62) найдем новые суммы градусочасов и длительность летнего периода на поверхности:

$$\Omega_{\text{Л}}^{\text{B}} = 35680 \text{ град}\cdot\text{час}, \quad \Omega_{\text{З}}^{\text{B}} = -87240 \text{ град}\cdot\text{час} \text{ и } \tau_{\text{Л}} = 3572 \text{ час}.$$

Считается, что температура дневной поверхности близка к таковой воздуха, т.е.

$$\Omega_{\text{Л}}^{\text{B}} = \Omega_{\text{Л}}^{\text{П}} \text{ и } \Omega_{\text{З}}^{\text{B}} = \Omega_{\text{З}}^{\text{П}}.$$

Температура подстилающих СТС мерзлых пород в первый «теплый» год сохраняет свое исходное значение: $t_{\xi} = -0,85^{\circ}\text{C}$.

Расчет выполняется по зависимости (3.10.18), которая при отсутствии на поверхности пород растительных покровов имеет вид:

$$\xi_{\text{СТС}} = \frac{1}{(m_{\text{л}} + 1)} \left(\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{T}}\Omega_{\text{л}}^{\text{П}}}{Q_{\text{ф}}}(m_{\text{л}} + 1) + p_{\text{л}}^2} - p_{\text{л}} \right),$$

$$m_{\text{л}} = \frac{\Omega_{\text{л}}^{\text{П}} C_{\text{об.Т}}}{2\tau_{\text{л}} Q_{\text{ф}}}, \quad p_{\text{л}} = -\frac{\mu \cdot t_{\xi}}{2Q_{\text{ф}}}, \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{\lambda_{\text{М}} C_{\text{об.М}} \tau_{\text{л}}}.$$

Последовательно вычисляются вспомогательные параметры и находится глубина сезонного оттаивания пород в условиях «теплого» года $\xi_{\text{СТС Т}}$:

$$m_{\text{л}} = \frac{34680 \cdot 650}{2 \cdot 3572 \cdot 23660} = 0,1334; \quad \mu = 1,8 \cdot \sqrt{2,09 \cdot 500 \cdot 3572} = 3477,7 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/(м}^2\text{K)};$$

$$p_{\text{л}} = -\frac{3477,7 \cdot -0,85}{2 \cdot 23660} = 0,0625 \text{ м};$$

$$\xi_{\text{СТС Т}} = \frac{1}{(0,1334 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2 \cdot 1,74 \cdot 34680}{23660}(0,1334 + 1) + 0,0625^2} - 0,0625 \right) = 2,07 \text{ м.}$$

Таким образом, мощность СТС в отдельные «теплые» годы возрастает на

$$\Delta \xi_{\text{СТС}} = \xi_{\text{СТС Т}} - \xi_{\text{СТС}} = 2,07 - 1,86 = 0,21 \text{ м.}$$

5. Далее находим глубину сезонного промерзания пород в годы с «теплыми» климатическими условиями. Кроме того, учитывается увеличение в эти годы мощности снежного покрова до $h_{\text{сн}} = 0,4$ м и соответствующее увеличение среднезимнего термического сопротивления снега до величины:

$$\bar{R}_{\text{сн}} = h_{\text{сн}} / \lambda_{\text{сн}} = 0,4 / 0,232 = 1,724 \text{ (м}^2\cdot\text{K)/Вт}.$$

В теплый год сезонное промерзание оттаявшего за летний период слоя пород повышенной мощности $\xi_{\text{СМС Т}}$ происходит при отсутствии теплопотока снизу к фронту промерзания, поскольку ниже располагается еще одна фазовая граница с нулевой температурой. Таким образом, это сезонное промерзание пород является, по сути, потенциальным.

Глубину сезонного промерзания для данных условий найдем из уравнения (3.10.35), которое при нулевой температуре подстилающих пород и отсутствии напочвенного растительного покрова имеет вид:

$$\xi_{\text{СМС Т}} = \frac{1}{(m_3 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{М}}|\Omega_3^{\text{П}}|}{Q_{\text{ф}}}(m_3 + 1) + (s_3)^2} - s_3 \right), \quad m_3 = \frac{C_{\text{М}}|\Omega_3^{\text{П}}|}{2Q_{\text{ф}}(T - \tau_{\text{л}})}, \quad s_3 = \lambda_{\text{М}} R_{\text{П}}^3.$$

Тогда:

$$m_3 = \frac{500 \cdot 87240}{2 \cdot 23660 \cdot (8760 - 3572)} = 0,1777; \quad s_3 = 2,09 \cdot 1,724 = 3,6032 \text{ м};$$

$$\xi_{\text{СМС Т}} = \frac{1}{(0,1777 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2 \cdot 2,09 \cdot |87243|}{23660}(0,1777 + 1) + (3,6032)^2} - 3,6032 \right) = 1,68 \text{ м.}$$

Таким образом, в «теплые» годы на исследуемом участке происходит разобщение мерзлой толщи пород с формированием талого прослоя пород между подошвой СМС и верхней границей ММП мощностью

$$\Delta \xi_p = \xi_{\text{СТС Т}} - \xi_{\text{СМС Т}} = 2,07 - 1,68 = 0,39 \text{ м.}$$

При существовании «теплых» условий в течение ряда лет температура подстилающих мерзлых пород поднимается до 0°C и потом переходит в положительную область. В момент смены физического состояния пород, при температуре мерзлых пород 0°C , потенциальное сезонное оттаивание, рассчитанное по формуле (3.10.18), равно $\xi_{\text{СТС Т}} = 2,12$ м и разобшающий талый слой пород достигает мощности $\Delta \xi_p = 0,44$ м.

При сохранении поверхностных условий на длительный период начинается многолетнее оттаивание пород – погружение верхней границы ММП вплоть до момента полного ее оттаивания. Геокриологические характеристики, соответствующие установившемуся характеру теплообмена пород с атмосферой в новых «теплых» условиях, могут быть определены из системы уравнений (3.10.31)–(3.10.33) главы III. В данных природных условиях (при $t_b = -6,0^\circ\text{C}$, $A_b = 21^\circ\text{C}$ и $h_{\text{СН}} = 0,4$ м) будут существовать талые породы со среднегодовой температурой $t_\xi = +2,04^\circ\text{C}$ и глубиной сезонного промерзания $\xi_{\text{СМС}} = 1,38$ м.

При расчетах изменения мощности мерзлых толщ необходимо учитывать, что это изменение происходит во времени. В частности, скорость изменения мощности мерзлой толщи или скорость новообразования мерзлых пород следует сопоставить со временем существования зданий и других сооружений. Для приближенной оценки скорости многолетнего оттаивания мерзлых толщ или их новообразований можно использовать формулу Стефана (3.10.13).

Прогноз изменения мощности многолетнемерзлых толщ имеет большое значение при хозяйственном освоении территории. Задача сводится, как правило, к расчету температурных полей и динамики фронта промерзания пород.

§ 7. Прогноз изменения температуры многолетнемерзлых пород в слое годовых колебаний на момент смыкания промерзающего слоя СТС с кровлей ММП

При решении практических задач (например, при определении глубины заложения фундаментов) возникает необходимость выяснения динамики температурного режима многолетнемерзлых пород в слое годовых колебаний температуры. Решение этой задачи при учете фазовых превращений в спектре температур может быть найдено лишь в ходе математического компьютерного моделирования. Одновременно с этим существуют приближенные методы решения этой задачи.

Определение температур в слое годовых колебаний температур имеет большое практическое значение. Для расчета глубин заложения фундаментов определяются силы смерзания в слое сезонного оттаивания и в подстилающем слое многолетнемерзлых горных пород. Для этой цели необходимо иметь распределение температур в грунтах и характеристику их свойств для наиболее неблагоприятного момента в отношении устойчивости фундамента при пучении.

Таким моментом является время смыкания промерзающего сезонноталого слоя (СТС) с многолетнемерзлой толщей. Именно в это время развиваются максимальные силы смерзания и максимальные силы пучения в СТС, обуславливающие выпучивание фундамента. С другой стороны, для этого момента температуры в многолетнемерзлой толще, подстилающей СТС (в слое h), близки к максимальным в годовом цикле их колебаний. Именно эти температуры определяют силы смерзания грунта с фундаментом, удерживающие последний от выпучивания.

Расчет температуры пород на момент смыкания промерзающего сезонноталого слоя с многолетнемерзлой толщей при наличии снежного покрова (Пример 24)

Природные условия. Среднегодовая температура и амплитуда годовых температурных колебаний на дневной поверхности соответственно равны $t_0 = -9,0^\circ\text{C}$ и $A_0 = 18^\circ\text{C}$. На исследуемом участке с поверхности залегает песчаная толща отложений мощностью более 20 м, средний объемный вес скелета песков составляет $\gamma_{\text{СК}} = 1600 \text{ кг/м}^3$, влажность пород в пределах слоя се-

зонного оттаивания $\omega_\xi = 0,15$, а в подстиляющих многолетнемерзлых породах $\omega_{мп} = 0,25$. На участке в ненарушенных условиях в зимнее время формируется снежный покров мощностью $h_{сн} = 0,36$ м и плотностью $\rho_{сн} = 280$ кг/м³.

А. Расчет температурного поля пород в слое h , подстиляющем СТС

Решение.

1. Сначала необходимо рассчитать основные геокриологические характеристики – среднегодовую температуру пород t_ξ и глубину сезонного оттаивания $\xi_{стс}$. Расчеты выполняются по зависимостям (3.10.8), (3.10.16) и (3.10.17) гл. III.

Для этого предварительно по формулам (3.10.62) определяются летние и зимние суммы градусочасов на дневной поверхности и длительность этих периодов. Расчет выполняется аналогично тому, как это делалось ранее (в примере 4 и др.):

$$\Omega_{л} = 17187 \text{ и } \Omega_{з} = -96027 \text{ град}\cdot\text{час, } \tau_{л} = 2920 \text{ и } \tau_{з} = 5840 \text{ час.}$$

Теплопроводность пород в талом и мерзлом состояниях принимается исходя из их влажности и объемного веса скелета по соответствующим таблицам СП 25.13330.2012. Теплопроводность пород в пределах СТС $\lambda_{т} = 1,80$ и $\lambda_{м} = 2,10$ Вт/м·К, а теплопроводность подстиляющих ММП $\lambda_{мп} = 2,92$ Вт/м·К.

Принимая величину удельной теплоемкости минерального скелета песчаных отложений $C_{ск} = 0,22$ Вт·час/кг, по формулам (4.1.6) и (4.1.7) найдем объемную теплоемкость пород СТС $C_{т} = 630$ и $C_{м} = 490$ Вт·ч/(м³К), а теплоемкость подстиляющих мерзлых пород $C_{м} = 585$ Вт·ч/(м³К). Также из зависимости (4.1.8) определим объемную теплоту фазового перехода воды в породах СТС $Q_{ф} = 22272$ Вт·ч/м³.

Рассчитав по формуле Проскуракова теплопроводность снежного покрова $\lambda_{сн} = 0,021 + 1,01 \rho_{сн} = 0,30$ Вт/м·К, найдем величину термического сопротивления снежного покрова $R_{сн} = h_{сн} / \lambda_{сн} = 1,20$ м²·К/Вт.

Полученных данных достаточно для расчета геокриологических параметров. Расчет осуществляется аналогично расчетам в примерах №11, 13 и др. По зависимости (3.10.17) определяется величина годового теплооборота в породах $B = 45300$ Вт·ч/м² и далее из (3.10.8) и (3.10.16) находятся значения $t_\xi = -3,0^\circ\text{C}$ и $\xi_{стс} = 1,36$ м.

2. Расчет температурного поля в мерзлых породах ниже подошвы СТС производим по решению Фурье (3.3.3). В данном случае амплитуда колебаний температур на поверхности мерзлых пород (на подошве СТС) численно равна среднегодовой температуре пород $A = |t_\xi|$. В рассматриваемый момент времени температура на этом уровне составляет 0°C – т.е. является максимальной в цикле сезонных колебаний, что соответствует для синусоидального цикла времени от начала периода $\tau = T/4$. Тогда уравнение (3.3.3) приобретает вид:

$$t(z) = t_\xi \left\{ 1 - \exp[-\mu(z - \xi)] \cdot \sin \left[\frac{\pi}{2} - \mu(z - \xi) \right] \right\}, \quad \mu = \sqrt{\frac{\pi \cdot C_{мп}}{\lambda_{мп} \cdot T}}. \quad (6.7.1)$$

Эта зависимость позволяет рассчитать распределение температур мерзлых пород по глубине в интервале глубин $h > z > \xi$, где h – глубина проникновения годовых колебаний температур от подошвы СТС, z – глубина от поверхности земли.

Определив из уравнения (3.3.5) величину

$$h = \sqrt{\frac{\lambda_{мп} \cdot T}{\pi \cdot C_{мп}}} \cdot \ln \frac{|t_\xi|}{0,1} = 12,7 \text{ м}$$

и общую мощность слоя годовых теплооборотов $H = \xi_{\text{СТС}} + h = 14,1$ м, рассчитаем по (6.7.1) распределение температур по глубине в нижней части этого слоя:

$z, \text{ м}$	1,36	2,0	4,0	6,0	8,0	10,0	12,0	14,1
$t(z), \text{ }^\circ\text{C}$	0	-0,51	-1,88	-2,72	-3,10	-3,20	-3,17	-3,10

Б. Расчет температурного поля в пределах слоя сезонного оттаивания $\xi_{\text{СТС}}$

Распределение температур пород в пределах СТС на момент его полного промерзания может быть принято линейным, изменяющимся от некоторой температуры t_{CM}^r на поверхности грунта до 0°C на подошве СТС. Таким образом, для определения профиля температур в СТС нужно найти только температуру поверхности пород на момент смыкания мерзлой толщи t_{CM}^r .

Для упрощения расчета этой температуры ход температур на дневной поверхности (снега) в течение зимнего периода с достаточной точностью задается уравнением:

$$t(\tau) = \frac{\pi \cdot \Omega_3}{2\tau_3} \cdot \sin(\pi\bar{\tau}), \quad \bar{\tau} = \frac{\tau}{\tau_3}, \quad (6.7.2)$$

где $\Omega_3 - \Omega_3$ – сумма градусочасов на поверхности за всю зиму; $\tau_3 - \tau_3$ – длительность холодного (с отрицательными температурами) периода; $\bar{\tau} - \bar{\tau}$ – относительное время в течение зимнего периода. Интегрирование уравнения (6.7.2) по времени τ дает зависимость, позволяющую определить закономерность изменения суммы градусочасов поверхности в течение зимы:

$$\Omega(\tau) = \frac{\Omega_3}{2} (1 - \cos\pi\bar{\tau}). \quad (6.7.3)$$

Если известна сумма отрицательных градусочасов на дневной поверхности Ω_{CM} , необходимая для полного промерзания пород СТС, то из (6.7.3) можно найти время смыкания мерзлой толщи τ_{CM} , а из уравнения (6.7.2) – температуру на дневной поверхности на этот момент t_{CM}^r t_{CM}^r :

$$\bar{\tau}_{\text{CM}} = \frac{1}{\pi} \cdot \arccos\left(1 - \frac{2 \cdot \Omega_{\text{CM}}}{\Omega_3}\right), \quad \bar{\tau}_{\text{CM}} = \frac{\tau_{\text{CM}}}{\tau_3}, \quad (6.7.4)$$

$$t_{\text{CM}}^r = \frac{\pi \cdot \Omega_3}{2\tau_3} \cdot \sin(\pi\bar{\tau}_{\text{CM}}). \quad (6.7.5)$$

Процесс промерзания пород СТС происходит при близкой к нулевой температуре пород и отсутствии теплового потока в пределах этого слоя. В этом случае для нахождения глубины промерзания может использоваться простая формула Стефана, учитывающая наличие теплоизолирующего покрова (снега) на поверхности пород:

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{M}}|\Omega(\tau)|}{Q_{\text{Ф}}} + (\lambda_{\text{M}}R_{\text{CH}})^2} - \lambda_{\text{M}}R_{\text{CH}}, \quad \xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{M}}|\Omega(\tau)|}{Q_{\text{Ф}}} + (\lambda_{\text{M}}R_{\text{CH}})^2} - \lambda_{\text{M}}R_{\text{CH}}.$$

Отсюда легко выразить величину суммы градусочасов на поверхности снега Ω_{CM} к моменту полного промерзания сезонноталого слоя $\xi_{\text{СТС}}$ (смыкания мерзлой толщи):

$$\Omega_{\text{CM}} = -Q_{\text{Ф}} \cdot \xi_{\text{СТС}} \cdot \left(R_{\text{CH}} + \frac{\xi_{\text{СТС}}}{2\lambda_{\text{M}}}\right). \quad (6.7.6)$$

Таким образом, уравнения (6.7.6), (6.7.4) и (6.7.5) позволяют определить температуру дневной поверхности (снега) на момент смыкания мерзлой толщи пород t_{CM}^r . Искомая же температура

тура $t_{\text{см}}^{\Gamma}$ на поверхности пород (грунта) на момент смыкания СТС найдется из соотношения:

$$t_{\text{см}}^{\Gamma} = \frac{t_{\text{см}}^{\Pi}}{1 + \frac{\lambda_{\text{м}} R_{\text{сн}}}{\xi_{\text{СТС}}}}. \quad (6.7.7)$$

Распределение температур по глубине в пределах СТС на момент смыкания имеет вид:

$$t(z) = t_{\text{см}}^{\Gamma} \left(1 - \frac{z}{\xi_{\text{СТС}}} \right), \quad \xi_{\text{СТС}} > z > 0. \quad (6.7.8)$$

Последовательные расчеты по приведенным выше уравнениям дают следующие значения величин:

$$\begin{aligned} \Omega_{\text{см}} &= -22272 \cdot 1,36 \cdot \left(1,20 + \frac{1,36}{2 \cdot 2,10} \right) = -46156 \text{ град} \cdot \text{ч}, \\ \bar{\tau}_{\text{см}} &= \frac{1}{\pi} \cdot \arccos \left(1 - \frac{2 \cdot -46156}{-96027} \right) = 0,4877, \quad \tau_{\text{см}} = \bar{\tau}_{\text{см}} \cdot \tau_3 = 0,4877 \cdot 5840 = 2848 \text{ ч}; \\ t_{\text{см}}^{\Pi} &= \frac{\pi \cdot -96027}{2 \cdot 5840} \cdot \sin(\pi \cdot 0,4877) = -25,81^{\circ}\text{C}; \\ t_{\text{см}}^{\Gamma} &= \frac{-25,81}{1 + \frac{2,10 \cdot 1,20}{1,36}} = -9,05^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

Распределение температур пород в слое годовых теплооборотов на момент смыкания мерзлых пород приведен на рис. 6.13а. Начало зимнего периода (переход температур воздуха через 0°C) в данном районе приходится на конец сентября. Следовательно, добавив к этому моменту полученное время полного промерзания СТС $\tau_{\text{см}} = 2848$ час = 3 мес 27 дней, найдем, что смыкание мерзлой толщи в данных природных условиях происходит примерно в двадцатых числах января.

Расчет температур пород в слое годовых теплооборотов на момент смыкания многолетнемерзлой толщи при отсутствии снежного покрова (Пример 25)

В случае удаления снежного покрова с поверхности грунта условия формирования температурного поля в породах заметно изменяются. Выполним расчет температурного профиля пород в слое годовых теплооборотов при отсутствии снежного покрова на критический момент полного промерзания пород СТС. Расчеты выполняются для тех же природных условий и по тем же зависимостям, что и в предыдущем примере 24, однако при этом термическое сопротивление снежного покрова принимается равным нулю $R_{\text{сн}} = 0$.

Так же, как и ранее, по зависимости (3.10.17) определяется величина годового теплооборота в породах $B = 61557 \text{ Вт} \cdot \text{ч}/\text{м}^2$ и далее из (3.10.8) и (3.10.16) находятся значения $t_{\xi} = -9,28^{\circ}\text{C}$ и $\xi_{\text{СТС}} = 1,01$ м. Как видим, отсутствие снежного покрова ужесточает геокриологическую обстановку.

Найдем из уравнения (3.3.3) мощность слоя годовых теплооборотов в новых условиях:

$$H = \xi_{\text{СТС}} + \sqrt{\frac{\lambda_{\text{МП}} \cdot T}{\pi \cdot C_{\text{МП}}}} \cdot \ln \frac{|t_{\xi}|}{0,1} = 1,01 + \sqrt{\frac{2,92 \cdot 8760}{\pi \cdot 585}} \cdot \ln \frac{9,28}{0,1} = 1,01 + 16,90 = 17,91 \text{ м}$$

и рассчитаем температурное поле в подстилающих СТС мерзлых породах:

$z, \text{ м}$	1,01	2	4	6	8	10	12	14	16	17,9
$t(z), \text{ }^\circ\text{C}$	0	-2,42	-6,39	-8,72	-9,71	-9,90	-9,75	-9,54	-9,39	-9,30

Последовательные расчеты по уравнениям (7.6.6), (7.6.4) и (6.7.5) позволяют найти температуру на поверхности пород на момент смыкания мерзлой толщи:

$$\Omega_{\text{см}} = -22272 \cdot 1,01 \cdot \left(0 + \frac{1,01}{2 \cdot 2,10}\right) = -5409 \text{ град}\cdot\text{час},$$

$$\bar{\tau}_{\text{см}} = \frac{1}{\pi} \cdot \arccos\left(1 - \frac{2 \cdot -5409}{-96027}\right) = 0,1526, \quad \tau_{\text{см}} = \bar{\tau}_{\text{см}} \cdot \tau_3 = 0,1526 \cdot 5840 = 891 \text{ час};$$

$$t_{\text{см}}^{\Gamma} = t_{\text{см}}^{\Pi} = \frac{\pi \cdot -96027}{2 \cdot 5840} \cdot \sin(\pi \cdot 0,1526) = -11,91 \text{ }^\circ\text{C}.$$

Распределение температур пород по глубине слоя годовых теплооборотов показано на рис. 6.13б. Полное промерзание пород СТС происходит в данных условиях в конце первой декады ноября.

Как видно из сравнения результатов расчетов примеров 24 и 25, распределение температур пород в пределах СТС, а, следовательно, и сила выпучивания сваи в обоих случаях весьма близки между собой. Температура мерзлых пород, подстилающих СТС, при отсутствии снежного покрова ниже, чем в первом случае. Соответственно, и сила смерзания сваи с породами по боковой поверхности, удерживающая свайный фундамент от выпучивания и обеспечивающая его устойчивость, при отсутствии снега значительно выше.

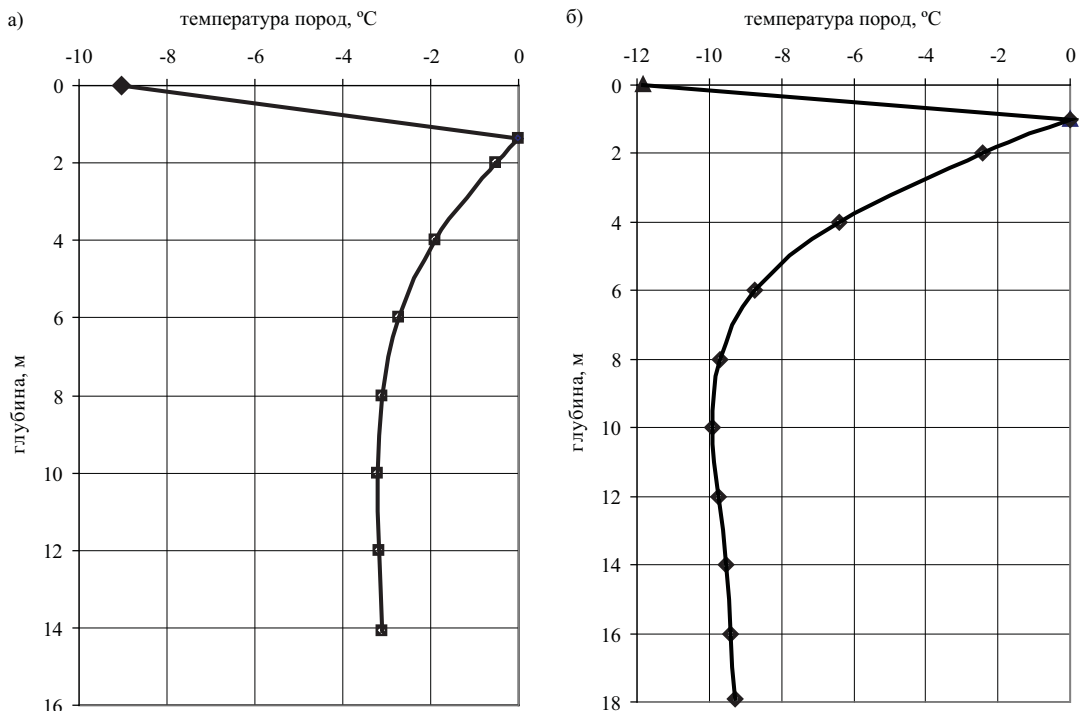


Рис. 6.13. Распределение температур пород в слое годовых теплооборотов на момент смыкания мерзлых пород при наличии (а) и отсутствии (б) снежного покрова

ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ФАЗОВОГО СОСТАВА ВЛАГИ, ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ, ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Прогноз изменения мерзлотных условий при инженерно-геологических изысканиях по В.А. Кудрявцеву («Основы мерзлотного...», 1974) должен составляться на основе изучения общих и частных закономерностей формирования и развития мерзлых толщ и сопутствующих им процессов и явлений. Закономерности формирования ММП, СТС, СМС определяются теплообменом на земной поверхности и в подстилающих горных породах, который зависит от их водно-физических и теплофизических свойств. В свою очередь эти свойства зависят от гранулометрического, микроагрегатного и химико-минерального состава пород, их сложения, пористости, строения, а также от термодинамических условий существования. Техногенное изменение природных условий проявляется в изменении состава и свойств талых и мерзлых пород. Изучение теплофизических и физико-механических, электрических и акустических свойств мерзлых горных пород и их прогнозирование важно рассматривать с учетом фазового состава влаги.

Изучение теплофизических и физико-механических, электрических и акустических свойств мерзлых горных пород необходимо как для построения тепловых моделей мерзлых, оттаивающих и промерзающих пород, так и для интерпретации геофизических данных электроразведки и сейсморазведки.

При построении тепловых моделей геологической среды необходимо иметь информацию о теплофизических свойствах пород, поскольку глубина и скорость распространения температурной волны зависят от теплопроводности и теплоемкости пород. Поэтому результаты расчета глубины и времени промерзания или протаивания пород будут отличаться при использовании различных значений теплопроводности и теплоемкости пород.

При построении геоэлектрических и сейсмических моделей среды необходимо иметь информацию об удельных электрических сопротивлениях и скоростях упругих колебаний пород. От их значений будут зависеть и глубины различных геоэлектрических или сейсмоакустических границ в среде. Геоэлектрические расчеты, выполненные для моделирования кровли многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых, показали, что при сопротивлении пород шельфа в 5 Ом.м, глубина до кровли многолетнемерзлых пород составляет 20 м. Если при моделировании геоэлектрических границ задать сопротивление пород 10 Ом.м, то глубина до кровли многолетнемерзлых пород составит 40 м. При построении сейсмоакустических моделей и пересчете временных разрезов в глубинные, от значений скоростей в разрезе будут зависеть глубины до отражающих границ на глубинном разрезе. В настоящей главе собрана информация о теплофизических, электрических и акустических свойствах мерзлых пород, необходимая для построения тепловых, геоэлектрических и сейсмоакустических моделей в криолитозоне.

§1. Закономерности изменения фазового состава влаги в мерзлых породах

Фазовый состав влаги – содержание льда, незамерзшей воды и пара в мерзлых, промерзающих и оттаивающих грунтах при отрицательной температуре. Газовая составляющая (пар), как правило, не учитывается ввиду ее незначительного количества.

Состояние воды в грунте зависит от температуры и характера ее связи с твердой компонентой грунта. Фазовые превращения воды при замерзании мерзлого грунта происходят в диапазоне отрицательных температур. Существование незамерзшей воды одновременно со льдом

в мерзлых грунтах обусловлено взаимодействием частиц скелета грунта с водой. Это взаимодействие близко к взаимодействию воды с минеральными частицами в области температур выше нуля. Минералы, обладая поверхностной энергией, заставляют ближайшие к частицам молекулы воды ориентироваться так, чтобы структура ближайших слоев воды соответствовала расположению активных центров поверхности частиц, то есть структуре поверхности минерала. Такая структурированная вода, обладающая особыми свойствами, определяет содержание незамерзшей воды при отрицательной температуре.

Понижение температуры ниже 0°C приводит к появлению льда. Лед в мерзлой породе не является инертным телом. Обладая значительной поверхностной энергией и гидрофильностью, лед сам образует вблизи своей поверхности тонкий слой промежуточной фазы влаги.

Для мерзлых грунтов В.Г. Чеверевым (2004) была предложена энергетическая классификация форм связи влаги по природе связи и месту расположения (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Классификация категорий воды в мерзлых грунтах по природе связи и месту расположения (В.Г. Чеверев, 2004)

Классы по фазовому состоянию	Типы по природе связи	Виды по природе связи	Разновидности по месту расположения воды	$-T, ^\circ\text{C}$	$-P_w; \mu_w$ МПа, Дж/см ³	$h_{пл};$ $r_{кап}$ НМ
Молекулы воды	Химически связанные молекулы воды	Кристаллогидраты	В кристаллической структуре минералов	–	–	–
		Газогидраты	В общей молекулярной структуре	–	–	–
Жидкость	Физико-химически связанная вода	Вода островной адсорбции	На внешней поверхности минералов	≤ 80	≥ 96	–
				80–12	96–14	1–2
		Осмотически связанная вода	В межпакетном пространстве кристаллов глинистых минералов	12–3	14,4–3,6	0,6–1,5
			На поверхности кристаллов льда	12–3	14,4–3,6	0,0–1,5
			В ультрамикропорах	12–3	14,4–3,6	2–10
			В микропорах	3–0,6	3,6–0,7	10–10 ³
	Физически связанная вода	Капиллярно связанная вода	В несквозных микрокапиллярах	3–0,6	3,6–0,7	10–10 ³
			В сквозных мезокапиллярах	0,6– $T_{нз}$	0,7–1,2 $T_{нз}$	10 ³ –10 ⁵
	Механически связанная вода	Поровый раствор	Между минеральной поверхностью и льдом	$T_{нз} =$ $= 1,86 -$ $- C^*i$		≥ 2
			Во льду			–
Лед	Физико-химически связанный лед	Адгезионный лед	Приграничный лед	≤ 12	1,2 $T_{нз}$	0,9–10
	Механически связанный лед	Объемный лед	Внутрипоровый лед	$\leq 1,2 T_{нз}$		$\geq 1,5$
Внепоровый лед (шлировый и т.п.)						

Примечания к таблице: C – моляльная концентрация порового раствора; i – изотонический коэффициент Вант-Гоффа; P_w – эквивалентное химическому потенциалу влаги (μ_w) поровое давление; $h_{пл}$ и $r_{кап}$ – толщина пленки воды (льда) и радиус капилляра (поры), заполненного незамерзшей водой; $T_{нз}$ – температура начала замерзания грунта.

Понятие незамерзшей воды в дисперсных породах в зависимости от конкретных условий может включать все виды грунтовой влаги: 1) свободную (замерзающую обычно при 0°C , а при высоких концентрациях порового раствора – при температурах значительно ниже 0°C); 2) капиллярную (замерзающую в области высоких, вблизи 0°C , отрицательных температур); 3) пленочную; 4) адсорбционную (замерзающую в широком спектре отрицательных температур вплоть до -100°C и ниже).

Содержание льда W_i и незамерзшей воды W_w измеряется в процентах или долях единицы по отношению к сухому грунту. Наиболее важной характеристикой фазового состава воды в мерзлой породе является температурная зависимость содержания незамерзшей воды $W_w = f(t)$, которая имеет в общем случае три характерные области (по Н.А. Цытовичу, 1973).

1. 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 , вымерзает вся свободная и часть рыхлосвязанной воды. Для легких разностей грунтов нижняя граница области для песка около $-0,5^{\circ}\text{C}$, для супесей – $3...-5^{\circ}\text{C}$ и для глинистых грунтов сдвигается в сторону низких температур. Область фазовых превращений значительно расширяется для засоленных пород.

2. Область переходную, где изменение содержания незамерзшей воды на 1°C менее 1%, но более 0,1%. В этой температурной области, лежащей ниже области значительных фазовых превращений, вымерзает вся рыхлосвязанная вода.

3. Область практически замерзшего состояния, где фазовые превращения воды в лед на 1°C не превышают 0,1%. Расположение этой области, в которой вымерзает прочносвязанная вода, зависит от состава пород. Для незасоленных песков и легких глинистых разностей область располагается при температурах -5°C и ниже. Для глин область практически замерзшего состояния располагается при очень низких температурах (около -20°C), для засоленных пород может быть и значительно ниже -20°C (в зависимости от вида засоления).

В целом изменение фазового состава влаги происходит под влиянием внешних воздействий в соответствии с термодинамическими параметрами и предопределяется гранулометрическим, химическим и минеральным составом грунта. Содержание незамерзшей воды в мерзлых грунтах увеличивается, при прочих равных условиях, с увеличением дисперсности, засоленности, содержания органического вещества. В песках практически нет незамерзшей воды, в глинах ее количество изменяется от единиц до десятков процентов в зависимости от минерального состава (рис. 7.1).

В торфе содержание незамерзшей воды на порядок выше, чем в минеральных грунтах. В частности, W_w 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) – каолинитовые (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.

Незамерзшая вода может как заполнять капилляры грунта, так и покрывать поверхности льда и минералов жидкообразной пленкой во всем диапазоне температур. При более низких температурах (ниже -3°C) преобладает содержание незамерзшей воды в пленочной форме, а при более высоких – в капиллярной. Поэтому в формировании количества незамерзшей воды в области низких температур основную роль играет активная удельная поверхность грунта (S), а в области высоких – структура его порового пространства, то есть распределение объемов пор по радиусу (Чеверев, 2004). Так, например, содержание W_w при -6°C у глин различного минерального состава возрастает в ряду: каолинитовая – 2%, гидрослюдистая – 7% и монтмориллонитовая – 26%, что объясняется увеличением S в том же ряду соответственно 26, 101 и $560\text{ м}^2/\text{г}$.

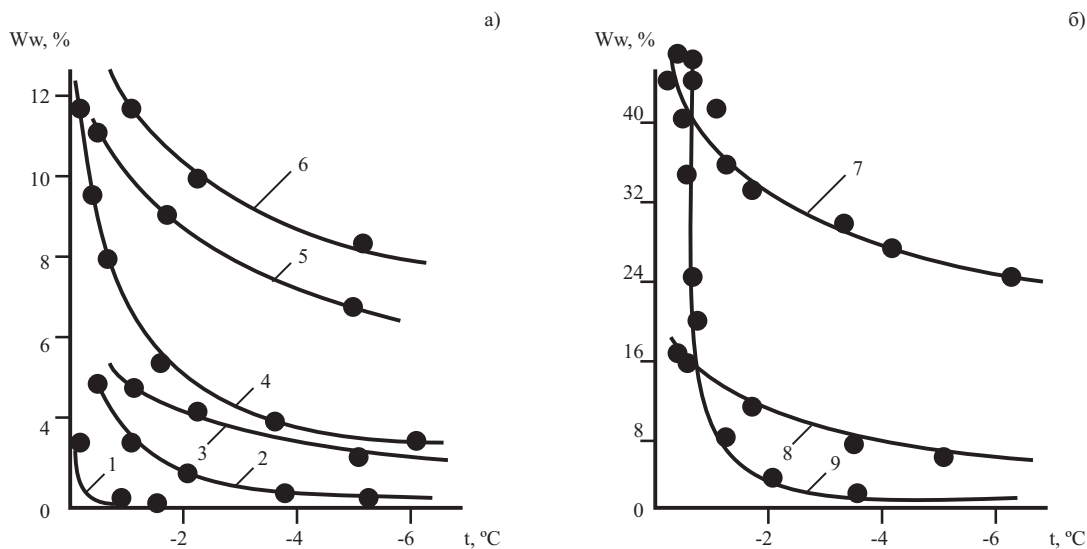


Рис. 7.1. Зависимости содержания незамерзшей воды (W_w) от температуры (t) в грунтах различного гранулометрического (а) и минерального (б) состава: 1 – песок; 2 – супесь легкая крупная; 3 – супесь легкая пылеватая; 4 – супесь тяжелая мелкая; 5 – суглинок легкий; 6 – суглинок тяжелый; 7 – монтмориллонитовая глина, 8 – гидрослюдистая глина; 9 – каолиническая глина (Ершов, 2002)

Содержание незамерзшей воды находится в зависимости от начальной влажности, однако это прослеживается только для набухающих грунтов. Увеличение размера и объема межкристаллических ультракапиллярных пор при росте влажности приводит к повышению (до двукратного) содержания незамерзшей воды в набухающих породах (монтмориллонитовых глинах и торфах). Для каолинистых и гидрослюдистых глин это влияние выражено слабо. В торфе (Роман, 2002) помимо набухания на фазовый состав влаги, очевидно, оказывает влияние сохраняющееся клеточное строение, которое обусловлено наличием свободной воды даже при незначительном увлажнении. Исследования по определению содержания незамерзшей воды в заторфованных грунтах показали, что ее количество пропорционально содержанию органического вещества (рис.7.2).

Интересно отметить влияние химико-минерального состава на фазовый состав влаги мерзлых вулканических дисперсных пород. Впервые были получены закономерности изменения содержания незамерзшей воды в мерзлых вулканических шлаках и пеплах в диапазоне отрицательных температур (Мотенко, Кузнецова, 2011). Появление в мерзлых вулканических шлаках и пеплах незамерзшей воды связано с преобразованием во времени вулканического стекла и появлением аморфных глинистых минералов, имеющих высокую удельную поверхность. Для интервала температур ниже основных фазовых переходов ($< -3^\circ\text{C}$) в камчатском шлаке (возраст – около 35 лет) практически нет незамерзшей воды, в пеплах, содержащих опал, с увеличением возраста от 35 до 8300 лет количество незамерзшей воды W_w меняется от 0 до 2–3%. В пеплах, содержащих глинистый минерал аллофан, W_w изменяется от 2 до 12% при увеличении возраста от 1500 до 9000 лет. (рис. 7.3).

Значительное влияние на фазовый состав влаги мерзлых грунтов оказывает наличие в поровом растворе легкорастворимых солей. Увеличение засоленности повышает количество незамерзшей воды (рис. 7.4). По нашим данным, кривые, соответствующие зависимости изменения жидкой фазы в засоленных грунтах при понижении температуры с конкретными значениями засоленности D_{sal} , выполаживаются и сдвигаются в область D более низких температур.

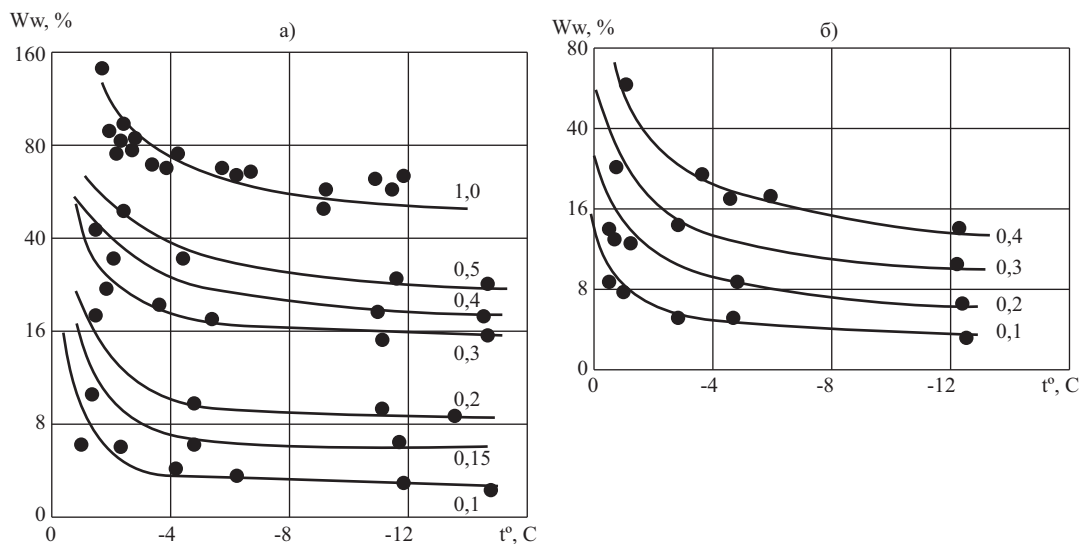


Рис. 7.2. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры во влагонасыщенных заторфованных песчаных (а) и глинистых (б) грунтах (относительное содержание органического вещества отмечено рядом каждой кривой) (Роман, 1987)

При температуре начала замерзания начинается вымерзание порового раствора. С понижением температуры происходит увеличение его концентрации. При достижении эвтектических концентраций и температур происходит образование криогидрата данной соли. Содержание незамерзшей воды при криогидратных температурах резко изменяется, например в песке практически не остается незамерзшей воды после образования криогидрата. Это происходит не во всех грунтах. Увеличение концентрации порового раствора приводит к увеличению содержания незамерзшей воды в породах различного гранулометрического и минерального состава до температур, соответствующих криогидратным температурам данной соли в объеме. При значениях засоленности больше 1% замерзание воды происходит в диапазоне температур, совпадающих для грунтов разного гранулометрического состава (*рис. 7.4, а*). Зависимость W_w от засоленности при фиксированной температуре линейна (*рис. 7.4.г*). Тангенс угла наклона данных кривых уменьшается с понижением температуры (*рис. 7.4, а, б*). Состав солей также оказывает влияние на формирование фазового состава (*рис. 7.4, д*). В зависимости от минерального состава содержание незамерзшей воды увеличивается в ряду: сульфаты – карбонаты – нитраты – хлориды.

Фазовый состав влаги может быть охарактеризован благодаря использованию справочных данных и источников, имеющих в специальной литературе. При инженерно-геологических изысканиях, когда данные рекогносцировочного прогноза конкретизируются и уточняются, становится необходимым применение экспериментальных методов и использование простых и надежных расчетных формул, схем («Основы мерзлотного...», 1974).

Фазовый состав влаги может быть приближенно определен на основе простейших сведений о свойствах и составе пород. Это тем более важно, что на современном уровне знаний трудно использовать теоретические расчетные формулы определения фазового состава влаги вследствие того, что в них присутствуют параметры, являющиеся предметами самостоятельного сложного изучения.

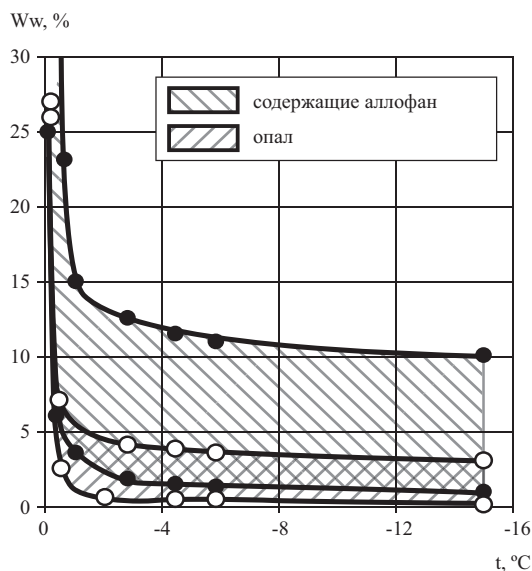


Рис. 7.3. Диапазоны изменения незамерзшей воды в пеплах Камчатки (по Р.Г. Мотенко, Е.П. Кузнецовой, 2011)

По мнению Роман (2002), гомологическая температура (отношение температуры грунта к температуре начала замерзания) в качестве обобщенной переменной является температурным параметром всех грунтовых разновидностей (при $t/t_{bf} = 1 \rightarrow W_w/W_{tot} = 1$; при $t/t_{bf} \rightarrow \infty W_w/W_{tot} \rightarrow \infty$). Обработка имеющихся экспериментальных данных по содержанию незамерзшей воды в торфяных, минеральных засоленных и незасоленных грунтах показывает, что зависимость $W_w/W_{tot} - t/t_{bf}$ является обобщенной. На **рис. 7.5** приведены результаты экспериментального определения влажности за счет незамерзшей воды в грунтах различного минерального и гранулометрического состава (в том числе в таких специфических грунтах, как торф и засоленные грунты), полученные многими специалистами. Это указывает на то, что соотношение W_w/W_{tot} (отношение влажности за счет незамерзшей воды к суммарной влажности мерзлого грунта) и t/t_{bf} являются обобщающими параметрами физических свойств и факторами, которые определяют фазовый состав грунтовой влаги.

Применение расчетных методов вызывается необходимостью получения экспресс-информации о фазовом составе воды на основе имеющейся оценки характеристик мерзлой породы. Подразумевается, что экспериментальные методы дают точную информацию, в то время как расчетные, и в особенности эмпирические, методы лишь ориентируют исследователя.

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

$$W_w = K_w W_p, \quad (7.1.1)$$

где K_w – коэффициент, принимаемый по **табл. 2** в зависимости от числа пластичности и температуры; W_p – влажность нижнего предела пластичности. Эта 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 произвольной выборке пород, когда в преобладающем большинстве случаев относительная погрешность превышала 30% и часто достигала нескольких сот процентов, причем наибольшие расхождения наблюдаются при температурах ниже 1°C.

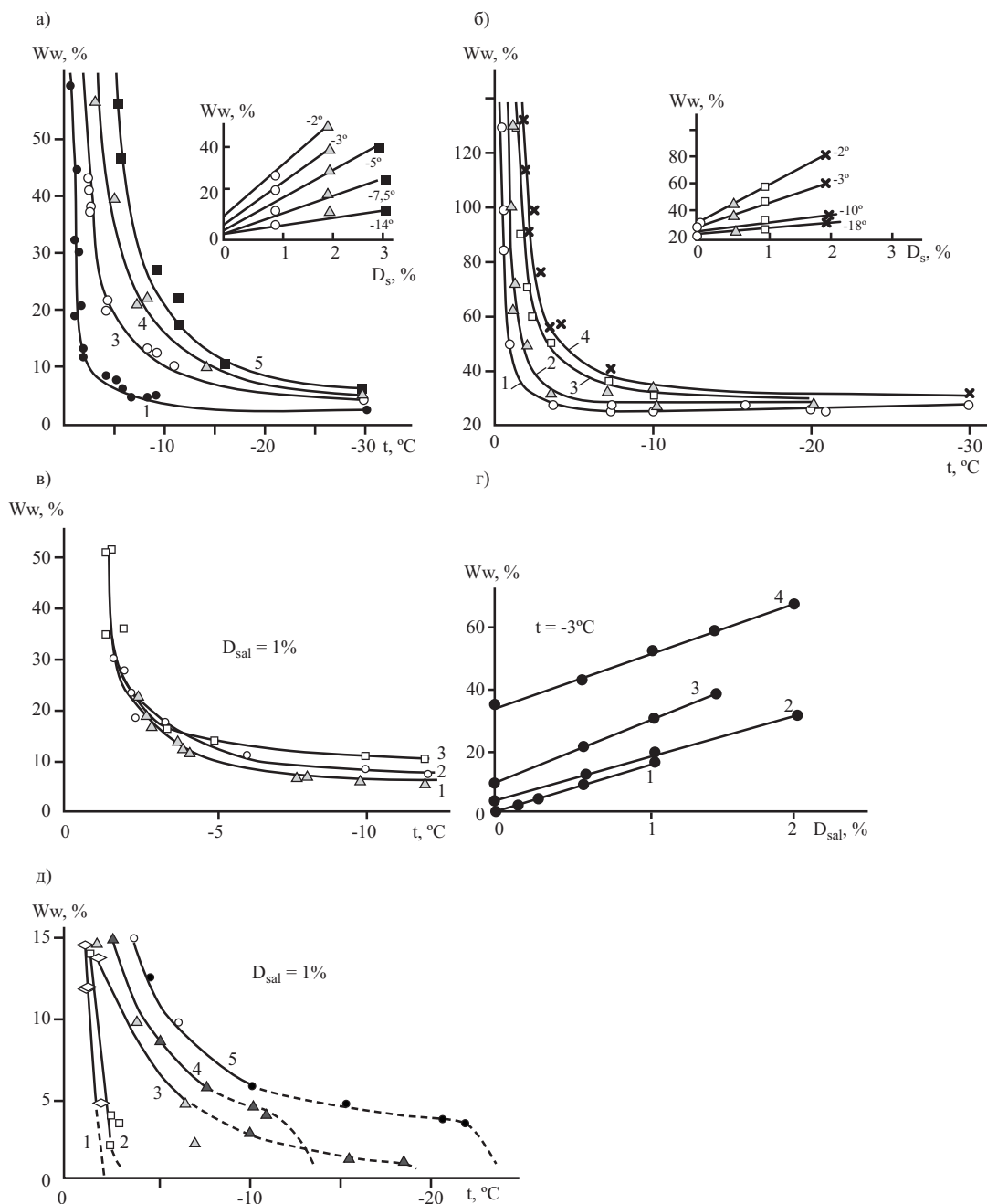


Рис. 7.4. Зависимость содержания незамерзшей воды (W_w) от температуры (t) и засоленности (D_{sal}) для: а – каолинитовой и б – монтмориллонитовой глин, засоленных NaCl (1 – $D_{sal} = 0\%$; 2 – $D_{sal} = 0,5\%$; 3 – $D_{sal} = 1\%$; 4 – $D_{sal} = 2\%$; 5 – $D_{sal} = 3\%$); в, г – грунтов разного гранулометрического состава, засоленных морской солью (1 – супесь; 2 – суглинок; 3 – полиминеральная глина; 4 – монтмориллонитовая глина); д – песка, засоленного разными солями (1 – Na_2SO_4 ; 2 – Na_2CO_3 ; 3 – NaNO_3 ; 4 – KCl; 5 – NaCl, затемненные точки – расчетные данные) (по Р.Г. Мотенко, 1997)

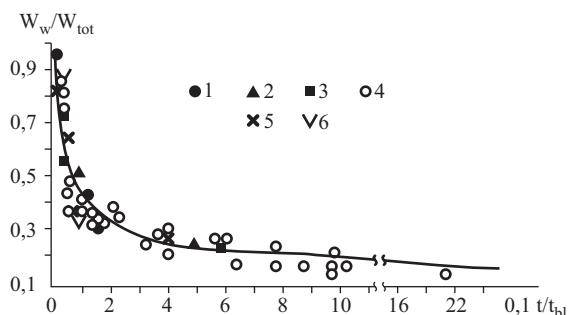


Рис. 7.5. Зависимость, построенная по данным различных авторов: 1 – торфяные грунты; 2 – юрская глина; 3 – покровный суглинок; 4 – суглинок; 5 – тяжелый суглинок и 6 – каолиновая глина, засоленные CaCl₂ (Роман, 2002)

В расчетном методе Андерсона и Моргенштерна (1973) использовано предположение о том, что удельная поверхность грунтов в значительной мере определяет содержание незамерзшей воды $W_w, \%$:

$$W_w = \alpha |t|^\beta, \quad (7.1.2)$$

Коэффициенты α и β связаны с удельной поверхностью S (м²/г) соотношениями:

$$\ln \alpha = 0,5519 \ln S + 0,2618$$

$$\text{и } \ln(-\beta) = 0,2640 \ln S + 0,3711.$$

Тогда

$$\ln W_w = 0,2618 + 0,5519 \ln S - 1,4495 S^{-0,264} \ln |t|, \quad (7.1.3)$$

Таблица 7.2

Значения коэффициента K_w (СНиП 2.02.04-88)

Грунты	Число пластичности грунтов I_p , доли единицы	Коэффициент K_w при температуре грунта, T, °C								
		-0,3	-0,5	-1	-2	-3	-4	-6	-8	-10
Пески и супеси	$I_p < 0,02$	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Супеси	$0,02 < I_p < 0,07$	0,6	0,50	0,40	0,35	0,33	0,30	0,28	0,26	0,25
Суглинки	$0,07 < I_p < 0,13$	0,7	0,65	0,60	0,50	0,48	0,45	0,43	0,41	0,40
Суглинки	$0,13 < I_p < 0,17$	*	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

Однако S определяется в основном количеством субкапиллярных пор, температура замерзания воды в которых отличается от 0°C. Поэтому для низких температур этот метод дает результаты, близкие к экспериментальным значениям W_w , но для температур выше -2°C расчетные данные отличаются от экспериментальных.

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

$$W_w = A + BX, \quad (7.1.4)$$

где W_w 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. Объем экспериментального материала, использованного при составлении этой зависимости, и тесная корреляция между величиной W_w и количеством физической глины (частиц размером менее 0,01 мм) выгодно отличают предлагаемую формулу от прочих. При использовании этой зависимости, задаваясь степенью достоверности 0,95, получаем относительную ошибку в определении величины W_w примерно 25%, что удовлетворительно для приближенных расчетов («Методы...», 2005)

Расчет содержания незамерзшей воды для тяжелой пылевой супеси (Пример 26)

26а. Рассчитать содержание незамерзшей воды W_w (%) в мерзлой супеси по СНиП 2.02.04-88 в диапазоне отрицательных температур. Число пластичности $I_p = 0,03$ и влажность нижнего предела пластичности $W_p = 0,209$.

- Выбираем по **табл. 7.2** строку, соответствующую диапазону изменения числа пластичности, куда входит значение $I_p = 0,03$. Выбираем в соответствии с температурой значение K_w . Например, при $t = -6^\circ\text{C}$ $K_w = -0,28$.
- По формуле (7.1.1) рассчитываем $W_w = 0,28 * 0,209 = 0,059$ д.ед. или $W_w = 5,9\%$. Аналогично проводится расчет для других значений температуры от $-0,3^\circ\text{C}$ до -10°C (9 значений).
- Строим график зависимости изменения содержания незамерзшей воды от температуры $W_w = f(t^\circ\text{C})$ для данного грунта (**рис. 7.6**, кривая *а*).

26б. Найти содержание незамерзшей воды W_w (%) в зависимости от температуры по формуле Андерсона и Моргенштерна для тяжелой пылевой супеси, имеющей $S = 40,1 \text{ м}^2/\text{г}$ (S определяется экспериментально).

- По формуле (7.1.3) находим $\ln W_w$ при выбранной температуре. Например при $t = -6^\circ\text{C}$:

$$\ln W_w = 0,2618 + 0,5519 \ln 32,9 - 1,4495 * 32,9^{-0,264} * \ln |6| = 1,1572. W_w = 3,2\%.$$

- Аналогично рассчитываем содержание незамерзшей воды при других значениях температуры. В данном примере W_w рассчитывалось при тех же значениях температуры, как и в примере (26а 1а), а именно: $-0,3, -0,5, -1, -2, -3, -4, -6, -10^\circ\text{C}$.
- Строим график зависимости изменения содержания незамерзшей воды от температуры $W_w = f(t^\circ\text{C})$ (**рис. 7.6**, кривая *б*).

26в. Рассчитать содержание незамерзшей воды W_w (%) по данным гранулометрического состава для тяжелой пылевой супеси.

- Определяем количество физической глины по данным грансостава, просуммировав частицы $< 0,10 \text{ мм}$. Получили $X = 15,5\%$.
- Рассчитываем W_w по формуле (7.1.4) при $t = -1^\circ\text{C}$. Коэффициенты A и B при $t = -1^\circ\text{C}$ соответственно равны 0,62 и 0,29; $W_w = 0,62 + 0,29 * 15,5 = 5,1\%$.
- Аналогично рассчитываем содержание незамерзшей воды при значениях температур: $t_2 = -3^\circ\text{C}$ и $t_3 = -5^\circ\text{C}$ с использованием соответствующих этим температурам коэффициентов A и B .
- Строим график зависимости изменения содержания незамерзшей воды от температуры $W_w = f(t^\circ\text{C})$ (**рис. 7.6**, кривая *в*).

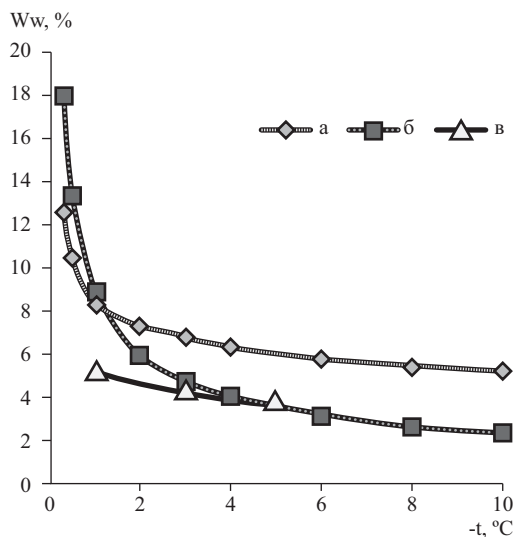


Рис. 7.6. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры для тяжелой пылеватой супеси по данным расчетных методов: а – по СНиП 2.02.04-88; б – по формуле Андерсона и Моргенштерна; в – по данным гранулометрического состава

Содержание льда W_i и незамерзшей воды W_w в мерзлых породах определяет направленность и интенсивность в них ряда физико-химических и физико-механических процессов.

§2. Закономерности изменения теплофизических свойств горных 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. Меняющаяся экологическая обстановка требует учета различных факторов как при составлении геокриологического прогноза, так и при проектировании и эксплуатации сооружений для территорий, занятых многолетне- и сезонно-мерзлыми породами. Важная роль отводится прогнозу изменения свойств грунтов, в том числе теплофизических. К теплофизическим характеристикам обычно относят теплоемкость и коэффициенты тепло- и температуропроводности.

Согласно гипотезе Био – Фурье о прямой пропорциональности вектора теплового потока градиенту температуры:

$$q = -\lambda \text{ grad } T. \quad (7.2.1)$$

Коэффициент пропорциональности рассматривается как физическая константа, называемая коэффициентом теплопроводности λ . Размерность – Вт/(м·К) (система СИ), эрг/(см·с·°С) (система СГС), кал/(см·с·°С), ккал/(м·ч·°С) (внесистемные единицы).

Для изотропного однородного тела он определяется количеством тепла, проходящим через единицу поверхности в единицу времени на единицу длины нормали к этой поверхности при разности температур в один градус. Он характеризует способность материала проводить тепло.

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

$$C = dQ / dT. \quad (7.2.2)$$

Различают теплоемкости удельную (массовую) C , мольную C_M , Дж/(моль·К), объемную C_V , (Дж/м³·К).

Удельная теплоемкость численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы массы грунта на 1 градус. Она измеряется в Дж/(кг·К) (система СИ), эрг/(г·°С) (система СГС), кал/(г·°С), ккал/(к·г·°С) (внесистемные единицы).

Определяются они, соответственно, как теплоемкости единицы массы, одного моля и единицы объема данного вещества и связаны соотношениями:

$$C_M = M \cdot C; C_V = C \cdot r. \quad (7.2.3)$$

где M – масса 1 моля в кг, r – плотность, кг/м³. Теплоемкость тела зависит от условий нагревания. Наиболее употребительны теплоемкость при постоянном давлении C_p (изобарная теплоемкость) и при постоянном объеме – изохорная C_V . Для твердых тел принято считать $C_V = C_p = C$.

Скорость выравнивания нестационарного температурного поля в среде без внутренних источников определяется коэффициентом температуропроводности a . Размерность – м²/с (система СИ), см²/с (система СГС), м²/ч (внесистемная единица). Температуропроводность 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:

$$\lambda = aC_p. \quad (7.2.4)$$

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.

Теплопроводность горных пород зависит от их состава и строения, которые 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 различаются по минеральному и химическому составу, и их теплофизические характеристики зависят от возраста осадков, степени литификации, различных условий их залегания и преобразования.

На основе обобщения литературных данных были определены основные диапазоны изменения коэффициента теплопроводности, теплоемкости и температуропроводности пород в зависимости от их состава, плотности, влажности, теплового состояния (Мотенко, Ершов, 2001). В *табл. 7.3* представлены данные по теплопроводности сухих магматических, метаморфических и осадочных горных пород.

Теплофизические характеристики осадочных пород. Теплопроводность *осадочно-цементированных пород* изменяется в широком диапазоне значений и зависит от возраста осадков, степени литификации, условий их залегания. Для терригенных пород прослеживается зависимость от гранулометрического состава.

Таблица 7.3

Теплопроводность горных пород (Р.Г. Мотенко, Э.Д. Ершов, 2001)

Породы	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)	Породы	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)
<i>Магматические</i>			
Гранит	1,12–4,6	Базальт	0,44–3,49
Гранодиорит	0,97–3,31	Траппы	1,5–2,4
Порфирит	0,72–4,1	Анортозит	1,7–2,1
Пегматит	2,8	Норит	2,7
Пемза	0,25–0,5	Долерит	1,65–2,6
Липарит	2,4–2,77	Кимберлит	1,9–3
Альбитит	2,09	Дунит	1,11–1,85
Диорит	1,38–3,7	Гиперстениит	4,4
Андезит	1,27–3,02	Бронзитит	4,3
Тоналит	1,67	Перидотит	2,4–4,85
Мондонит кварцевый	3,1	Пироксенит	2,02–3,5
Сиенит	1,74–3,68	Лейцитит	1,7–2,1
Граносиенит	1,3–2,97	Мончикит	2,3
Трахиты	1,7–2,6	Турьяит	2,2
Габбро	1,58–2,98	Ювит	1,9
Диабаз	1,71–3,25	Туф	1,3–3,95
Ургит	1,5–2,1	Лава	0,25–0,73
<i>Метаморфические</i>			
Сланец	0,6–4,9	Филлит	2,9
Кварцит	2,68–7,6	Амфиболлит	1,57–2,89
Мрамор	1,59–6	Чарнокит	1,06–1,5
Гранито-гнейс	1,14–4,2	Скарн	1,48–2,97
Гнейс	0,94–6,1	Роговик	2,12–6,1
<i>Осадочно-цементированные</i>			
Конгломерат, гравелит	1,05–3,9	Аргиллит, глинистый сланец	0,25–3,12
Песчаники	0,24–6,1	Мел	0,8–4,1
Известняки	0,64–5,8	Гипс	0,8–1,3
Доломиты	0,8–6,5	Ангидрид	4,19
Алевролиты	0,22–4,8	Каменная соль	1,67–7,2
Мергели	0,5–3,6	Угли	0,1–2,24

Таблица составлена по данным В.Н. Дахнова, Д.И. Дьяконова, В.П. Балобаева, В.Н. Кобрановой, М.И. Моисеенко, Р.Г. Мотенко, Clark, Bullard, Birch, по справочным данным из кн. «Физические процессы...»

На коэффициент теплопроводности оказывают влияние влажность, плотность, состав включений и состояние породы (талое – мерзлое). С увеличением влажности повышается величина коэффициента теплопроводности. В мерзлом состоянии его значение также выше, чем в талом (*табл. 7.4*).

Таблица 7.4

Теплопроводность осадочно-цементированных горных пород в талом и мерзлом состоянии (В.Т. Балобаев, 1991)				
Породы	Влажность, %	Плотность, кг/м ³	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)	
			Талых пород	Мерзлых пород
Песчаники	1,6–27	1460–2620	1,17–6	1,5–7,1
Известняки	0,1–2,8	2560–2870	1,8–5,2	2,1–5,9
Алевролиты	0,9–32	1370–2570	1,02–4,8	1,17–5,6

Дисперсные горные породы являются системой, как правило, многофазной и многокомпонентной, и их тепловые свойства зависят от взаимного расположения, размера и количества минеральных частиц, т.к. этим определяется структура порового пространства, количество свободной и связанной воды в грунте и соотношение твердой и жидкой фаз при отрицательной температуре. Теплообмен в основном осуществляется кондуктивной теплопроводностью. Кондуктивная теплопроводность в дисперсных системах реализуется теплопроводностью вдоль частицы и контактной теплопроводностью. Доминирует последняя, и передача тепла осуществляется переходом тепла непосредственно от частицы к частице и через промежуточную среду.

Наличие в горных породах межзернового пространства, заполненного воздухом, водой, льдом, нефтью, соевым раствором, осложняет процесс переноса тепла. Значения коэффициентов теплопроводности компонентов пород равны: для воздуха – 0,024, воды – 0,54–0,60, льда – 2,22–2,35, нефти – 0,11–0,14, соленого раствора – 0,52–0,62 Вт/(м·К).

Теплопроводные свойства дисперсных пород разного гранулометрического и минерального состава зависят от влажности, плотности, температуры, строения, генезиса, возраста, засоления, загрязнения и пр.

Гранулометрический состав играет важную роль в формировании теплопереноса в грунтах. При прочих равных условиях с ростом дисперсности понижается теплопроводность, т.к. увеличивается количество контактов и растет термическое сопротивление.

Экспериментальные исследования мерзлых дисперсных грунтов нарушенного и естественного сложения показали, что возрастание дисперсности сопровождается ростом гидрофильности и ультрапористости, определяющих фазовый состав влаги, причем процентное содержание незамерзшей воды увеличивается с ростом дисперсности и вызывает уменьшение теплопроводности пород в следующей последовательности: крупнообломочные – песчаные и супесчаные – лесовые – суглинистые – глинистые (*рис. 7.7*).

Крупнообломочные грунты рассматривают как совокупность двух компонентов: обломки пород (масса частиц > 2 мм – дресва, щебень и галька) и дисперсный заполнитель (песчаного или глинистого состава). По ГОСТ 25100-2011 **крупнообломочный грунт** – несвязный минеральный грунт, в котором количество частиц размером крупнее 2 мм более 50% (при наличии в крупнообломочных грунтах более 40% песчаного заполнителя или более 30% глинистого заполнителя от общей массы воздушно-сухого грунта в наименование крупнообломочного грунта добавляют наименование вида заполнителя и указывают характеристики его состояния).

Свойства компонентов различаются, и вследствие этого теплопроводные параметры крупнообломочных грунтов рассматриваются как эффективные коэффициенты. Для определения коэффициента теплопроводности крупнообломочных грунтов существует несколько формул и номограмм. На *рис. 7.8* представлены номограммы (Гаврильев, 2004), позволяющие определить теп-

лопроводность грунтов с древесно-щебенистыми и гравийно-галечниковыми включениями по объемному содержанию крупнообломочных включений m_k (отношение объема включений к объему всей крупнообломочной породы) и коэффициенту теплопроводности грунтового заполнителя $\lambda_{\text{зап}}$. При этом по величине коэффициента теплопроводности крупнообломочный материал разделен на три группы. В первой группе материал включений состоит из пород трапповой формации (долеритов, диабазов и базальтов), алевролитов, гнейсов и мергелей с $\lambda \approx 2,3$ Вт/(м·К) (рис. 7.8, а). Вторая группа материалов – обломки песчаников и гранитов с $\lambda \approx 3,5$ Вт/(м·К) (рис. 7.8, б). В третьей группе материал крупнообломочных включений составляют обломки известняков и доломитов с $\lambda \approx 4,5$ Вт/(м·К) (рис. 7.8, в). Объемное содержание m_k определяется визуально.

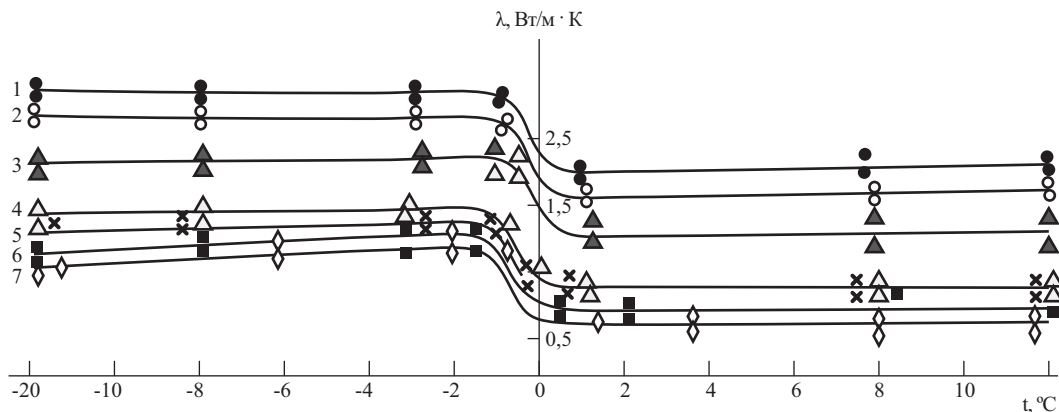


Рис. 7.7. Зависимость коэффициента теплопроводности пород различной дисперсности от температуры: 1 – крупнообломочная щебенистая порода с супесчаным заполнителем; 2 – мелкий песок; 3 – легкая мелкая супесь; 4 – лессовидный суглинок; 5 – средний суглинок; 6 – глина; 7 – хорошо разложившийся торф («Теплофизические...», 1984)

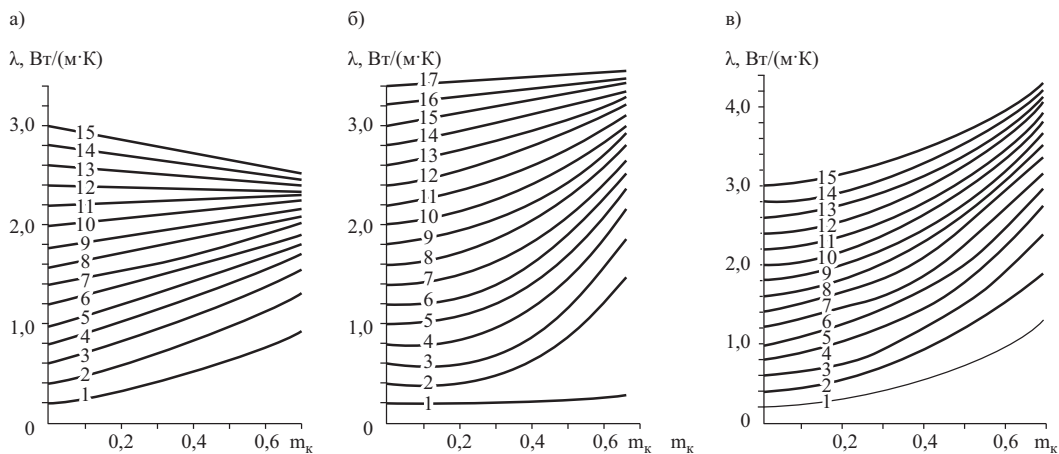


Рис. 7.8. Номограмма для определения коэффициента теплопроводности грунтов с древесно-щебенистыми и гравийно-галечниковыми включениями различного состава по объемному содержанию крупнообломочных включений m_k и коэффициенту теплопроводности грунтового заполнителя $\lambda_{\text{зап}}$ (Вт/(м·К)): 1 – 0,2; 2 – 0,4; 3 – 0,6; 4 – 0,8; 5 – 1,0; 6 – 1,2; 7 – 1,4; 8 – 1,6; 9 – 1,8; 10 – 2,0; 11 – 2,2; 12 – 2,4; 13 – 2,6; 14 – 2,8; 15 – 3,0; 16 – 3,2; 17 – 3,4; а, б, в – пояснения в тексте (по Гаврильеву, 2004)

Расчет коэффициента теплопроводности крупнообломочного грунта с песчаным заполнителем (Пример 27)

1. Определить коэффициент теплопроводности крупнообломочного грунта с песчаным заполнителем, если $\lambda_{\text{зап.}} = 2,4 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ и материал крупнообломочных включений составляют обломки песчаников с $\lambda \approx 3,5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$:

а) визуально определяем объемное содержание крупнообломочных включений. В нашем примере $m_{\text{к}} = 0,5$;

б) по номограмме *б* (*рис. 7.8*) выбираем кривую 12 (соответствует $\lambda_{\text{зап.}} = 2,4 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ и определяем λ крупнообломочного грунта: $\lambda = 2,85 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$.

Влияние влажности, плотности, температуры. Теплофизические характеристики горных пород формируются под влиянием ряда геолого-географических факторов, а также в результате антропогенных воздействий. Одним из наиболее существенных параметров, характеризующих влияние внешних условий на теплопроводность, является температура пород, а также направление и скорость ее изменения (промерзание-оттаивание, темп охлаждения-нагревания). Понижение температуры приводит к линейному увеличению теплопроводности в кристаллических породах и аналогичному уменьшению в аморфных, что связано с различными механизмами переноса тепла. У дисперсных пород без жестких связей отмечается гистерезисный характер зависимости величины коэффициента теплопроводности от направления изменения температуры (идет ли процесс нагревания или охлаждения). У пород с жесткими связями гистерезис выражен слабо.

Появление в грунте льда определяет изменение теплофизических свойств. Теплопроводность пород в мерзлом состоянии, как правило, выше, чем в талом из-за различий коэффициентов теплопроводности льда и воды. Основное изменение λ происходит в области интенсивных фазовых переходов, и это изменение находится в соответствии с изменением фазового состава влаги в промерзающем грунте. Теплопроводность грунтов при промерзании в основном увеличивается при появлении высокотеплопроводного льда и $\lambda_{\text{м}}/\lambda_{\text{т}} > 1$. Однако при неполной степени заполнения пор влагой это соотношение может измениться и значения коэффициентов теплопроводности в талом и мерзлом состоянии могут сближаться и даже возможно, что $\lambda_{\text{м}}/\lambda_{\text{т}} < 1$.

Теплопроводность сухих дисперсных грунтов различного состава мало зависит от свойств материала скелета, и значения λ лежат в пределах 0,2–0,5 Вт/(м·К) для различных пород. Увлажнение вызывает и усиливает дифференциацию теплопроводности в зависимости от степени влагонасыщения, строения и теплового состояния пород. Увеличение степени заполнения пор влагой сопровождается заменой низкотеплопроводного воздуха на воду и лед, что приводит к увеличению теплопроводности породы. В области положительных температур при степени 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 льдом (*рис. 7.9*). В дисперсных породах минеральный состав сказывается на теплопроводности как явным образом, так и опосредованно, через гидрофильность и, соответственно, фазовый состав воды. Теплопроводность монтмориллонитовой глины из-за ее гидрофильности ниже теплопроводности каолинитовой глины.

Коэффициент теплопроводности выше у плотных пород, т.к. уплотнение сопровождается увеличением доли более теплопроводного скелета, а также улучшением качества контактов между частицами. В мерзлом состоянии влияние плотности менее выражено ввиду близости теплопроводностей льда и скелета грунта. Увеличение плотности горных пород, как правило, приводит к увеличению теплопроводности, однако при отрицательных температурах влияние этого фактора выражено значительно более слабо (*рис. 7.10*).

Влияние влажности, плотности, теплового состояния на значения коэффициентов теплопроводности грунтов разного гранулометрического состава представлено в *табл. 7.5*. Приводится сопоставление результатов обобщений, выполненных разными исследователями, с таблицами СНиП 2.02.04-88 (значения теплопроводности даны для талого ($I_{\text{т}}$) и мерзлого состояния ($I_{\text{м}}$).

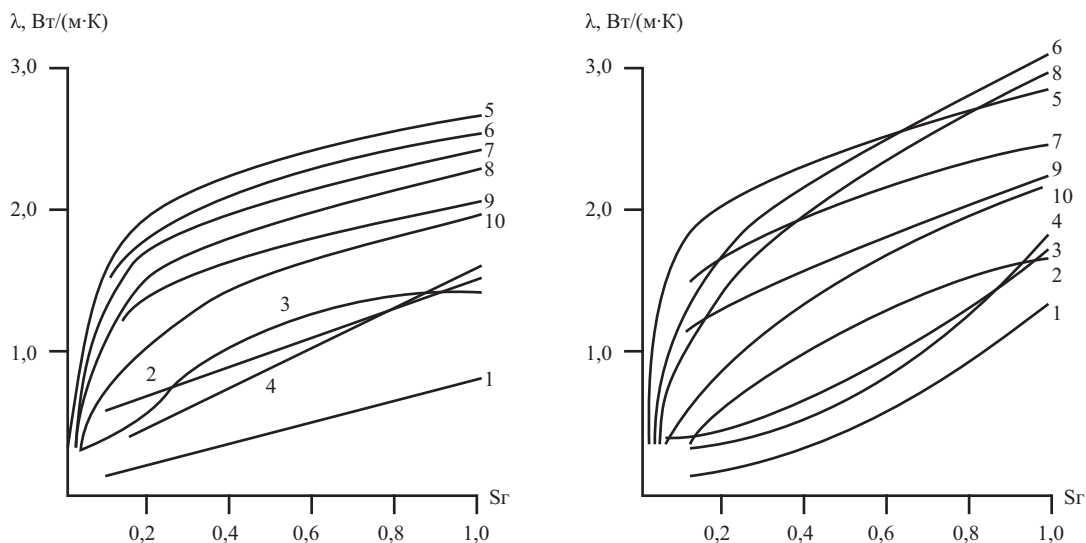


Рис. 7.9. Зависимость коэффициента теплопроводности грунтов различного состава от степени влагонасыщенности в талом (а) и мерзлом (б) состоянии: 1 – глина монтмориллонитовая; 2 – глина каолинистая; 3 – суглинок тяжелый (Зап. Сиб.); 4 – суглинок тяжелый (подмосковный); 5 – песок кварцевый (фр. 0,25–0,65 мм); 6, 7, 8 – песок пылеватый средне-мелкозернистый кварцевый; 9 – песок пылеватый полиминеральный (фр. 0,1–0,5 мм); 10 – песок пылеватый тонко-мелкозернистый полиминеральный («Теплофизические...», 1984)

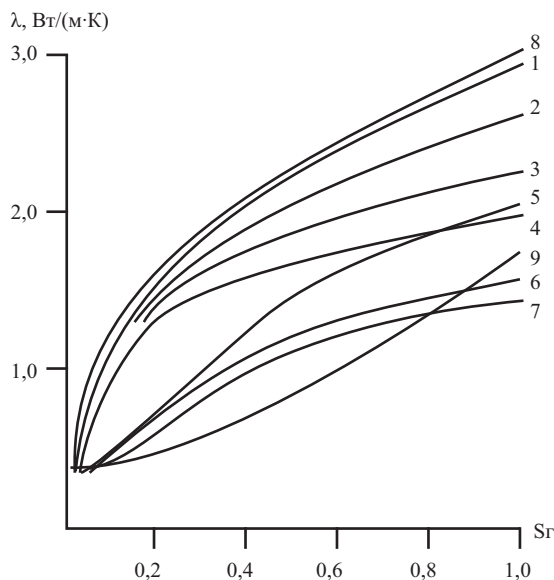


Рис. 7.10. Зависимость коэффициента теплопроводности песка и суглинка от степени влагонасыщенности и плотности. Песок пылеватый средне-мелкозернистый, кварцевый: 1–4 – талое состояние (1 – $\rho_d = 1900 \text{ кг/м}^3$; 2 – $\rho_d = 1800 \text{ кг/м}^3$; 3 – $\rho_d = 1700 \text{ кг/м}^3$; 4 – $\rho_d = 1600 \text{ кг/м}^3$); 8 – мерзлое состояние. Суглинок тяжелый: 5–7 – талое состояние (5 – $\rho_d = 1900 \text{ кг/м}^3$; 6 – $\rho_d = 1700 \text{ кг/м}^3$; 7 – $\rho_d = 1500 \text{ кг/м}^3$); 9 – мерзлое состояние («Теплофизические...», 1984)

Используя *табл. 7.5*, можно выбрать и оценить данные по теплопроводности для талых и мерзлых грунтов разного гранулометрического состава в зависимости от влажности и плотности.

Таблица 7.5

Теплопроводность дисперсных горных пород (Р.Г. Мотенко, Э.Д. Ершов, 2001)							
Плотность ρ_d , т/м ³	Влажность W , д.е.	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)					
		Данные кафедры геокриологии МГУ		Литературные данные		СНиП 2.02.04-88	
		λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Пески</i>							
1,3	0			0,26	0,26		
	0,1			0,81–0,88	0,97–1,12		
	0,2			1,14–1,53	1,64–2,00		
	0,3			1,33–2,00	2,23–2,29		
1,4	0			0,29	0,29		
	0,1			0,99–1,02	1,13–1,42	1,10	1,27
	0,2			1,31–1,40	1,92–2,15	1,57	1,86
	0,3			1,50–1,62	2,13–3,00		
1,5	0	0,22	0,22	0,33–0,34	0,33–0,34		
	0,1	1,47	1,67	1,12–1,19	1,31–1,50		
	0,2	1,86	2,36	1,51–1,69	2,01–2,48		
	0,3			1,72–2,01	2,32–3,16		
1,6	0	0,23	0,23	0,38	0,38		
	0,1	1,47	1,67	1,30–1,36	1,51–1,69	1,45	1,62
	0,2	1,86	2,36	1,70–1,82	2,08–2,85	2,15	2,37
1,7	0	0,25	0,25	0,43	0,43		
	0,1	1,67	1,85	1,49–1,55	1,62–1,95		
	0,2	2,17	2,63	1,94–2,07	2,21–3,25		
1,8	0	0,28	0,28	0,49–0,50	0,49–0,50		
	0,1	2,03	2,17	1,74–1,77	1,66–2,25	1,97	2,20
	0,2					2,67	2,84
1,9	0			0,57	0,57		
	0,1	2,18	2,42	1,90–2,02	2,01–2,36		
	0,15	2,60	2,97	2,37	3,18		
2,0	0,1			1,76	1,77	2,10	2,14
	0,15			2,30	2,85		
<i>Супеси</i>							
1,2	0			0,23	0,23		
	0,1			0,50–0,58	0,70–0,81		
	0,2			0,73–0,84	1,26–1,30		
	0,3			0,95–1,04	1,80–1,79		
	0,4			1,11–1,19	2,24–2,26		1,90

...продолжение таблицы 7.5

Плотность $\rho_d, \text{т/м}^3$	Влажность $W, \text{д.е.}$	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)					
		Данные кафедры геокриологии МГУ		Литературные данные		СНиП2.02.04-88	
		λ_t	λ_m	λ_t	λ_m	λ_t	λ_m
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Супеси</i>							
1,3	0			0,26–0,27	0,26–0,27		
	0,1			0,57–0,67	0,82–0,92		
	0,2			0,86–0,96	0,92–0,48		
	0,3			1,12–1,18	1,08–2,07		
	0,4			1,16–1,40			
1,4	0			0,29–0,30	0,29–0,30		
	0,1			0,67–0,78	0,96–1,03	0,93	1,05
	0,2			1,00–1,10	1,02–1,67	1,33	1,51
	0,3			1,22–1,39	1,21–2,38	1,74	1,80
	0,4			1,27	1,34		
1,5	0			0,34	0,34		
	0,1			0,79–0,89	0,86–1,16		
	0,2			1,20–1,26	1,11–1,89		
	0,3			1,33–1,60	1,26–2,58		
1,6	0			0,38	0,38–0,38		
	0,1	0,96	1,52	0,91–1,03	0,76–1,31	1,16	1,28
	0,2	1,24	2,30	1,14–1,47	1,21–2,15	1,62	1,72
	0,3			1,22	1,42	1,86	1,97
1,7	0			0,43–0,44	0,43–0,44		
	0,1			0,96–1,18	1,00–1,49		
	0,2			1,23–1,69	1,62–2,40		
1,8	0			0,49–0,50	0,49–0,50		
	0,1			1,06–1,38	1,10–1,68	1,45	1,57
	0,2					1,86	1,97
1,9	0			0,56–0,58	0,56–0,58		
	0,1			1,45–1,52	1,82–1,91		
2,0	0			0,64–0,67	0,64–0,67		
	0,1			1,71	2,00–2,18	1,74	1,86

Плотность $\rho_d, \text{т/м}^3$	Влажность $W, \text{д.е.}$	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)					
		Данные кафедры геокриологии МГУ		Литературные данные		СНиП2.02.04-88	
		λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M
1	2	3	4	5	6	7	8
Суглинки и глины							
1,1	0			0,20–0,21	0,20–0,21		
	0,1			0,29–0,41	0,43–0,51		
	0,2			0,41–0,64	0,79–0,92		
	0,3			0,57–0,82	1,22		
	0,4			0,78–1,00	1,70–1,82		
1,2	0			0,23	0,23		
	0,1	0,36	0,36	0,33–0,53	0,50–0,64		
	0,2	0,64	0,66	0,60–0,80	0,97–1,14		
	0,3	0,89	1,27	0,84–1,00	1,10–1,62		
	0,4			1,17	1,29–2,08	1,57	1,80
1,3	0			0,25–0,26	0,25–0,26		
	0,1			0,38–0,62	0,57–0,76		
	0,2			0,58–1,10	1,06–1,32		
	0,3			0,87–1,17	1,19–1,85		
	0,4			1,19–1,35	1,33–2,38		
1,4	0			0,29	0,29		
	0,1	0,60	0,47	0,45–0,73	0,66–1,07	0,70	0,75
	0,2	1,00	0,80	0,70–1,08	1,20–1,50	1,10	1,22
	0,3	1,50	1,59	1,09–1,36	1,30–2,08	1,45	1,57
	0,4				1,46		
1,5	0			0,33–0,34	0,33–0,34		
	0,1	0,82	0,60	0,52–1,18	0,76–1,08		
	0,2	1,27	1,13	0,84–1,25	1,22–1,66		
	0,3			1,26–1,54	1,35–2,24		
1,6	0			0,38–0,39	0,38–0,39		
	0,1	0,90	0,50	0,61–0,99	0,87–1,16	0,87	0,93
	0,2	1,40	1,21	1,03–1,43	1,30–0,83	1,33	1,51
1,7	0	0,54	0,54	0,43	0,43		
	0,1	1,15	0,97	0,71–1,22	0,97–1,30		
	0,2	1,72	1,65	1,27–1,62	1,38–2,05		
1,8	0			0,49	0,49		
	0,1			0,82–1,27	1,07–1,43	1,05	1,22
	0,2					1,57	1,80
1,9	0	0,37	0,37	0,56	0,56		
	0,1	1,50	1,25	0,97–1,40	1,17–1,56		
	0,15	1,74	2,02	1,41–1,70	1,45–2,00		
2,0	0			0,63–0,64	0,63–0,64		
	0,1			1,15–1,50	1,25–1,67	1,28	1,39

Установлены закономерности изменения коэффициентов тепло- и температуропроводности вулканических шлаков и пеплов разного возраста, гранулометрического и химико-минерального состава для талого и мерзлого состояния от влажности, плотности, содержания незамерзшей воды и льда (Мотенко, Кузнецова, 2011). Теплопроводные характеристики для мерзлых вулканогенно-обломочных пород (шлаков и пеплов) значительно ниже, чем для песков осадочного генезиса. Шлаки и пеплы состоят в основном из аморфного вулканического стекла. Теплопроводность аморфных компонентов вулканических пород ниже, чем минеральных грунтов. Влияние на теплопроводность оказывает и особая форма частиц. Для мерзлых шлаков и пеплов уменьшение теплопроводности связано также с наличием в них незамерзшей воды, появление которой обусловлено преобразованием вулканического стекла во времени и появлением глинистых минералов (например, аллофана).

На *рис. 7.11* представлены результаты обобщения данных по тепло- и температуропроводности талых и мерзлых вулканических шлаков и пеплов. Выше легли значения для пеплов, в которых кислое стекло опалового состава, ниже – для пеплов, в которых основное стекло, состав которого был определен как аллофан. Следует отметить, что в составе риолитового стекла содержится большое количество SiO_2 , оно плохо поддается выветриванию, что приводит к более высоким значениям λ у пеплов опалового состава. Количество незамерзшей воды в этих пеплах ниже, что также повышает их теплопроводность по сравнению с мерзлыми пеплами, в составе которых диагностирован аллофан.

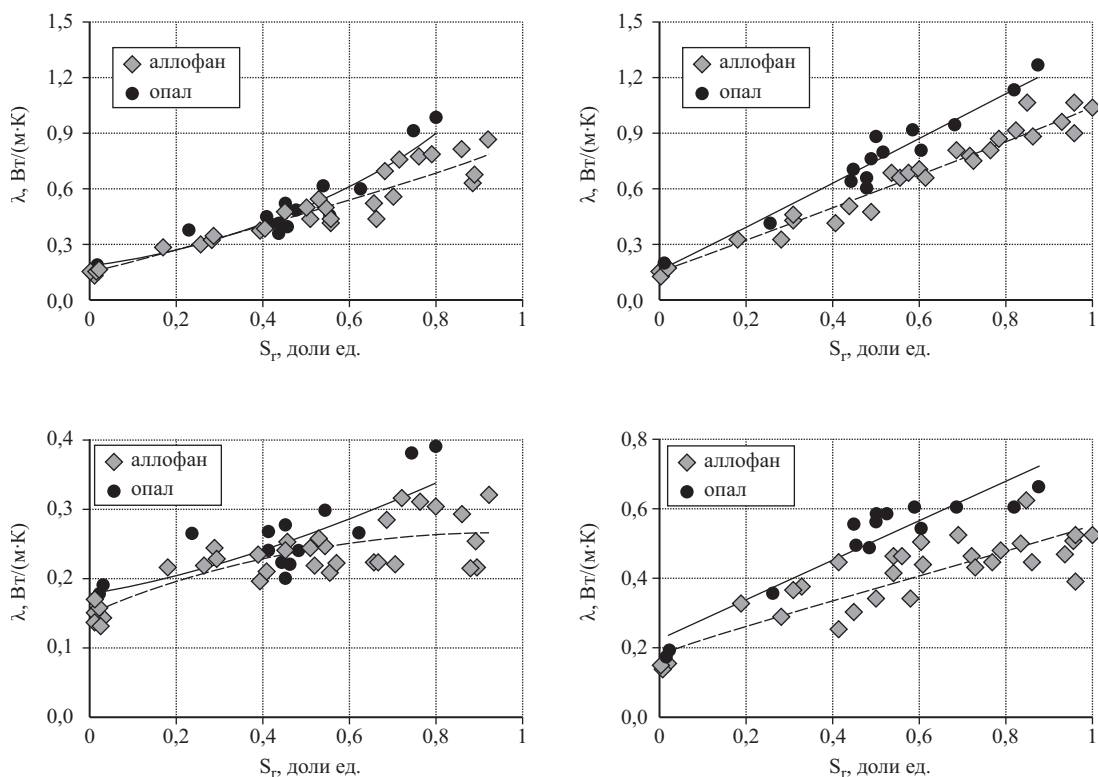


Рис. 7.11. Зависимости коэффициентов теплопроводности (λ) и температуропроводности (a) от степени влажности (S_r) и минерального состава для камчатских вулканических пеплов в талом (А) и мерзлом (Б) состоянии

Для практического использования коэффициенты теплопроводности можно рассчитать по формулам:

для пеллов со стеклом кислого состава (содержат опал):

$$\lambda_T = 1,25 \cdot S_r^2 + 0,7S_r + 0,22 \cdot R^2 = 0,92, \quad (7.2.5)$$

$$\lambda_M = 1,19 \cdot S_r + 0,15 \cdot R^2 = 0,95; \quad (7.2.6)$$

для пеллов со стеклом основного состава (содержат аллофан):

$$\lambda_T = 0,14 \cdot S_r^2 + 0,56 \cdot S_r + 0,15 \cdot R^2 = 0,9, \quad (7.2.7)$$

$$\lambda_M = 0,89 \cdot S_r + 0,14 \cdot R^2 = 0,96, \quad (7.2.8)$$

где R^2 – величина достоверности аппроксимации; S_r – степень влажности, численно равная отношению объема воды к объему пор грунта (она характеризует относительную долю заполнения пор водой в данном грунте. («Грунтоведение», 2005).

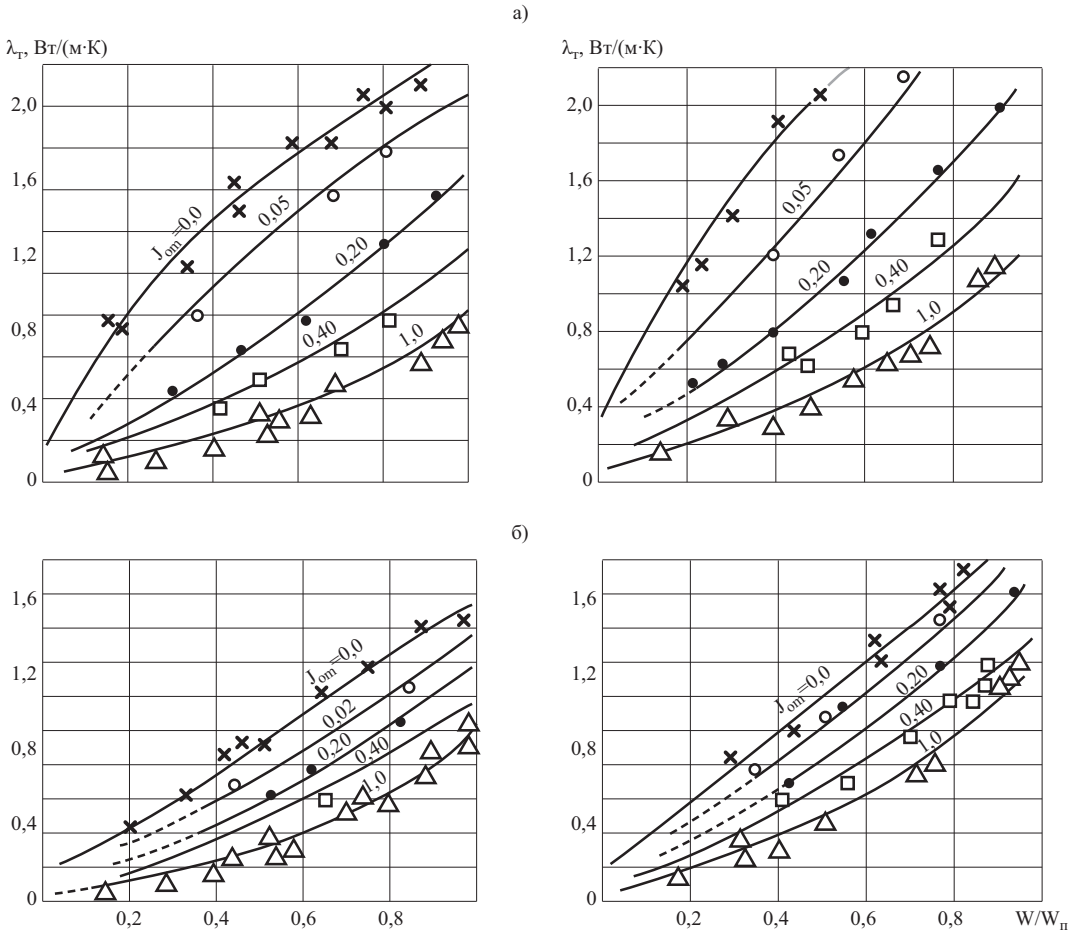


Рис. 7.12. Зависимость коэффициента теплопроводности талых (λ_T) и мерзлых (λ_M) заторфованных песчаных (а) и глинистых (б) грунтов от заторфованности ($J_{от}$) и степени влажности (W/W_n) (Роман, 1987)

Влияние содержания органических остатков. Наличие растительных остатков в грунтах приводит к уменьшению их теплопроводности, что связано с меньшей теплопроводностью торфяных частиц по сравнению с минеральными (рис. 7.11). При прогнозе изменения теплопроводности заторфованных грунтов важными показателями являются заторфованность ($J_{от}$) (содержание растительных остатков по отношению к массе минеральной части грунта) и степень разложения торфа. В воздушно-сухом состоянии торф обладает значительно меньшей по сравнению с другими грунтами теплопроводностью. При увеличении плотности сухого торфа ρ_d от 0,05 до 0,65 г/см³ λ увеличивается соответственно от 0,04 до 0,14 Вт/(м×К). В верховом торфе при различной степени разложения при изменении ρ_d от 0,08 до 0,6 г/см³ теплопроводность изменяется от 0,01 до 0,07 Вт/(м×К) (Роман, 1987).

Засоление пород неоднозначно влияет на теплопроводные свойства грунтов различного гранулометрического и минерального состава. В засоленных песках и супесях содержание жидкой фазы воды вызывает довольно резкое падение теплопроводности по сравнению с теплопроводностью в отсутствие засоления. Так, при изменении засоленности (D_{sal}) от 0 до 1% величина коэффициента теплопроводности мерзлого песка может уменьшаться вдвое (рис. 7.13, а). Для засоленных суглинков и глин с разной влажностью (исключая каолинитовую глину) наблюдается следующая зависимость. При малых концентрациях порового раствора (D_{sal} от 0 до 0,5–0,7%) возможно увеличение теплопроводности водонасыщенных глинистых пород на 10–20%, а при дальнейшем росте засоленности происходит ее снижение. В интервале значений $D_{sal} \cup 1\%$ происходит нивелирование этой зависимости из-за повышения концентрации порового раствора до значений, приближающихся к эвтектическим. Для грунтов с неполной степенью заполнения пор влагой наблюдается ухудшение теплопроводности в рассматриваемом диапазоне изменения засоленности.

Зависимость соотношения твердой ($W-W_w$) и жидкой (W_w) фаз от засоленности (рис. 7.13, б) аналогична зависимости $\lambda_m = f(D_{sal})$ (рис. 7.13, а) и хорошо с ней коррелирует. Следует отметить, что, воспользовавшись этой зависимостью при фиксированной температуре, можно прогнозировать характер изменения теплопроводности мерзлого грунта от засоленности.

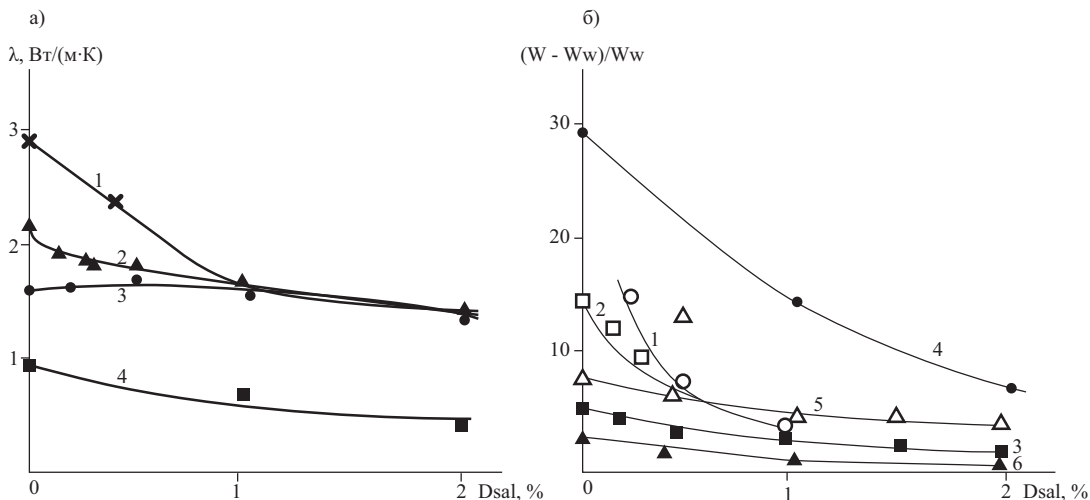


Рис. 7.13. Зависимости: а – коэффициента теплопроводности (λ) и б – соотношения твердой ($W-W_w$) и жидкой (W_w) фаз от засоленности (D_{sal}) для мерзлых грунтов разного гранулометрического и минерального состава с хлоридно-натриевым засолением: 1 – песок; 2 – супесь; 3 – суглинок; 4 – каолинитовая, 5 – полиминеральная и 6 – монтмориллонитовая глины с хлоридно-натриевым засолением ($W = 15-30\%$ для 1–3 и $W = 50-70\%$ для 4–6) (Мотенко, 1997)

В *табл. 7.6* представлены значения коэффициентов теплопроводности для песка и супеси в талом и мерзлом состоянии при засоленности (D_{sal}), равной 0,5 и 1%. В практике для суглинистых грунтов можно считать, что коэффициент теплопроводности в области температур вне интенсивных фазовых переходов мало изменяется при повышении засоленности.

Увеличение концентрации порового раствора и степени заторфованности ведет к снижению теплопроводящей способности пород.

Влияние загрязнения *нефтью и нефтепродуктами*. Наибольшие экологические проблемы связаны с техногенными загрязнениями почв и грунтов, в частности загрязнением органическими компонентами. Источниками загрязнения грунтов нефтью и нефтепродуктами (нефтяные шламы, мазут, керосин, бензин, различные растворители) являются нефтедобывающие и нефтеперерабатывающие предприятия, аварии на нефтепроводах и на всех видах транспорта, стоянки автотранспорта, аэропорты, места складирования органических веществ и отходов промышленности, свалки.

Таблица 7.6

Рекомендуемые расчетные значения коэффициентов теплопроводности грунтов с хлоридно-натриевым типом засоления в талом и мерзлом состояниях (Мотенко, Ершов, 2001)

Плотность сухого грунта $\rho_{d,t}$, $\rho_{d,m}$, Т/М ³	Суммарная влажность грунта W , доли единицы	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)												
		Пески						Супеси						
		Засоленность D_{sal} , %						Засоленность D_{sal} , %						
		0*		0,5		1		0*		0,5		1		
		λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	
1,0	0,6								2,00					
1,2	0,4								1,90					
1,4	0,35								1,80	1,86				
1,4	0,3								1,74	1,80				
1,4	0,25	1,91	2,14						1,57	1,68				
1,4	0,2	1,57	1,86	1,40	1,46	1,32	1,40	1,33	1,51	1,28	1,36	1,22	1,22	
1,4	0,15	1,39	1,62	1,12	1,18	1,05	1,10	1,10	1,27	1,10	1,18	1,10	1,12	
1,4	0,1	1,10	1,27	0,96	0,84	0,90	0,79	0,93	1,05	0,92	1,04	0,90	1,03	
1,4	0,05	0,75	0,81	0,68	0,56	0,65	0,53	0,64	0,70	0,64	0,67	0,64	0,64	
1,6	0,3								1,86	1,97	–	–	–	–
1,6	0,25	2,50	2,73						1,80	1,91	–	–	–	–
1,6	0,2	2,15	2,37	1,80	1,86	1,58	1,50	1,62	1,74		1,56		1,38	
1,6	0,15	1,80	2,00	1,60	1,58	1,55	1,45	1,45	1,57	1,42	1,42	1,28	1,30	
1,6	0,1	1,45	1,62	1,25	1,18	1,15	1,05	1,16	1,28	1,16	1,20	1,16	1,16	
1,6	0,05	1,05	1,10	0,85	0,74	0,82	0,70	0,81	0,87	0,81	0,80	0,81	0,79	
1,8	0,2	2,67	2,84						1,86	1,97		1,80		1,60
1,8	0,15	2,26	2,62	1,90	2,07	1,80	1,70	1,68	1,80	1,62	1,62	1,58	1,42	
1,8	0,1	1,97	2,20	1,78	1,68	1,70	1,50	1,45	1,57	1,42	1,42	1,38	1,26	
1,8	0,05	1,45	1,51	1,20	0,92	1,12	1,04	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99	0,96	
2,0	0,1	2,73	2,90						1,74	1,86				
2,0	0,05	2,10	2,14											

D_{sal} – засоленность, устанавливаемая по ГОСТ 25100-2011; λ_T, λ_M – коэффициент теплопроводности; $\rho_{d,t}, \rho_{d,m}$ – плотность сухого соответственно талого и мерзлого грунта; * – данные СНиП 2.02.04-88

Привнесение нефти или нефтепродукта в дисперсные породы, находящиеся в многолетнемерзлом состоянии или подвергающиеся сезонному промерзанию и оттаиванию, может повлиять как на их строение, так и на различные свойства. Это должно приводить к изменению теплообмена в них, основными параметрами которого являются теплофизические характеристики.

По результатам моделирования нефтяного загрязнения в лабораторных условиях Р.Г. Мотенко, И.И. Журавлевым установлено, что загрязнение мерзлых влагонасыщенных пород приводит к снижению коэффициентов тепло- и температуропроводности. При низких значениях влажности коэффициент теплопроводности загрязненных мерзлых пород близок по значению к коэффициенту теплопроводности незагрязненных или превышает его. С ростом загрязнения влияние влажности на теплопроводность мерзлых пород снижается. Важную роль играют дисперсность и минеральный состав (рис. 7.14).

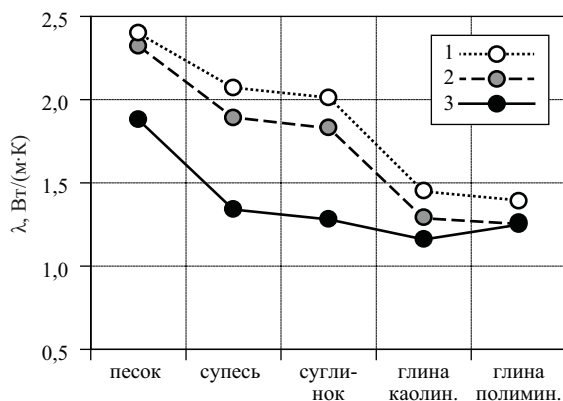


Рис. 7.14. Влияние загрязнения нефтью на коэффициент теплопроводности (λ) мерзлых дисперсных пород разного гранулометрического и минерального состава при степени влаго- и нефтенасыщения $G_z = 0,95$; содержание загрязнителя: 1 – 0%; 2 – 2,5%; 3 – 10% (Журавлев, Мотенко, 2005)

Наибольшее влияние загрязнение оказывает на теплопроводность супеси и суглинка в мерзлом состоянии; теплопроводные свойства каолиновой глины зависят от нефтяного загрязнения в большей степени, чем полиминеральной. При оценке влияния различных видов загрязнения (нефть, керосин, бензин) наибольшее – при загрязнении песка бензином. Нефтяное загрязнение более изменяет тепло- и температуропроводность мерзлых дисперсных пород, чем талых.

При проливах нефтепродуктов на поверхность земли одновременно происходят испарение углеводородов в атмосферу, плоскостной смыв нефтепродуктов и фильтрация топлива вглубь почвы. Скорость процесса испарения определяется физико-химическими свойствами нефтепродуктов и температурой окружающей среды. Сырая нефть и продукты переработки начинают менять состав в зависимости от температуры воздуха, воды и света. Таким образом, в реальных условиях состав и свойства загрязненных грунтов изменяются во времени. Трансформация происходит следующим образом: попадая в грунты, нефть претерпевает количественные и качественные изменения в результате испарения, вымывания, ультрафиолетового разложения и микробиологического окисления.

Важным является вопрос изучения нефтезагрязненных грунтов при их естественной трансформации в зависимости от времени и условий загрязнения. Время трансформации и условия загрязнения определяют количественные и качественные изменения нефти.

Было установлено, что при трансформации в естественных условиях в грунтах слоя сезонного промерзания-протаивания изменяется групповой состав нефти (рис. 7.15), микроагрегатный состав слоя и происходит уменьшение теплопроводности грунта (рис. 7.16). Плотность нефти, претерпевшей длительное преобразование, увеличивается до 0,99 г/см³.

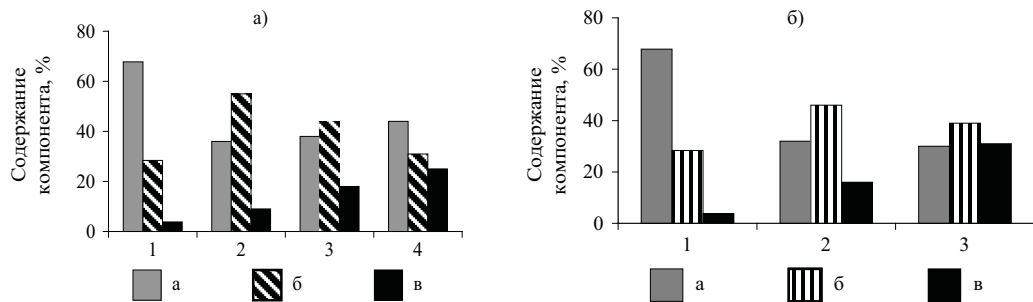


Рис. 7.15. Гистограмма распределения нефти (1) и нефтепродуктов после 3-летней трансформации (а) и 5-летней трансформации (б) по групповому составу в супеси (2), суглинке (3) и глине (4); а – масла; б – смолы; в – асфальтены (Мотенко, Нефедьева, 2013)

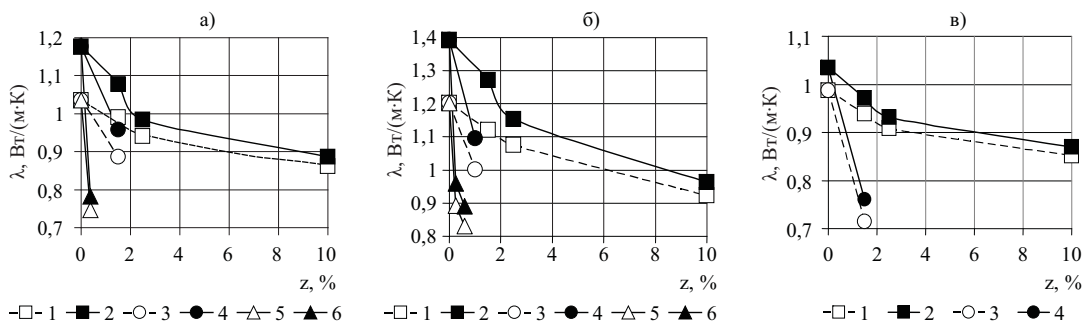


Рис. 7.16. Зависимости а, и, д – коэффициента теплопроводности (супеси (а), суглинки (б) и глины (в) в талом (1, 3, 5) и мерзлом (2, 4, 6) состоянии от степени загрязнения нефтью (z) с разной длительностью трансформации нефти: 1, 2 – искусственно загрязненные грунты; монолиты: 3, 4 – через 3 года после загрязнения; 5, 6 – через 5 лет после загрязнения (Мотенко, Нефедьева, 2013)

Теплоперенос в нефтезагрязненных грунтах вызван многими причинами. Он может быть обусловлен появлением в порах грунта низкотеплопроводных нефтяных включений ($\lambda_{\text{нефти}} = 0,11-0,13$), некоторым разуплотнением грунта при его загрязнении, изменением гранулометрического и микроагрегатного составов, водно-физических свойств и преобразованием нефтепродуктов, различным для каждого типа грунтов, изменением микростроения грунтов при нефтяном загрязнении и т.д. Эти факторы могут оказывать разнонаправленное действие на теплоперенос в мерзлых нефтезагрязненных дисперсных породах. Например, при рассмотрении фактора, связанного с различиями в значениях теплопроводности компонентов породы, можно отметить, что за счет замещения воздуха в порах более теплопроводной нефтью происходит улучшение теплопереноса. Его ухудшение связано с привнесением в грунт низкотеплопроводной нефти и, соответственно, ростом термического сопротивления с увеличением площади контакта нефтяных включений с другими компонентами мерзлой породы из-за перераспределения нефти в порах породы при ее промерзании.

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 нивелироваться за счет наличия микро- и макротрещиноватости и пористости.

Важную роль в теплообмене горных пород с атмосферой играют *напочвенные покровы* – мохово-торфяные подушки, лишайниковые покровы, дернины, лесные подстилки и др. При прогнозе температурного режима и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород необходимо учитывать процессы промерзания-протаивания самих напочвенных покровов, а также их влияние в талом и мерзлом состоянии на тепловой режим подстилающего грунта. Торфяные подушки, как правило, влагонасыщенны, и необходимо учитывать фазовые переходы при рассмотрении процессов промерзания-протаивания в них. Остальные виды напочвенных покровов сравнительно сухие и к моменту схода снежного покрова становятся тальми, а в самом начале зимы – морозными, поэтому фазовыми переходами воды в них можно пренебречь. В водонасыщенных покровах имеет место только кондуктивный перенос тепла, а в сухих передача тепловой энергии затруднена движением воздуха и воды.

Экспериментальные данные по теплопроводности мерзлых напочвенных покровов немногочисленны и их сложно обобщить из-за отсутствия конкретной информации по влажности и плотности изучаемых объектов. Результаты наших лабораторных исследований теплопроводных свойств покровов были сопоставлены с результатами, полученными ранее другими авторами, и обобщены в виде зависимостей от объемной влажности w_n (для талых грунтов $w_n = W \cdot \rho_d$, для мерзлых – $w_n = W \cdot \rho_d / \rho_i$, где W – весовая влажность (%), ρ_d – плотность скелета ($\text{кг}/\text{м}^3$), ρ_i – плотность льда) (рис. 7.17).

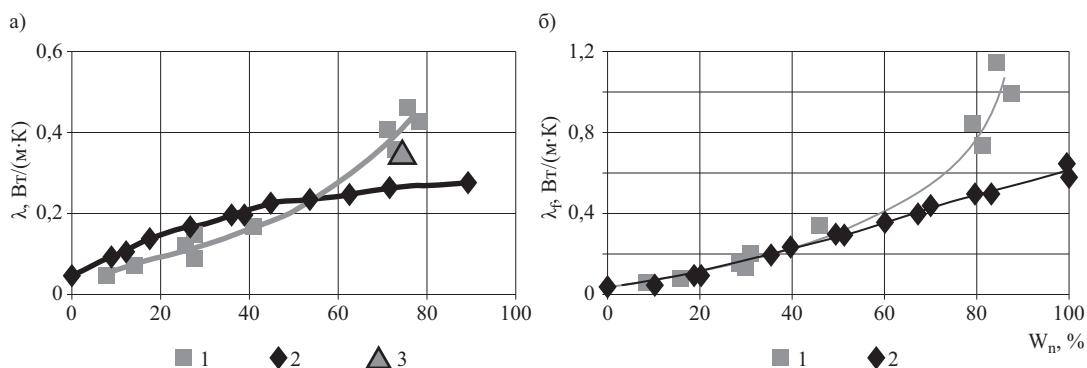


Рис. 7.17. Зависимость коэффициента теплопроводности напочвенного покрова при положительных (а) и отрицательных (б) температурах от объемной влажности: 1 – по Д.М. Алексютиной, Р.Г. Мотенко (2011); 2 – по Р.И. Гаврильеву (2004), 3 – по С.И. Заболотнику (1966)

По полученным зависимостям можно прогнозировать изменение теплопроводности напочвенного покрова в зависимости от влажности и плотности.

Для прогноза изменения теплообмена горных пород с атмосферой в холодное время года важную роль играет *снежный покров*. В течение всего зимнего периода происходит изменение плотности снежного покрова. Это зависит от региональных и местных природных условий. На рис. 7.18 представлены номограммы для расчета коэффициентов тепло- и температуропроводности снежного покрова по его плотности и температуре.

Теплопроводные свойства горных пород как многокомпонентных систем определяются не только теплопроводностью различных компонентов и их количественным соотношением,

но и *структурой и текстурой* породы. Изменение *криогенного строения* может вызвать изменение тепловых свойств грунтов. Для мерзлых грунтов со шлировой криогенной текстурой ярко выражена анизотропия теплопроводности. Коэффициент теплопроводности вдоль ледяных шлиров на 20–30% выше, чем при теплотокке в перпендикулярном направлении.

Теплоемкость различных пород также зависит от их состава, строения, влажности (льдиности) и засоленности. Удельная теплоемкость сухих горных пород (C) изменяется в основном от 0,6 до 1 кДж/(кг×К), для торфа – 1,68–1,92 кДж/(кг×К). Теплоемкость наиболее распространенных минералов находится в диапазоне от 0,7 до 0,9 кДж/(кг×К) (*табл. 7.7*).

Таблица 7.7

Удельная теплоемкость сухих горных пород			
Порода	Теплоемкость, Дж/(кг·К)	Порода	Теплоемкость, Дж/(кг·К)
Глина	920	Долерит	800
Глина*	930–1000	Ювит	900
Суглинок	780	Сланец глинистый	600
Суглинок*	650–780	Сланец	710
Супесь	740	Кварцит	750
Песок	690–770	Мрамор	800
Песок*	650–750	Гранито-гнейс	800
Гранит	720	Гнейс	770
Пегматит	710	Ангидрид	600
Гранодиорит	710–760	Песчаник	860
Диорит	610	Известняк	830
Диорит*	770	Известняк*	740–850
Габбро	740	Мел	880
Диабаз	770	Доломит	930
Базальт	800	Доломит*	800–920
Норит	680	Гипс	940
Перидотит	770	Каменная соль	1440
Уртит	760	Антрацит	910

Таблица составлена по данным В.Н. Дахнова, Д.И. Дьяконова, В.Н. Кобрановой, В.В. Ржевского, Г.Я. Новика, лаборатории геотермии ИМЗ РАН и др.
* Данные кафедры геокриологии геологического факультета МГУ

Удельные теплоемкости воды, льда, воздуха, нефти, соли равны соответственно: $c_w = 4,19$ кДж/(кг×К), $c_l = 2,09$ кДж/(кг×К), $c_{вз} = 1,005$ кДж/(кг×К), $c_n = 1,9-2,2$ кДж/(кг×К), $c_c = 0,65-0,88$ кДж/(кг×К). Из-за различий в значениях теплоемкости компонентов породы увеличение ее влажности сопровождается ростом теплоемкости; у мерзлых пород теплоемкость ниже, чем у талых.

Удельную 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:

$$C = \frac{C_{ск} \cdot 100 + C_в \cdot W_w + C_л \cdot (W - W_w)}{100 + W}, \quad (7.2.9)$$

где W и W_w – соответственно, весовая влажность образца и содержание в нем незамерзшей воды, %; $C_в$ и $C_л$ – теплоемкости воды и льда, равны, соответственно, 4200 и 2100 Дж/(кг×К); $C_{ск}$ – теплоемкость скелета грунта принимается равной для песка – 700 Дж/(кг×К), супеси – 750 Дж/(кг×К), суглинка – 800 Дж/(кг×К), глины – 850 Дж/(кг×К).

Для заторфованных грунтов удельная теплоемкость определяется по формуле:

$$C = \frac{C_{ск} \cdot (100 - c_{орг}) + C_в \cdot W_w + C_л \cdot (W - W_w) + C_T \cdot c_{орг}}{100 + W}, \quad (7.2.10)$$

где $c_{орг}$ – содержание органического вещества, %; C_T – удельная теплоемкость торфа, принимается равной 1670 Дж/(кг×К).

Расчет удельной теплоемкости мерзлых и талых пород (Пример 28)

1. Определить удельные теплоемкости талого и мерзлого суглинка при $W = 25\%$, $W_w = 5\%$:

а) рассчитать удельную теплоемкость талого грунта по соотношению (7.2.9), учитывая, что в талом грунте нет льда, а $W = W_w$:

$$C_T = (800 \cdot 100 + 4200 \cdot 25) / (100 + 25) = 1322 \text{ Дж}/(\text{кг} \times \text{К});$$

б) рассчитать удельную теплоемкость мерзлого грунта по соотношению (7.2.9):

$$C_M = (800 \cdot 100 + 4200 \cdot 5 + 2100 \cdot (25 - 5)) / (100 + 25) = 1144 \text{ Дж}/(\text{кг} \times \text{К}).$$

Объемная теплоемкость и теплопроводность определяются опытным путем. В случаях, когда допустимо применять расчетные значения теплофизических характеристик, можно использовать СНиП 2.02.04-88. В **табл. 7.8** представлены расчетные значения для объемной теплоемкости грунтов в талом (C_{th}) и мерзлом (C_f) состоянии в зависимости от плотности сухого грунта (скелета грунта) ρ_d и влажности $W_{тор}$.

Для засоленных пород теплоемкость является эффективной в более широком диапазоне отрицательных температур. С ростом засоленности увеличивается количество незамерзшей воды в мерзлом грунте и, соответственно, увеличивается его теплоемкость.

В естественных условиях объемная теплоемкость в значительной мере определяет величину годовых теплооборотов и влияет на среднегодовую температуру пород и глубину их сезонного оттаивания (промерзания) (см. гл.IV).

Температуропроводность горных пород определяется и зависит от тех же факторов, что и теплоемкость и теплопроводность. В области фазовых переходов температуропроводность является эффективной величиной и при вымерзании грунта резко убывает в соответствии с изменением фазового состава влаги. Затем постепенно возрастает и стремится к предельному значению.

Для общего сравнения в **табл. 7.9** приведены значения теплофизических характеристик горных пород, в том числе и диапазон изменения значений коэффициента температуропроводности.

Расчетные методы оценки теплофизических характеристик могут применяться только для установления общих качественных закономерностей изменения той или иной характеристики от состава и строения пород. Поэтому основное направление при определении теплофизических характеристик – экспериментальное.

Таблица 7.8

Расчетные значения объемной теплоемкости грунтов в талом и мерзлом состоянии (СНиП 2.02.04-88)

Плотность сухого грунта, $\rho_{d,th}, \rho_{d,f}$, т/м ³ *	Суммарная влажность грунта W_{tot} , доли единицы	Объемная теплоемкость грунта, Дж/(м ³ ·°С) 10 ⁻⁶	
		C_{th}	C_f
0,1	9,00	4,00	2,31
0,1	6,00	2,73	1,68
0,1	4,00	1,88	1,26
0,1	2,00	1,05	0,64
0,2	4,00	3,78	2,40
0,2	2,00	2,10	1,47
0,3	3,00	4,15	2,40
0,3	2,00	3,32	2,10
0,4	2,00	3,78	2,73
0,7	1,00	3,60	2,10
1,0	0,60	3,44	2,18
1,2	0,40	3,11	2,12
1,4	0,35	3,35	2,35
1,4	0,30	3,02	2,18
1,4	0,25	2,78	2,06
1,4	0,20	2,48	1,89
1,4	0,15	2,18	1,76
1,4	0,10	1,89	1,74
1,4	0,05	1,60	1,47
1,6	0,30	1,84	2,48
1,6	0,25	3,15	2,35
1,6	0,20	2,31	2,14
1,6	0,15	2,48	2,02
1,6	0,10	2,16	1,80
1,6	0,05	1,83	1,68
1,8	0,20	3,17	2,41
1,8	0,15	2,78	2,26
1,8	4,10	2,42	2,04
1,8	0,05	2,04	1,89
2,0	0,10	2,68	2,26
2,0	0,05	2,26	2,10

Обозначения, принятые в таблице: C_{th}, C_f – объемная теплоемкость соответственно талого и мерзлого грунтов; $\rho_{d,th}, \rho_{d,f}$ – плотность соответственно талого и мерзлого грунтов в сухом состоянии

Таблица 7.9

Теплофизические свойства горных пород			
Породы	Коэффициент теплопроводности λ , Вт/(м·К)	Коэффициент температуропроводности, $a \cdot 10^6$, м ² /с	Объемная теплоемкость, $C_p \cdot 10^{-6}$, Дж/(м ³ ·К)
Магматические	0,3–4,8	0,29–1,33	1,06–4,2
Метаморфические	0,6–7,6	0,67–1,81	1,57–3,9
Осадочные			
Осадочно-цементированные	0,1–6,5	0,04–1,72	0,33–2,3
Дисперсные:			
<i>Крупнообломочные породы:</i>			
воздушно-сухие	0,33–0,44	0,23–0,34	1–1,9
влажносодержащие талые	1,1–2,1	0,35–1,06	2,3–3,2
влажносодержащие мерзлые	1,4–3,1	0,54–1,87	1,8–2,3
<i>Пески:</i>			
воздушно-сухие	0,22–0,49	0,25–0,27	1,2–1,3
влажносодержащие талые	1,33–2,1	0,19–0,81	1,8–3,2
влажносодержащие мерзлые	1,85–3,3	0,25–1,36	1,7–2,2
<i>Супеси:</i>			
воздушно-сухие	0,21–0,43	0,16–0,3	1,3–1,4
влажносодержащие талые	0,92–1,86	0,3–0,8	2,3–3,1
влажносодержащие мерзлые	1,13–2,4	0,5–0,96	1,6–2,1
<i>Суглинки и глины:</i>			
воздушно-сухие	0,2–0,89	0,09–0,63	1,4–2,2
влажносодержащие талые	0,72–1,86	0,31–0,57	2,3–3,5
влажносодержащие мерзлые	0,79–2,16	0,35–0,89	1,7–2,7
<i>Горф:</i>			
воздушно-сухой	0,012–0,14	0,06–1	0,1–0,15
влажносодержащий талый	0,3–0,9	0,07–0,76	1,6–4
влажносодержащий мерзлый	0,9–1,2	0,49–0,85	1–2,8

При прогнозе изменения теплофизических характеристик *дисперсных* горных пород различного гранулометрического и минерального состава необходимо учитывать изменение различных параметров, а именно влажности, плотности, температуры, засоленности, заторфованности, загрязнения, криогенного строения.

Изменение коэффициента теплопроводности пород при изменении их теплового состояния (талое-мерзлое) приводит к понижению (редко к повышению) среднегодовой температуры на подошве сезонно-талого слоя, по сравнению со среднегодовой температурой поверхности почвы (под снежным и дерново-растительным покровами). Разница этих температур возникает в слое сезонного оттаивания при кондуктивной теплопередаче в периодически установившемся режиме и, как было показано в § 10 гл. III, называется «температурной сдвижкой», обозначается Δt_λ и рассчитывается по формуле:

$$\Delta t_{\lambda} = \Omega_{\lambda} / T \cdot (\lambda_{\tau} / \lambda_{\text{м}} - 1), \quad (7.2.11)$$

где Ω_{λ} – сумма теплоградусочасов, $^{\circ}\text{C} \cdot \text{ч}$ ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{с}$); T – год, 8760 ч ($31536 \cdot 10^3$ с); $\lambda_{\tau}, \lambda_{\text{м}}$ – коэффициенты теплопроводности породы соответственно в талом и мерзлом состоянии, Вт/(м \times К) (ккал/(м 2 · $^{\circ}\text{C}$ ·ч).

Конвективная составляющая, если она присутствует, например, при фильтрации надмерзлотных вод, может частично или полностью компенсировать температурную сдвижку.

Расчет температурной сдвижки в зависимости от отношения $\lambda_{\text{м}}/\lambda_{\text{т}}$, от суммы теплоградусочасов и континентальности климата (Пример 29)

1. Рассчитать температурную сдвижку для различных по составу, плотности и влажности пород с соответствующими значениями коэффициентов теплопроводности, приведенными в **табл. 7.5**, для двух ее значений: 25056 и 35000 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{ч}$, которые соответствуют умеренно морскому и повышено континентальному климату соответственно.

- а) Результаты расчета при $\Omega_{\lambda} = 25056^{\circ}\text{C} \cdot \text{ч}$ (**табл. 7.10**) показывают, что минимальная сдвижка характерна для песков (от $-0,19$ до $-0,61$), максимальная (от $-1,08$ до $-1,60$) для торфа. Большим диапазоном значений Δt_{λ} отличаются супеси (от $-0,57$ до $-1,42$), относительно узким диапазоном изменения и небольшими значениями Δt_{λ} характеризуются суглинки (от $-0,28$ до $-0,67$). Первое, возможно, связано с большим содержанием в супеси с плотностью 1200 кг/м 3 и влажностью 40% органических остатков. Второе обусловлено содержанием в суглинках значительного количества незамерзшей воды. При увеличении суммы теплоградусочасов с 25056 до 35000 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{ч}$ температурная сдвижка увеличилась в 1,4 раза, независимо от вида породы.

Изменение температуры многолетнемерзлых пород (ММП) в слое годовых ее колебаний (при периодически установившемся режиме) зависит от амплитуды годовых колебаний температуры на кровле ММП и от коэффициента теплопроводности, равного отношению коэффициента теплопроводности к объемной теплоемкости пород. Если допустить, что годовая амплитуда на подошве сезонно-талого слоя (СТС), совпадающая с кровлей ММП, численно равна среднегодовой температуре на этой глубине (t_{ξ}) и если пренебречь фазовыми переходами в мерзлых дисперсных породах при изменении их температуры от 0°C до $-t$, то, используя первый закон Фурье, можно приближенно определить глубину (h) затухания годовой амплитуды до $0,1^{\circ}\text{C}$ из формулы:

$$h = \ln \frac{|t_{\xi}|}{0,1} \cdot \sqrt{\frac{\lambda_{\text{м}} T}{\pi C_{\text{об.м}}}}. \quad (7.2.12)$$

Расчет глубины затухания годовых колебаний температуры (h) в зависимости от теплопроводности и теплоемкости пород разного состава, плотности и влажности (Пример 30)

1. Рассчитать глубину h , соответствующую мощности ММП с годовыми колебаниями температуры ниже СТС для всех типов пород, состав, плотность, влажность и теплофизические свойства которых приведены в **табл. 5–8**.

- а) Результаты расчета по формуле (7.2.12) при условии, если на подошве сезонно-талого слоя амплитуда принималась равной $t_{\xi} = -3^{\circ}\text{C}$, представлены в **табл. 7.10**.

Результаты показывают, что диапазон изменения глубины h очень велик – от 6,4 м в торфе до 18,2 м в песчанике. В ряду песок – супесь – суглинков глубина h изменяется: 11,2 – 12,8; 9,1 – 11,5; 8,7 – 9,1 м.

Учитывая, что в периодически установившемся режиме на глубине h годовую амплитуду колебания температуры можно принять равной $0,1^{\circ}\text{C}$, то очевидно, что на этой глубине среднегодовая температура пород в течение года изменяется не более чем на $0,1^{\circ}\text{C}$. Это позволяет по единовременному изменению температуры определять среднегодовую температуру в картировочных скважинах, глубина которых равна или несколько больше h .

Таблица 7.10

Расчетные значения температурной сдвижки глубины загухания годовой амплитуды температурных колебаний

№ п/п	Наименование грунта	Плотность скелета грунта, $\rho_{скелр}$, кг/м ³	Влажность, W , %	Влажность, W , %	Влажность, W , %	Коэффициент теплопроводности		Объемная теплоемкость		λ_T/λ_M	Сумма тепло-градусо-часов $\Omega_{д}$, °С·ч	Температурная сдвижка Δt_z	Глубина загухания годовой амплитуды, h_z , м
						λ_T , Вт/(м·К)	λ_M , Вт/(м·К)	$C \cdot 10^{-6}$, Дж/(м ³ ·К)	$C_{\rho M} \cdot 10^{-6}$, Дж/(м ³ ·К)				
1	Песок	1500	0	10	1,37	1,47	1,68	1,37	0,93	25056	-0,19	11,2	
		1500	0	20	1,86	2,36	2,31	1,68	0,79	«	-0,61	12,8	
		1800	0	10	2,03	2,17	2,02	1,64	0,94	«	-0,18	12,4	
2	Супесь	1200	2	40	1,11	2,20	2,92	1,96	0,50	«	-1,42	11,4	
		1400	2	10	0,8	1,00	1,64	1,40	0,80	«	-0,57	9,1	
		1400	2	30	1,3	1,80	2,81	1,99	0,72	«	-0,79	10,2	
3	Суглинок	1200	6	50	1,3	1,70	3,48	2,37	0,76	«	-0,67	9,1	
		1400	6	20	1,1	1,22	2,30	1,88	0,90	«	-0,28	8,7	
		1600	6	27	1,51	1,71	3,09	2,39	0,88	«	-0,33	9,1	
4	Торф	200	30	400	0,81	1,30	3,69	2,14	0,62	«	-1,08	8,4	
		200	30	200	0,23	0,52	2,01	1,30	0,44	«	-1,60	6,8	
		100	30	200	0,12	0,23	1,01	0,65	0,52	«	-1,37	6,4	
5	Песчаник	2300	0	5	4,3	5,90	2,30	2,06	0,73	«	-0,78	18,2	
6	Песок	1500	0	10	1,37	1,47	1,68	1,37	0,93	35000	-0,27		
		1500	0	20	1,86	2,36	2,31	1,68	0,79	«	-0,85		
		1200	2	40	1,11	2,20	2,92	1,96	0,50	«	-1,98		
7	Супесь	1400	2	30	1,3	1,80	2,81	1,99	0,72	«	-1,11		
		1200	2	50	1,3	1,70	3,48	2,37	0,76	«	-0,94		
		1400	6	20	1,1	1,22	2,30	1,88	0,90	«	-0,39		
9	Торф	200	30	400	0,7	1,12	3,69	2,14	0,63	«	-1,50		
		200	30	200	0,23	0,52	2,01	1,30	0,44	«	-2,23		

§ 3. Электрические и акустические свойства мерзлых пород

Электрические свойства. Мерзлые грунты являются несовершенными диэлектриками, т.е. материалами, обладающими одновременно свойствами диэлектриков и проводников. Основными параметрами электрических свойств грунтов являются: УЭС – удельное электрическое сопротивление ρ (Ом·м), обратная величина – удельная электропроводность s (Ом⁻¹·м⁻¹ или См·м⁻¹ (См – Сименс), коэффициент поляризуемости η (%), диэлектрическая проницаемость ϵ' , тангенс угла потерь $tg\delta$, коэффициент (или фактор) диэлектрических потерь $\epsilon\rho''$.

Большинство породообразующих минералов, составляющих скелет грунта, относятся к диэлектрикам, и удельное электрическое сопротивление для них равно 10^7 – 10^{12} Ом·м и более. Исключение представляет небольшая группа минералов и пород, обладающих электронной проводимостью. УЭС этих минералов и пород изменяется от 10^{-2} до 10^2 Ом·м в зависимости от их состава. УЭС породообразующих минералов практически не зависит от температуры в диапазоне от + 20 до –20°C. Газовая составляющая грунта – диэлектрик, УЭС дистиллированной воды – 10^8 Ом·м. Лед является диэлектриком с очень слабой проводимостью, и его удельное электрическое сопротивление изменяется от 10^5 Ом·м для пластовых подземных льдов до 10^{10} Ом·м для монокристалла.

Для дисперсных мерзлых грунтов значения УЭС ниже, чем во льдах, и в пределе приближаются к ρ льда, например для крупнозернистых песков с шлировой криотекстурой $\rho = 10^6$ (рис. 7.18).

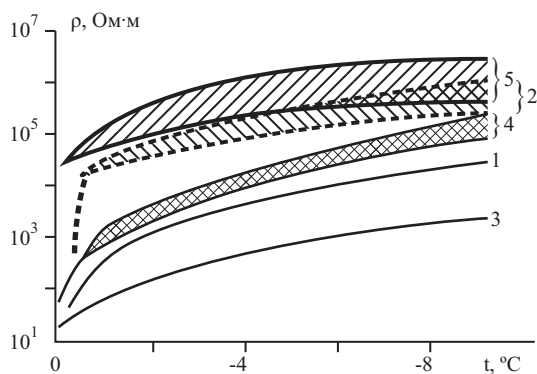


Рис. 7.18. Температурные зависимости удельного электрического сопротивления мерзлых дисперсных пород: 1 – песок с массивной криотекстурой; 2 – то же со шлировой; 3 – супеси и суглинки с массивной криотекстурой; 4 – то же со шлировой; 5 – ледниковый лед (по А.Д. Фролову, 2005)

При отрицательных температурах свободная вода переходит в лед, и прохождение тока через мерзлый грунт осуществляется по пленкам незамерзшей, главным образом связанной воды, окружающим минеральные частицы и лед. В результате сечение токопроводящих путей уменьшается, а длина их увеличивается, что приводит к увеличению УЭС грунта при его промерзании. Величина УЭС зависит от факторов, определяющих количество и характер распределения незамерзшей воды в грунте. Такими факторами являются температура, состав грунта и порового раствора, строение, пористость, льдистость, криогенная текстура.

Среди дисперсных мерзлых грунтов наибольшими величинами УЭС обладают грубодисперсные грунты, пески, в которых почти вся свободная вода переходит в лед при температуре начала замерзания (при $\sim 0^\circ\text{C}$), и УЭС возрастает в десятки, а иногда в сотни раз. Мерзлые супеси и суглинки, в которых незамерзшей воды значительно больше, характеризуются промежуточными значениями УЭС. Наибольшее количество незамерзшей воды содержится в глинах, вследствие чего при промерзании их УЭС увеличивается незначительно (в 2–3 раза).

Основное влияние на УЭС дисперсных талых грунтов оказывает не минеральная и литологическая составляющая, а количество и состав свободной воды. Так, например, сухие пески характеризуются сопротивлениями в сотни тысяч Ом.м, а водонасыщенные – 20 Ом.м. Если пески будут насыщены сильноминерализованными водами, то их сопротивление понизится до долей Ом.м. При промерзании дисперсных грунтов их УЭС также будет в первую очередь определяться количеством и составом незамерзшей воды, содержащейся в грунте. Так, УЭС морозных песков и сухих песков одинаковы, а УЭС охлажденных засоленных песков составляет доли Ом.м. Лабораторные испытания на монолитах естественного сложения с Ямальского п-ова показали, что УЭС мерзлых супесей и суглинков составляет 300-500 Ом.м в районе первой морской террасы; 10-15 Ом.м в районе лайды, участка суши, периодически затопляемого морем (Pushkarev, Koshurnikov et al., 2008). Методами полевых геофизических исследований (ЧЗ, ВЭЗ) на береговом участке Ямальского п-ова были обнаружены зоны аномально низких УЭС (от 0.1 до 0.01 Ом.м). Инженерно-геологическое бурение, выполненное в одной из этих аномальных зон, вскрыло криопэг. УЭС засоленных вод из скважины составило 0.03 Ом.м (Зыков, Скворцов, Кошурников и др., 2009).

Удельная электропроводность мерзлых пород в значительной степени зависит от характера расположения ледяных включений, т.е. от типов криотекстур, оказывающих влияние на строение токопроводящих путей. Удельное электрическое сопротивление – наиболее чувствительный к криотекстуре физический параметр мерзлого грунта.

Промерзание тонкодисперсных грунтов с массивной криотекстурой увеличивает удельное сопротивление в 10^1 – 10^2 раз, со шлировой – в 10^2 – $5 \cdot 10^3$ раз. В *таблице 7.11* представлены результаты полевых исследований УЭС методами электроразведки на постоянном токе для районов криолитозоны.

Таблица 7.11

Удельное электрическое сопротивление (ρ) талых и мерзлых грунтов с различной криогенной текстурой (к.т.) в естественном залегании по А.Т. Акимову, А.Н. Боголюбову, В.Б. Пугачу и др. (А.Д. Фролов, 2005)

Грунты	ρ , кОм·м		t мерзлых, пород, °С	Район
	талые	мерзлые		
Дисперсные грунты				
Пески с прослоями суглинков и включениями гравия (массивная к.т.)	1,0–0,12*	0,7–1,0	–0,5	Якутия
Щебень, гравий (массивная к.т.)	0,07–0,18*	3–15	–1...–5	Якутия
Тяжелый суглинок (сетчато-слоистая к.т.)	0,05–0,1*	2–5	–1,0	Западная Сибирь
Суглинок				
массивная к.т.	0,02–0,1*	0,2–3	–0,2...–8	Заполярье (Ямал, Гыдан)
сетчатая к.т.		0,2–40		
шлировая к.т.		3,0–100	–1,0...–8	
Песок пылеватый				
тонкошлировая к.т.	0,05–0,1*	0,5–5	–0,2...–7	То же
Песок крупнозернистый				
массивная к.т.		0,8–100	–0,2...–7	То же
шлировая к.т.		20–300	0...–6	То же
Торф				
Подземный лед		0,2–40	–0,2...–3	То же
Речной лед		3–103	–2,0	То же
Морской лед		0,6–103	–6,0	То же
Морской лед (разного строения и возраста)		0,03–0,35	–2...–8	Карское море

*Удельное электрическое сопротивление оттаявших грунтов, которые в мерзлом состоянии имели данную криогенную текстуру

При промерзании крупнообломочных рыхлых отложений УЭС возрастает в сотни и тысячи раз (*табл. 7.12*).

Таблица 7.12

Удельное электрическое сопротивление ρ крупнообломочных талых и мерзлых пород в зависимости от заполнителя по О.К. Воронкову (А.Д. Фролов, 2005)

Порода	ρ , кОм·м		t , °С	W_c , %
	талые	мерзлые		
Щебень, гравий гранодиорита водонасыщенный с массивной криотекстурой	0,07–0,18		+20	26–73
		2,9–5,8	–(1–2)	То же
		10,3–15,4	–4	То же
		33,2–70,1	–12	То же
Щебень, гравий гранодиорита с мелкозернистым песчаным заполнителем, водонасыщенный с массивной криотекстурой	0,08–0,18		+20	13,7–20,4
		0,2–2,3	–0,5	То же
		1,0–4,3	–2,0	То же
		10,3–21,6	–4,0	То же
		30,1–74,8	–12,0	То же
Щебень, гравий гранодиорита с глинистым заполнителем, водонасыщенный с массивной криотекстурой	0,04–0,09		+20	10–24
		0,2–0,8	–0,6	То же
		1,4–2,5	–2,1	То же
		2,5–3,9	–5,3	То же
		14–29	–16,0	То же

Влияние влажности на УЭС грунтов определяется их дисперсностью. Для грубообломочных и крупнозернистых пород, где практически нет прочносвязанной воды, по данным В.С. Якупова, электрическое сопротивление возрастает при небольших значениях влажности и далее меняется слабо. Удельное электрическое сопротивление тонкодисперсных грунтов при малых значениях влажности в процессе замерзания изменяется незначительно, так как практически вся поровая влага является прочносвязанной. С увеличением влажности больше, чем значения влажности нижнего предела пластичности мерзлых грунтов, УЭС возрастает сначала монотонно, а с дальнейшим ростом влажности и возникновением шлировых криотекстур более резко.

При промерзании дисперсных грунтов исключительное значение приобретает температурный фактор. Рассмотрение температурных зависимостей УЭС грунтов показывает резкое изменение ρ в узком интервале температур, соответствующем интервалу основных фазовых переходов. При дальнейшем понижении температуры происходит вымерзание порового раствора, увеличение содержания льда и, соответственно, увеличение ρ мерзлого грунта. В области отрицательных температур удельное электрическое сопротивление может увеличиваться на несколько порядков (*рис. 7.19*).

При увеличении минерализации повышается проводимость порового раствора и льда. Кроме того, увеличение минерализации приводит к изменению фазового состава влаги (увеличивается содержание незамерзшей воды) и понижению температуры начала замерзания. При достаточно высоких концентрациях влияние минерализации преобладает над влиянием гранулометрического и минерального состава дисперсных грунтов. При засолении мерзлых грунтов их удельное сопротивление уменьшается, и температурная зависимость приобретает специфический характер. Начало резкого увеличения ρ смещается в сторону более низких отрицательных температур. Это связано с понижением температуры начала замерзания грунта, зависящей от состава растворенных солей и от их концентрации в поровом растворе (*рис. 7.20*).

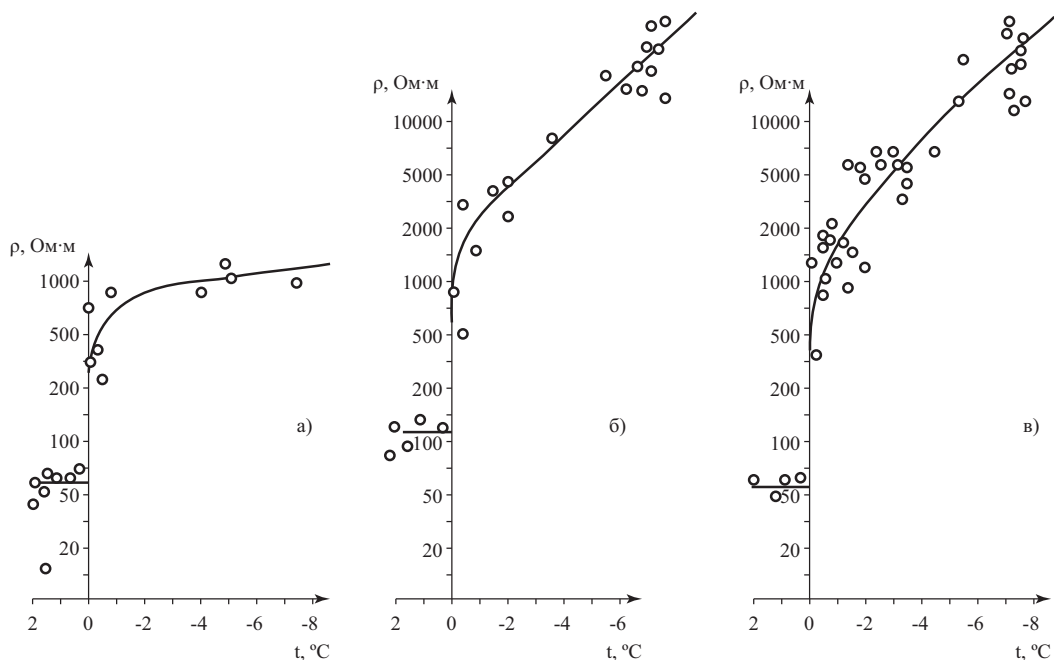


Рис. 7.19. Зависимость УЭС (ρ) мерзлых грунтов различного состава и криотекстуры (к.т.) от температуры: а – супеси и суглинки с массивной к.т.; б – пылеватые пески с массивной к.т.; в – супеси и суглинки с шлировыми к.т. (по А.Д. Фролову, 2002)

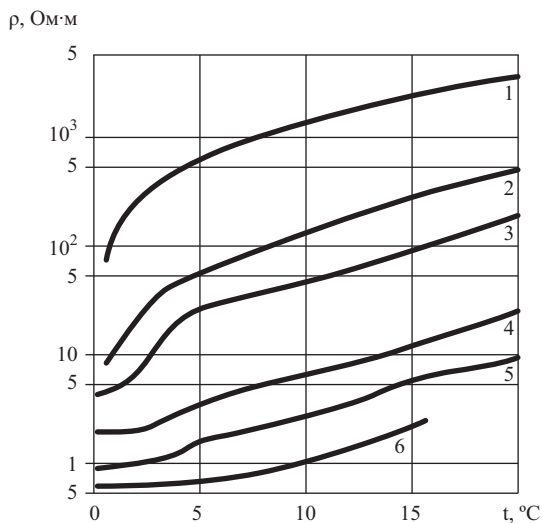


Рис. 7.20. Зависимости удельных электрических сопротивлений во влагонасыщенной супеси от температуры при различных концентрациях порового раствора: 1 – 0,0015; 2 – 0,0054; 3 – 0,01; 4 – 0,03; 5 – 0,05; 6 – 0,075 (по Ю.Д. Зыкову, А.Г. Красовскому и др., 1990)

Электропроводность мерзлых грунтов на постоянном токе, так же как и поликристаллического льда, имеет ионную природу. Основным токопроводящим компонентом грунтов является поровый раствор. В талых грунтах носителями зарядов в основном являются ионы свободного раствора, в мерзлых проводимость осуществляется за счет ионов диффузной части двойного электрического слоя.

Мерзлым грунтам присуща анизотропия электропроводности. Она связана с текстурными и структурными особенностями мерзлых грунтов и характеризуется коэффициентом анизотропии χ_ρ . Он определяется как $\chi_\rho = \rho_n / \rho_t$, где ρ_n и ρ_t – УЭС, соответственно, вдоль и поперек преобладающего простирания ледяных шпиров или прослоев льда в мерзлых грунтах. По В.П. Добровольскому, температурная зависимость коэффициента анизотропии мерзлых грунтов имеет экстремальный характер и в зависимости от состава слоев может равняться 1,5–2,5. Максимальные значения χ_ρ могут достигать даже нескольких десятков для грунтов со слоистой и сетчатой криотекстурой.

Поляризуемость поликристаллического льда и мерзлых пород в ряде случаев оказывается весьма значительной. Для мерзлых грунтов установлено, что максимальные значения коэффициента поляризуемости η наблюдаются в грубодисперсных материалах (рис. 7.21, а). Понижение температуры, как правило, приводит к увеличению η . Зависимости от влажности имеют экстремальный характер (рис. 7.21, б). Координаты максимума определяются литологическим составом.

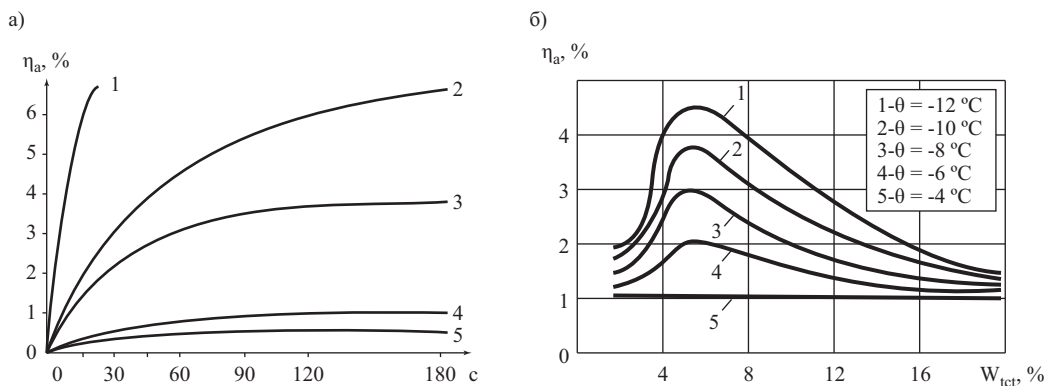


Рис. 7.21. Поляризуемость мерзлых пород в зависимости: а – от времени пропускания поляризующего тока ($t = -2,5^\circ\text{C}$): 1 – озерный лед, 2 – крупнозернистый песок, 3 – мелкозернистый песок, 4 – суглинок, 5 – глина (по А.Д. Фролову, 2002); б – от влажности и температуры для кварцевого песка (по А.М. Снегиреву, 1987)

Диэлектрическая проницаемость ϵ' мерзлой породы зависит от диэлектрических свойств ее составляющих. Относительная диэлектрическая проницаемость газового компонента породы, как и вакуума, равна 1, а для большинства породообразующих минералов не превышает 10. Диэлектрическая проницаемость свободной чистой воды равна примерно 80, т.е. на порядок выше, чем у большинства минералов, что и определяет влияние влажности на диэлектрическую проницаемость пород. Однако диэлектрическая проницаемость связанной воды может быть близка или даже меньше ϵ' минералов. Диэлектрическая проницаемость льда также велика и достигает 100–150 (статическое значение при $f = 0$). Однако с увеличением частоты электромагнитного поля диэлектрическая проницаемость у льда убывает значительно быстрее, чем у воды, и в диапазоне высоких частот (более 10^4 – 10^5 Гц) ϵ льда может быть меньше ϵ' воды. Для нефти диэлектрическая проницаемость равна 2–2,5.

Для грунтов при переходе в мерзлое состояние диэлектрическая проницаемость в целом убывает (рис. 7.22), что находится в соответствии с изменением фазового состава влаги в грунте при понижении температуры и уменьшением значений ϵ' связанной незамерзшей воды. Для песков установлено, что при увеличении суммарной влажности их диэлектрическая проницаемость возрастает, однако для мерзлого состояния эти изменения меньше, чем для талого. Характер зависимости $\epsilon'(W)$ в значительной степени определяется частотой электромагнитного поля.

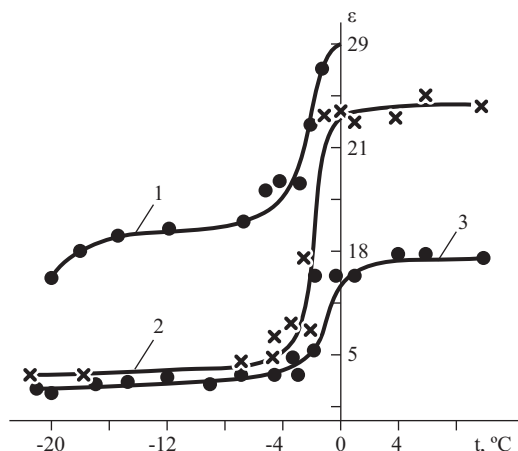


Рис. 7.22. Температурные зависимости диэлектрической проницаемости мерзлых пород различного состава и влажности при $f = 106$ Гц: 1 – глина ($W = 35,5\%$); 2 – песок ($W = 9\%$); 3 – песок ($W = 3\%$) (по Б.Н. Достовалову, 1947)

Температурная зависимость ϵ' в засоленных мерзлых грунтах характеризуется участками, приуроченными к температуре начала замерзания и к эвтектической температуре. Концентрация и состав солей в поровом растворе определяют особенности температурных спектров ϵ' на разных частотах (Зыков, 1999).

В диэлектрике, находящемся в электрическом поле, происходит рассеяние (диссипация) энергии. Рассеиваемую за одну секунду энергию называют *диэлектрическими потерями*. В качестве параметра диэлектрика используется $\text{tg}\delta$ – *тангенс угла диэлектрических потерь*. Способность грунта создавать диэлектрические потери в переменном поле характеризуется произведением $\epsilon' \cdot \text{tg}\delta$, называемым *коэффициентом (или фактором) диэлектрических потерь ϵ''* . Он характеризует также работу по преодолению взаимодействия зарядов внутри среды при упорядочении их движения и является безразмерной величиной.

Коэффициент диэлектрических потерь грунтов зависит от частоты поля, температуры, влажности и типа грунта. Зависимость ϵ'' песка имеет максимум, который при понижении температуры сдвигается в сторону более низких частот. Его положение и крутизна связаны с содержанием незамерзшей воды и соответствующими характерными временами релаксации и их распределением (рис. 7.23).

Акустические свойства. Мерзлые грунты представляют собой материалы с несовершенной упругостью. При внешних динамических воздействиях в них распространяются различного типа упругие колебания, в том числе продольные, поперечные, поверхностные и другие, различающиеся по характеру смещения частиц среды. К акустическим свойствам пород относят упругие свойства, а также, не совсем корректно, параметры, характеризующие процессы распространения упругих волн. (Для них широко употребляется устоявшийся термин «акустические» или «сейсмические свойства») (Зыков, 1999).

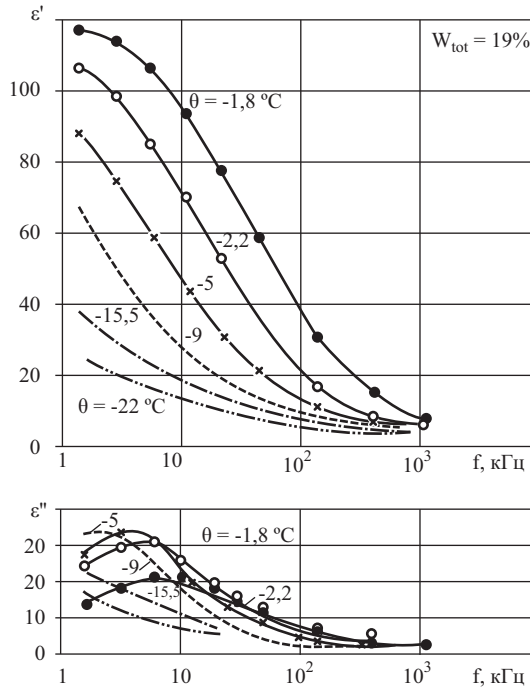


Рис. 7.23. Частотные зависимости: а – диэлектрической проницаемости, б – коэффициента диэлектрических потерь мерзлого кварцевого песка ($W = 19\%$). Параметр кривых – температура (Фролов, 2005).

К важнейшим акустическим параметрам грунтов относятся *скорости* распространения *упругих волн*: v_p – продольных, v_s – поперечных, v_R – поверхностных (или волн Релея), а также другие акустические параметры, в том числе показатели поглощения волн, спектральные характеристики, но они исследованы слабо.

Скорости распространения продольных, поперечных и поверхностных волн связаны с упругими константами или модулями следующими соотношениями:

$$v_p = \sqrt{\frac{E_d(1-\mu)}{\rho_\Gamma(1+\mu)(1-2\mu)}} = \sqrt{\frac{K-3/4G}{\rho_\Gamma}}, \quad (7.3.1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E_d}{\rho_\Gamma \cdot 2(1+\mu)}} = \sqrt{\frac{G}{\rho_\Gamma}}, \quad (7.3.2)$$

$$v_R = \frac{0,87 + 1,12\rho_\Gamma}{1 + \rho_\Gamma} \sqrt{\frac{E_d}{\rho_\Gamma \cdot 2(1+\mu)}}, \quad (7.3.3)$$

где E_d – динамический модуль Юнга, μ – коэффициент Пуассона, K – модуль сжатия, G – модуль сдвига, ρ_Γ – плотность грунта.

Скорости распространения продольных волн v_p , являются наиболее изученными. Скорости распространения поперечных v_s и поверхностных v_r волн в мерзлых грунтах изучены гораздо меньше, хотя их знание необходимо для определения ряда упругих характеристик. В целом характер изменения температурных зависимостей скорости распространения поперечных волн аналогичен характеру изменения v_p . На основании обобщений результатов измерений v_p и v_s в

мерзлых породах установлено, что отношение v_s/v_p для них примерно постоянно и равно 0,5 (Ершов и др., 1987).

Скорости распространения упругих волн в мерзлых грунтах, так же как и электрические свойства, зависят от всех факторов, определяющих количество и форму выделения льда и содержание незамерзшей воды. Это минеральный и гранулометрический состав пород, пористость, влажность, минерализация поровой влаги, температура и др.

Сейсмоакустические свойства мерзлого грунта зависят от параметров его компонентов, их процентного содержания и характера распространения в объеме. Лед характеризуется значительно большими скоростями ($v_p = 3500 - 4000$ м/с), чем вода в жидкой фазе ($v_p = 1450$ м/с). Для газового компонента $v_p = 340$ м/с. Для минерального скелета грунта характерны самые высокие значения скоростей. При рассмотрении пород от основных к кислым v_p изменяется в диапазоне от 4000 до 7000 м/с. У осадочных пород значения v_p ниже.

При переходе грунтов в мерзлое состояние скорости распространения упругих волн резко увеличиваются с появлением нового компонента – льда (рис. 7.24). Основной рост v_p происходит в области интенсивных фазовых переходов. С дальнейшим понижением температуры v_p увеличивается в соответствии с изменением фазового состава влаги.

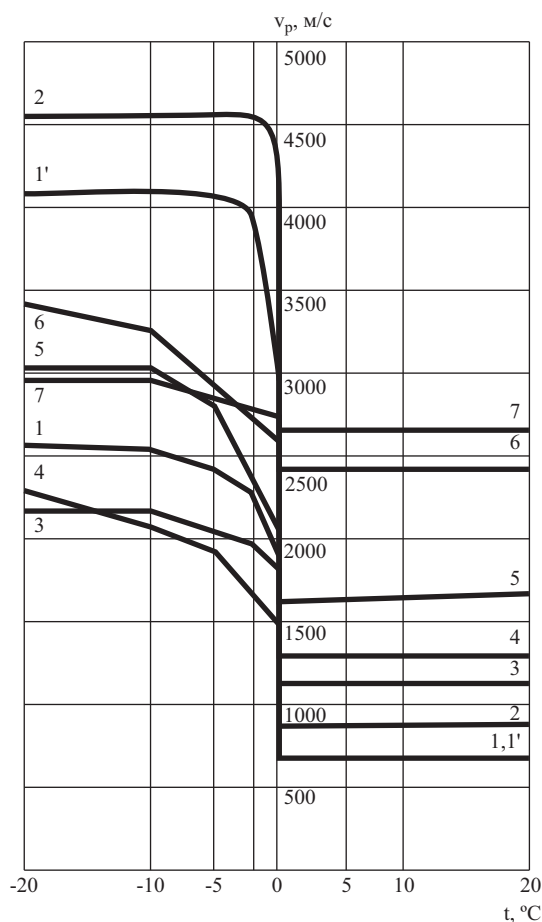


Рис. 7.24. Температурная зависимость средних значений скорости v_p различных мерзлых пород (естественная влажность 10–15%): 1 – песок глинистый, 1' – отмытый кварцевый песок ($W = 19\%$), 2 – галечник ($W = 15\%$), 3 – переслаивание глины и песка, 4 – глина, 5 – песчаник, 6 – мергель, 7 – мел (Фролов, 2005)

В мерзлых дисперсных грунтах величина и характер изменения скоростей при разной температуре зависят от состава пород (рис. 7.25). Абсолютные значения v_p наименьшие у глинистых пород, наибольшие – у грубодисперсных. Величина отношения максимальных значений v_p для грунтов в мерзлом состоянии к минимальным в талом состоянии для влагонасыщенных грубодисперсных достигает $\sim 3,5-5$, для глинистых и малопористых плотных $\sim 1,1-2$.

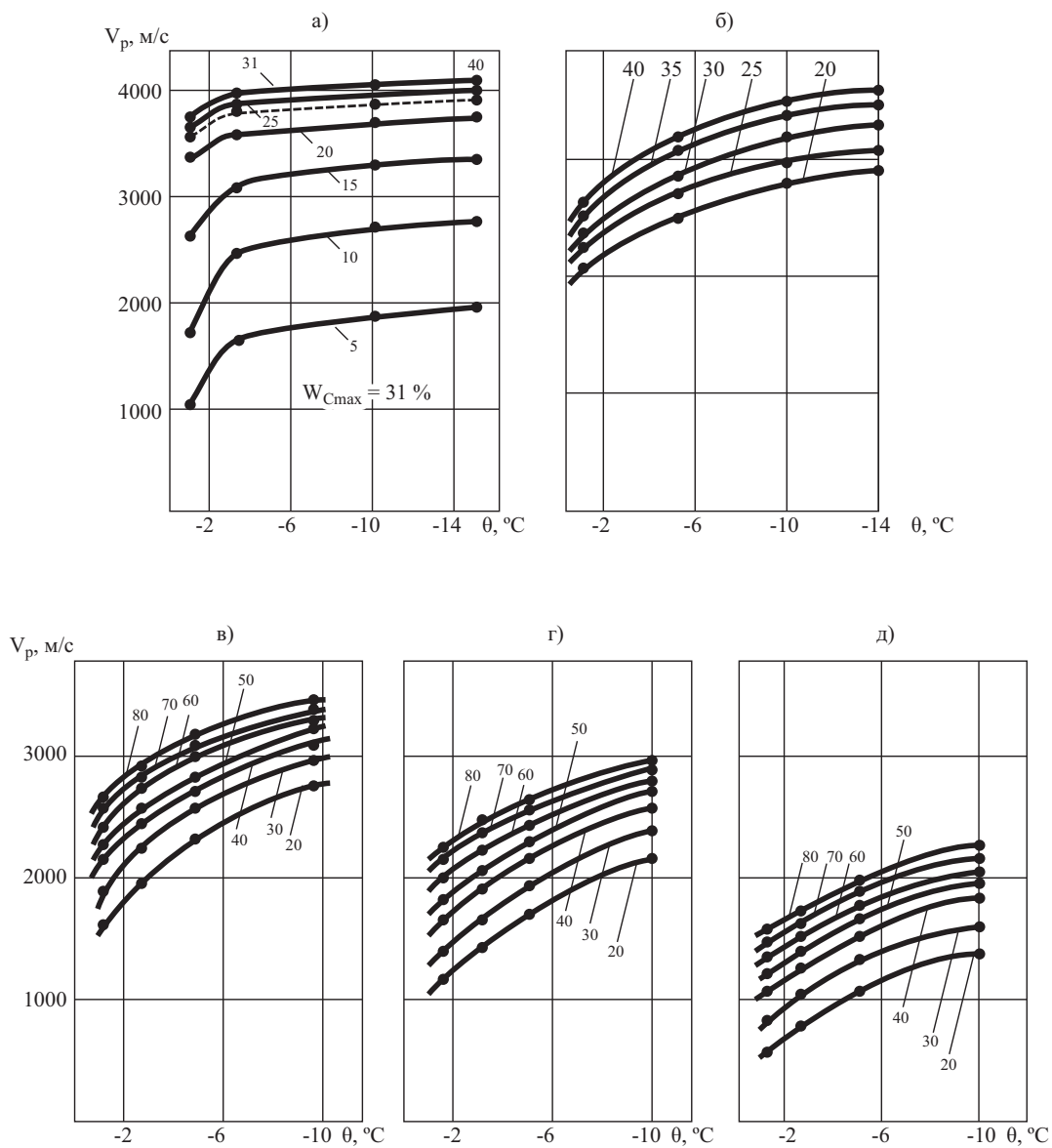


Рис. 7.25. Обобщенные зависимости скорости продольных волн от температуры при фиксированных значениях весовой влажности грунтов различного состава: а – мелкозернистые пески; б – суглинки; в, г, д – глины с числом пластичности J_p , равным, соответственно, 20, 30, 60 (по Ю.Д. Зыкову, 2007)

Скачкообразное изменение значений v_p при температуре начала замерзания характерно для температурных зависимостей влажных грунтов. При промерзании воздушно-сухих грунтов v_p не меняется.

В литологическом ряду от песков к глинам (если породы не засолены) наблюдается уменьшение значений скоростей упругих волн, тем более значительное, чем влажность меньше.

Трещиноватость и пористость значительно понижают значения v_p из-за низких значений v_p воздуха.

На скоростные характеристики мерзлых грунтов влияет, хотя и в меньшей степени, чем на электрические, характер льдовыделения и тип криотекстуры. Образование криотекстур, в особенности слоистых, приводит к заметной анизотропии скоростных свойств, которую можно охарактеризовать коэффициентом анизотропии $\kappa = v^{II}/v^I$. Скорости вдоль слоев v^{II} выше, чем в перпендикулярном направлении v^I . При этом значение коэффициента анизотропии зависит от состава пород, толщины ледяных прослоев, температуры, влажности и других свойств и может достигать 1,25–1,3. При понижении температуры коэффициент анизотропии уменьшается (рис. 7.26). При равном соотношении слоев льда и глины коэффициент анизотропии имеет максимальное значение.

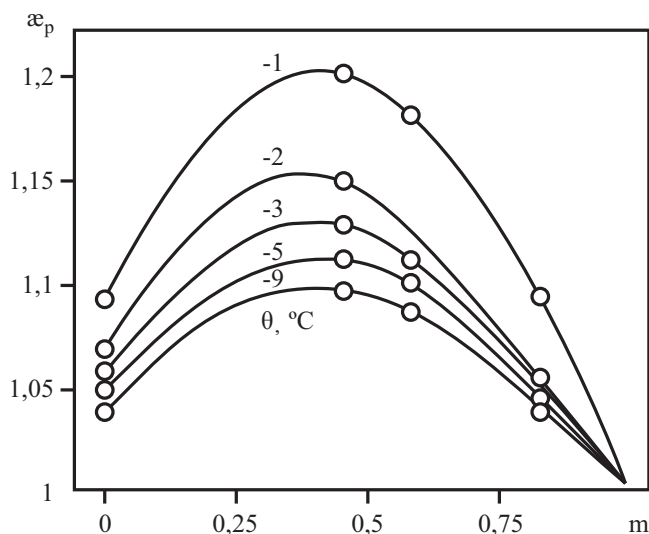


Рис. 7.26. Зависимость коэффициента анизотропии α от соотношения слоев льда и глины m и температуры (Зыков, 1999)

Засоление мерзлых пород, увеличивая содержание жидкой фазы, вносит изменения во всю совокупность зависимостей упругих свойств и скоростей распространения упругих волн, наблюдаемых в пресных грунтах. Если в пресных грунтах при их охлаждении увеличение скоростей упругих волн начинается при 0°C , то в засоленных – при более низкой температуре, соответствующей началу замерзания насыщающего их раствора. Интенсивность роста при этом определяется не только литологическим, но и химическим составом солей. На начальной стадии промерзания (до $\Theta \sim -5^\circ\text{C}$) градиент $dv_p/d\Theta$ для сульфатов и карбонатов (континентальный тип засоления) больше, чем для хлоридов (морской тип засоления). При дальнейшем охлаждении градиенты меняются местами и абсолютные значения v_p в грунтах с континентальным типом засоления становятся выше (рис. 7.27, а). При смешанном солевом составе значения v_p занимают промежуточное положение (рис. 7.27, б).

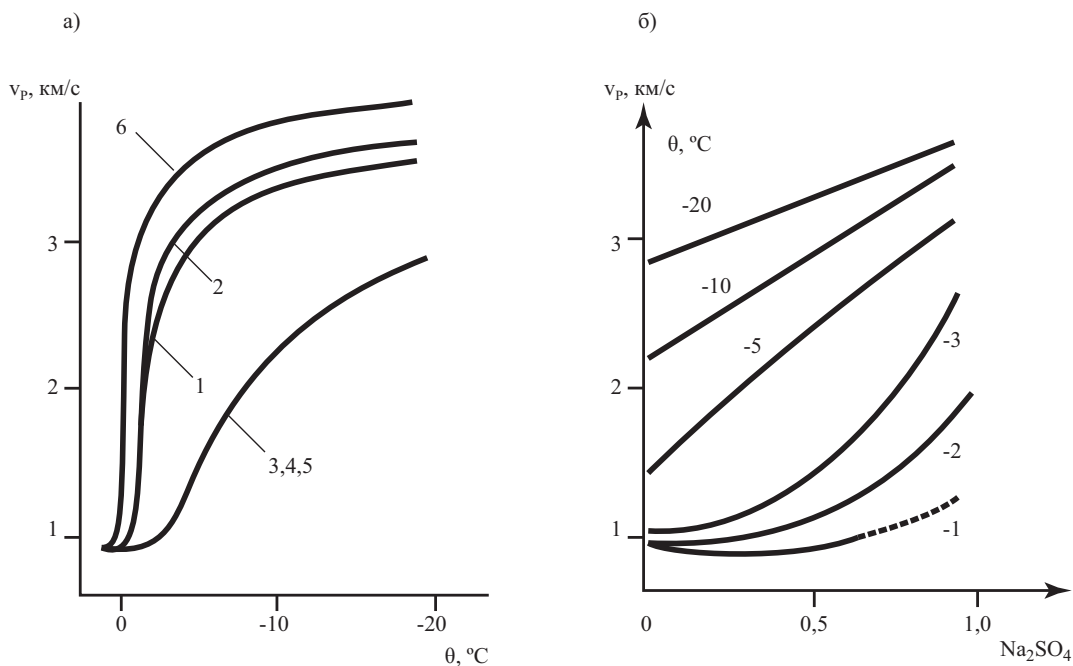


Рис. 7.27. Влияние состава порового раствора на скорость продольных волн в мерзлых суглинках; а – температурная зависимость: 1 – NaHCO_3 , 2 – Na_2SO_4 , 3 – MgCl_2 , 4 – NaCl , 5 – морская вода, 6 – пресная вода; б – зависимость скорости продольных волн от содержания Na_2SO_4 (в относительных единицах в растворе смеси солей ($\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4$)) $C_{ps} = 30$ г/л) (Зыков, 2007)

Хорошо изучены связи между упругими характеристиками мерзлых грунтов и акустическими параметрами. По скоростным характеристикам мерзлых пород v_s , v_p , v_R могут быть рассчитаны динамический модуль Юнга, коэффициент Пуассона, модуль сжатия, модуль сдвига.

Зависимость модулей упругости от температуры мерзлых грунтов исследована и характеризуется возрастанием с понижением температуры, однако характер этого возрастания у различных грунтов, а также для разных динамических модулей упругости отличается.

Установлено наличие функциональной связи между динамическим модулем упругости и скоростью продольных волн, с одной стороны, и с другой – модулем деформации типа $E_{\text{деф}} = f(E_d)$ и $E_{\text{деф}} = f(v_p)$. Так, по данным экспериментальных исследований, на мерзлых супесях и глинах Н.Н. Горяиновым (1992) найден вид связи типа $E_{\text{деф}} = v_p^2/A$.

Однако значения динамических упругих параметров, определяемых акустическим методом, статистически неравны между собой, так как первые определяются при небольших и кратковременных силовых воздействиях, а вторые – при длительных нагрузках. Сопоставление динамических и статистических модулей E_d и E_c (рис. 7.28) выявило для глин максимальные значения E_d/E_c (до 4,8). Меньшие расхождения ($E_d/E_c \sim 2$) присущи более упругим низкотемпературным и грубодисперсным грунтам.

Существует прямая зависимость между скоростью продольных волн и пределом прочности на сжатие $\sigma^{\text{сж}}$. Для каждого фиксированного значения температуры $\sigma^{\text{сж}} = Av_p^2 - Bv_p + C$, где A , B , C – коэффициенты, зависящие только от температуры (рис. 7.29) (Зыков, 1989).

Для вычисления динамических модулей (Юнга, сжатия, сдвига) требуются дополнительные данные о плотности. С целью упрощения расчетов могут быть использованы номограммы типа представленной на рис. 7.30 (Зыков, 2007).

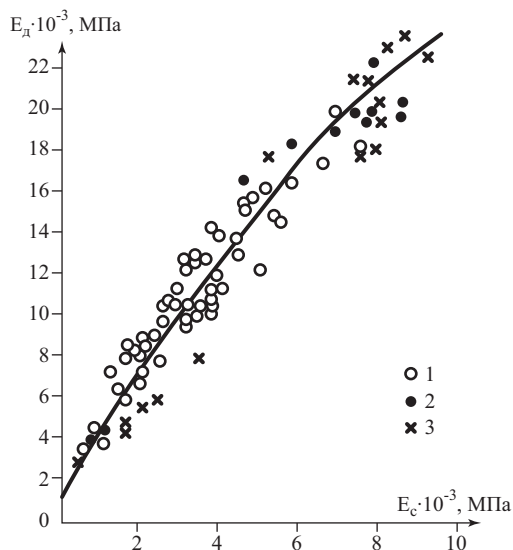


Рис. 7.28. Зависимость между статическим (E_c) и динамическим (E_d) модулями упругости: 1 – глина; 2 – суглинок; 3 – песок (Ершов и др. 1987)

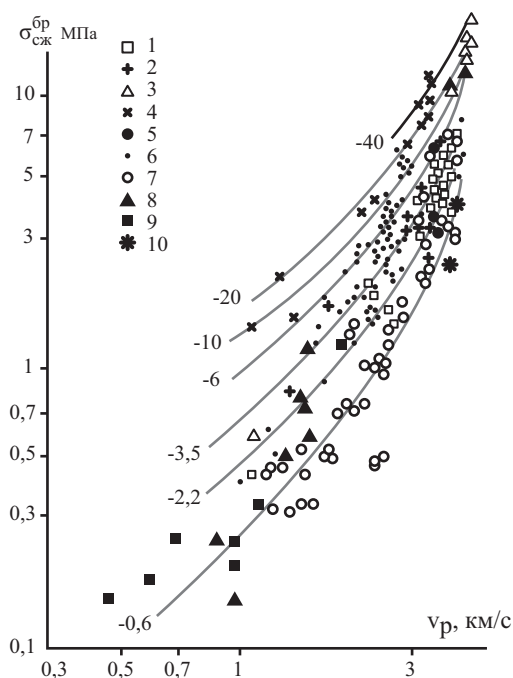


Рис. 7.29. Связь между скоростями продольных волн (v_p) и пределом прочности на сжатие ($\sigma_{сж}$) для мерзлых пород различного состава и температуры: 1 – песок пылеватый; 2 – суглинок (Баулин); 3 – песок кварцевый; 4 – суглинок; 5 – песок пылеватый (Зыков, 1989); 6 – глина монтмориллонитовая; 7 – песок пылеватый (Хазин); 8 – глина, 9 – супесь пылеватая (Горяинов); 10 – лед искусственный (Баулину) (из книги Ю.Д. Зыкова, О.П. Червинской, 1989)

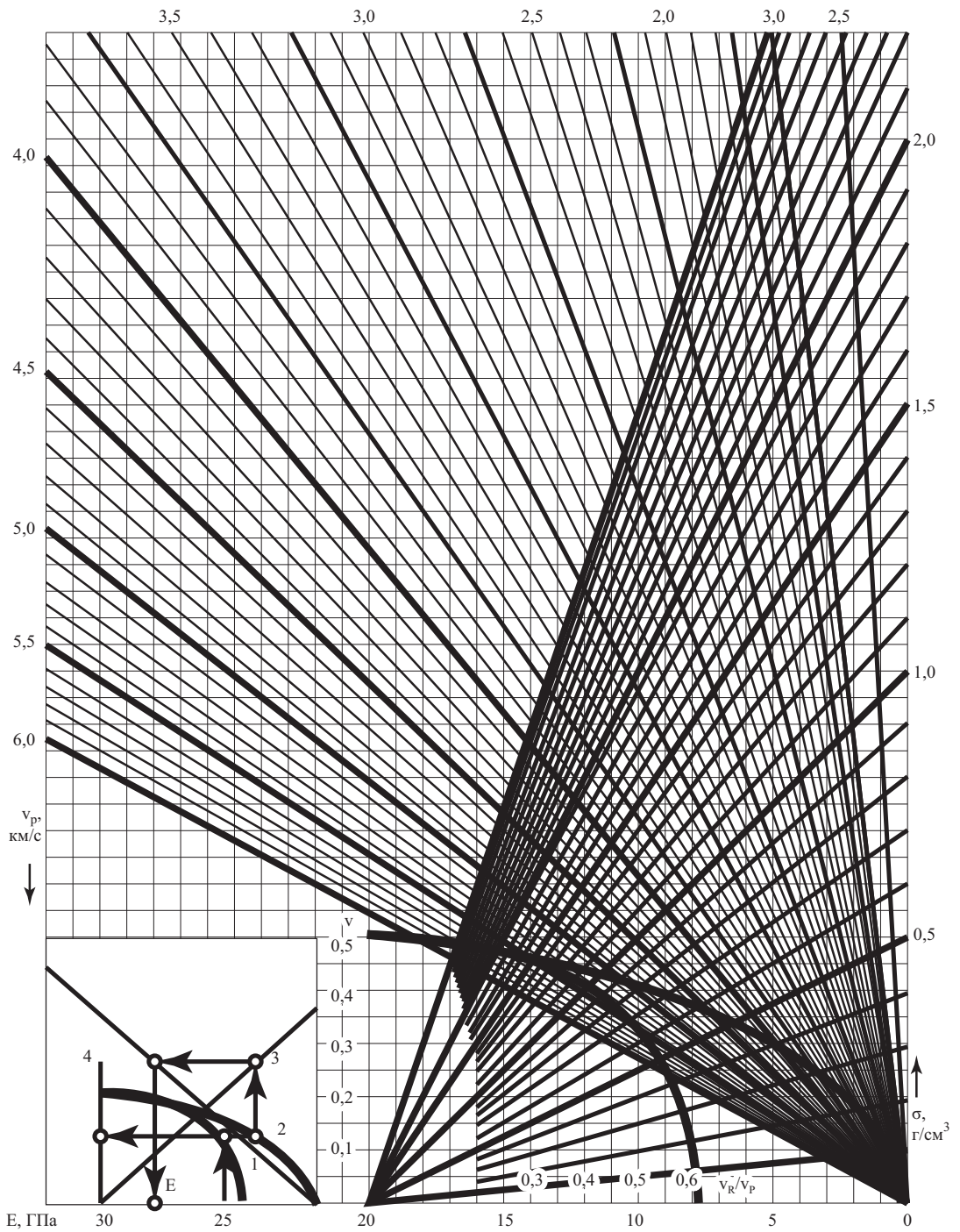


Рис. 7.30. Номограмма для определения динамического модуля Юнга (внизу слева показан пример использования номограммы)

В заключение отметим, что на значения теплофизических, электрических и акустических свойств мерзлых пород оказывает влияние большое количество факторов, рассмотренных выше (температурный режим, количество незамерзшей воды, засоление, криотекстуры, литология и т.д.). Все разнообразие природной среды невозможно проанализировать ни в каком издании. Поэтому при выполнении геофизических работ в криолитозоне необходимо предусмотреть заверочное бурение. Бурение необходимо выполнить на участках, где по данным полевых геофизических исследований зафиксированы различные электромагнитные или сейсмоакустические поля, а значит, и изменились свойства мерзлых пород. Для полученных в результате бурения монолитов естественного сложения необходимо определить теплофизические, электрические и акустические свойства. Только имея эту информацию можно корректно выполнить построение тепловых моделей и интерпретацию геофизических данных в криолитозоне.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОД

§ 1. Закономерности изменения механических свойств мерзлых дисперсных пород

При воздействии механической нагрузки на мерзлые породы вследствие существования в них льда (представляющего собой почти идеальное текучее тело) и вязкой незамерзшей воды происходит необратимая перестройка структуры и развитие реологических процессов. Деформирование мерзлых пород обусловлено смещением относительно друг друга отдельных грунтовых частиц и микроагрегатов по разделяющим их прослоям связанной воды и включениям льда, которые в большинстве являются, по-видимому, ослабленными в прочностном отношении участками мерзлой породы – «дефектами». Механизм пластического деформирования кристаллических тел (льда) связывают, преимущественно, с перемещением дислокаций путем скольжения, которые при критическом напряжении порождают новые дислокации и трещины. Кроме того, происходит перемещение незамерзшей воды из участков с большим напряжением к участкам с меньшим напряжением с соответственными фазовыми переходами. Вместе с этими процессами структурного преобразования (расслабления) мерзлой породы в ней происходит закрытие микротрещин, уменьшение межагрегатной и агрегатной пористости, более плотная упаковка грунтовых частиц и восстановление структурных связей. Преобладание тех или иных процессов, по мнению С.С. Вялова (1978), и определяет упрочнение или разрушение мерзлой породы.

В понятие «**прочность мерзлых пород**» вкладывают различный смысл в зависимости от решаемой задачи. Оно включает как разрушение, так и избыточную деформацию («Геотехнические вопросы освоения Севера», 1983). Со времени фундаментального исследования С.С. Вялова (1959) принято считать, что мерзлые породы при достаточно больших напряжениях разрушаются, что фиксируется увеличением скоростей деформирования при постоянной нагрузке. Причем для мерзлых пород характерно вязкое разрушение с большими деформациями и сплющиванием образца (образование «бочки») без нарушения сплошности. По данным Н.К. Пекарской (1962), С.Э. Городецкого, Е.П. Шушериной (1962) и С.С. Вялова (1959), у мерзлых грунтов выражены три стадии ползучести, а переход от затухающей к **незатухающей ползучести четкий**. Однако длительность стадии неустановившейся ползучести для мерзлых пород может составлять сотни и тысячи часов.

По мнению С.С. Вялова (1978), стадия **установившегося течения** возникает тогда, когда нарушение и восстановление межчастичных связей взаимно компенсируется. У слабоструктурированных систем такое состояние может продолжаться неограниченно долго. Развитие **прогрессирующего течения** связано с явлением дилатансии – увеличения объема образца при воздействии сдвиговых усилий, что, в свою очередь, обусловлено развитием микротрещин. Для засоленных мерзлых пород даже при высоких нагрузках наблюдается в основном затухающая ползучесть. Поэтому в понятие прочности засоленных пород вкладывается смысл избыточной деформации. Если такую предельную деформацию использовать для оценки прочности мерзлых пород, С.С. Вялов (1966) и другие рекомендуют значение 0,2, т.е. деформацию образца при одноосном сжатии 20%. При такой деформации если и не достигается визуального разрушения, нарушения сплошности, то деформации настолько велики, что образец можно считать потерявшим несущую способность. Поскольку деформационный критерий приводит к некоторой условной прочности, важно проводить сравнения полученной таким образом ве-

личины прочности с ее значениями по другим критериям, таким как изменение характера деформирования, и по данным других испытаний, где разрушение более очевидно, например сдвиговым испытанием. К.Ф. Войтковским (1960) было введено понятие **предела длительной ползучести**, при напряжениях ниже которого может происходить течение с постоянной или уменьшающейся скоростью, а при больших напряжениях установившаяся стадия переходит в стадию прогрессирующего течения с возрастающей скоростью. Ряд авторов (Велли, 1973; Аксенов, Докучаев, 1978; Яркин, 1986) используют понятие **предела затухающей ползучести (предела ползучести)**, определяемого в точке пересечения реологической кривой с осью абсцисс, и **предела линейной ползучести (предела текучести)** как проекции точки, где происходит увеличение скоростей деформирования. При этом сама реологическая кривая обычно строится по скоростям установившейся ползучести. В материаловедении (Худяков, 1999) **пределом ползучести** называется напряжение, при котором деформация ползучести за определенный промежуток времени достигает заданной величины. **Определяют также условный предел ползучести** – это напряжение, которое вызывает при определенной температуре заданную скорость ползучести на второй стадии процесса (течения с постоянной скоростью).

Особенности механических свойств мерзлых пород связаны с образованием льда и криогенного строения. Возникновение в мерзлых породах льдоцементационных связей приводит к повышению прочности пород, снижению деформируемости, способствует развитию реологических процессов (ползучесть, релаксация, снижение прочности при длительном действии нагрузки).

Механические свойства мерзлых дисперсных пород определяются характером структурных связей, силами взаимодействия между структурными элементами (частицами скелета, их агрегатами, включениями льда), а также свойствами льда и незамерзшей воды. Механические свойства частиц скелета имеют подчиненное значение. Характер структурных связей мерзлых горных пород зависит от их состава и строения. Большое влияние оказывает температура. В связи с этим прогноз механических свойств мерзлых пород выполняется на основе изучения зависимости этих свойств от состава, строения и температуры пород.

Состав мерзлых пород в целом характеризуется составом каждого из составляющих (скелет, лед, незамерзшая вода и газы) и их количественным соотношением. Показателями последнего служат суммарная влажность, льдистость, влажность за счет незамерзшей воды, пористость, объемный вес, степень водонасыщенности и другие характеристики. При рассмотрении зависимости механических свойств мерзлых грунтов от состава, строения и температуры необходимо учитывать их взаимосвязь. Мерзлые дисперсные породы характеризуются развитием реологических процессов. Поэтому влияние того или иного показателя (дисперсность, влажность, криогенная текстура и другие) в зависимости от состава, строения и температуры мерзлого грунта, а также от времени действия нагрузки может быть различным.

1. Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их дисперсности

Экспериментальные данные, характеризующие поведение мерзлых грунтов различной дисперсности при действии внешних нагрузок, многочисленны. Однако далеко не все они могут быть использованы для рассмотрения влияния гранулометрического состава, так как другие параметры, связанные с дисперсностью, усиливают или ослабляют это влияние. Например, по сравнению с песками глинистые грунты во многих случаях имеют большую влажность, с чем могут быть связаны и различные криогенные текстуры этих пород.

Дисперсность мерзлых пород оказывает влияние на развитие упругих и пластических деформаций (*рис. 8.1–8.3*).

Как следует из *рис. 8.1*, при близких значениях влажности и равных температурах модуль нормальной упругости E уменьшается при переходе от песка к глине. С ростом дисперсности интенсивность развития упругих деформаций мерзлых грунтов возрастает, а сопротивление

сжатию при «мгновенном» действии нагрузки снижается. Аналогичная зависимость отмечается и для пластических деформаций. Данные, приведенные на *рис. 8.2* (построен по результатам испытаний на ползучесть) и в *табл. 8.1*, показывают, что с ростом дисперсности наблюдается увеличение деформаций (ϵ); модуль общей деформации, характеризующий сопротивление мерзлых грунтов действию нагрузок, снижается. Заметное влияние оказывает дисперсность на ползучесть засоленных мерзлых пород (*рис. 8.3*).

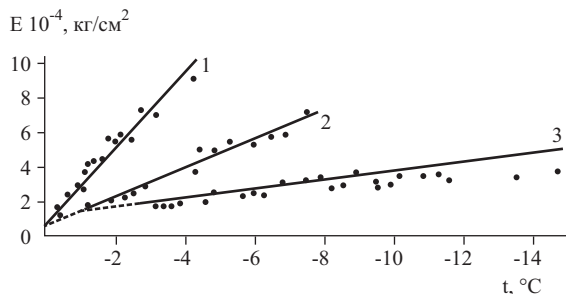


Рис. 8.1. Зависимость модуля нормальной упругости E мерзлых пород от температуры t . Одноосное сжатие, $\sigma = 2$ кг/см²: 1 – песок, $\omega = 22\%$; 2 – супесь, $\omega = 23\%$; 3 – глина, $\omega = 29\%$ (по Н.А. Цытовичу, 1937)

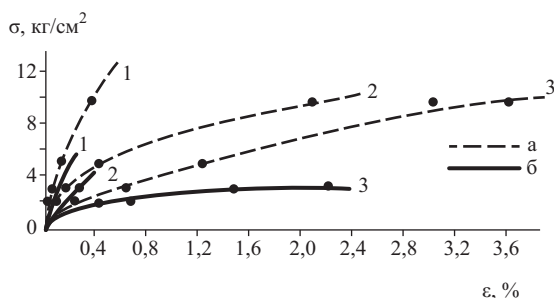


Рис. 8.2. Зависимость общей деформации ϵ мерзлых пород от нагрузки σ в различные моменты времени. Одноосное сжатие: $t = -5^\circ\text{C}$, $\omega = 26\%$: 1 – супесь, 2 – суглинок, 3 – глина, а – $\tau = 240$ час; б – $\tau = 1440$ час

Степень влияния дисперсности на деформационные свойства мерзлых грунтов зависит от температуры и усиливается с ее понижением. При наличии в мерзлом грунте структурного сцепления влияние дисперсности проявляется в меньшей степени, и для более глинистых грунтов может отмечаться большее сопротивление нагрузкам.

Влияние дисперсности на деформационные свойства мерзлых грунтов иллюстрируют данные по вязкости. Как видно из *рис. 8.4*, коэффициент эффективной вязкости η мерзлых пород, характеризующий сопротивление на стадии установившейся ползучести (при течении с постоянной скоростью), с ростом дисперсности снижается. Например, при $t = -20^\circ\text{C}$ и $\sigma = 55$ кг/см² для глины η в 1000 раз меньше, чем для супеси. Отмеченная разница зависит от температуры мерзлых пород, уменьшаясь с ее повышением. Рассмотренные данные, свидетельствующие о снижении сопротивления мерзлых пород нагрузкам с ростом дисперсности при прочих равных условиях, могут быть объяснены изменением отношения незамерзшей воды и льда. Наряду с этим сказывается форма элементарных частиц и их агрегатов, а также особенности микростроения.

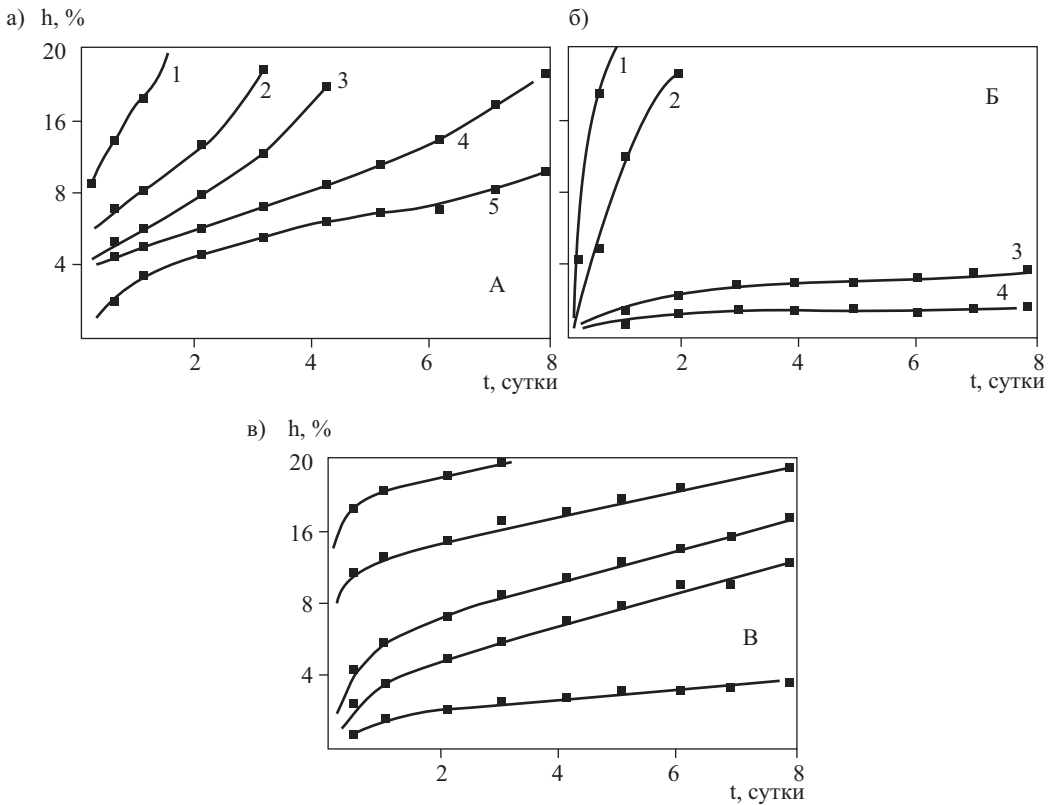


Рис. 8.3. Кривые ползучести при одноосном сжатии: а – песка при засоленности $D_{sal} = 0,1\%$, температуре $t = -2^\circ\text{C}$ и нагрузке: 1 – 0,8; 2 – 0,7; 3 – 0,6; 4 – 0,5; 5 – 0,4 МПа; б – супеси при $D_{sal} = 0,2\%$, $t = -2^\circ\text{C}$ и нагрузке: 1 – 0,25; 2 – 0,15; 3 – 0,1; 4 – 0,05 МПа; в – суглинка при $D_{sal} = 0,1\%$, $t = -3,8^\circ\text{C}$ и нагрузке: 1 – 0,4; 2 – 0,35; 3 – 0,3; 4 – 0,15; 5 – 0,12 МПа

Отмеченное выше увеличение влияния дисперсности на деформационные свойства мерзлых пород с понижением их температуры можно объяснить снижением нивелирующей роли незамерзшей воды и усилением роли льда.

Прочность мерзлых пород также существенно зависит от их гранулометрического состава. Как показывают экспериментальные данные, в диапазоне температур от 0 до -20°C с возрастанием дисперсности при близких значениях влажности прочность мерзлых грунтов в большинстве случаев снижается независимо от вида деформирования и времени действия нагрузки. В диапазоне температур, близких к 0°C , это хорошо иллюстрируют данные *табл. 8.2* ($t = -2,2^\circ\text{C}$), из которых следует, что снижение прочности мерзлых грунтов с ростом их дисперсности в наибольшей степени проявляется при «мгновенном» действии нагрузки, во времени влияние дисперсности снижается.

Влияние гранулометрического состава на длительную прочность наблюдается при различном времени действия нагрузки. Так, по данным С.С. Вялова (1959), предел длительной прочности при вдавливании шарикового штампа (эквивалентное сцепление) при $t = -3^\circ\text{C}$ характеризуется следующими величинами ($\text{кг}/\text{см}^2$): для песка – 2,3, супеси – 1,0, суглинка – 0,6. Следует иметь в виду, что при длительном действии нагрузки более дисперсные мерзлые грунты могут становиться прочнее (*табл. 8.2*).

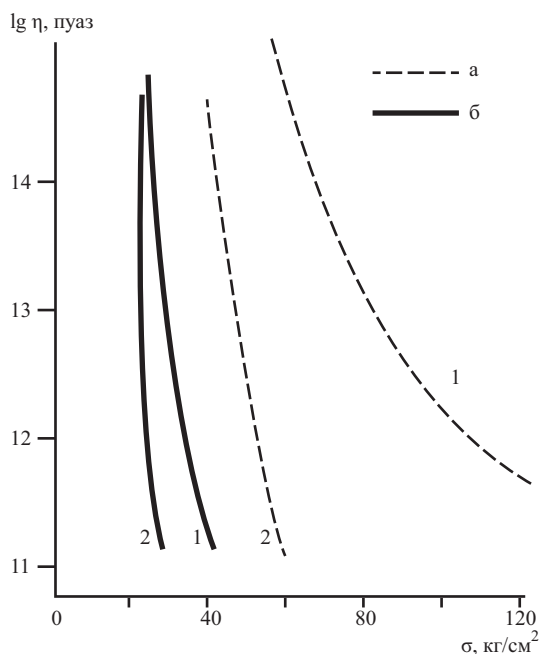


Рис. 8.4. Влияние дисперсности на коэффициент вязкости η мерзлых пород. Одноосное сжатие: $t = -20^{\circ}\text{C}$ (а) и $t = -5^{\circ}\text{C}$ (б); 1 – супесь, 2 – глина

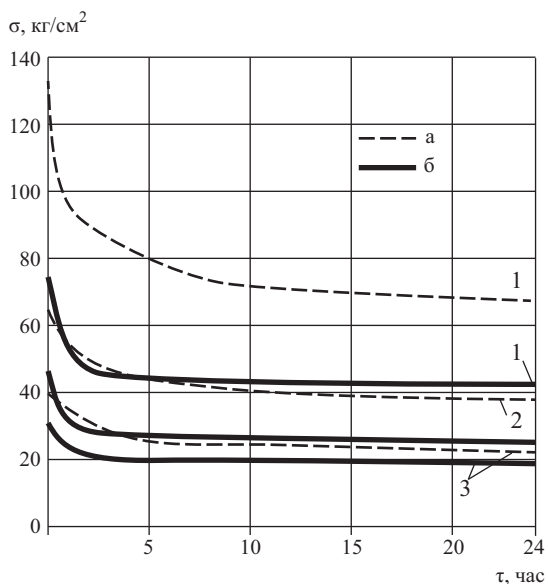


Рис. 8.5. Кривые длительной прочности мерзлой супеси (а) и глины (б) при одноосном сжатии: 1 – $t = -20^{\circ}\text{C}$; 2 – $t = -10^{\circ}\text{C}$; 3 – $t = -5^{\circ}\text{C}$

Таблица 8.1

Модули общей деформации E_0 мерзлых грунтов различной дисперсности (степень водонасыщенности $q \approx 1$; $t = -2,2^{\circ}\text{C}$)

Грунт	Влажность, %	Время действия нагрузки	Диапазон нагрузки, кг/см ²	E_0 , кг/см ²
Песок	27	1 мин	0-5 / 5-10 / 10-20	3125 / 2083 / 385
		1 час	0-5 / 5-10 / 10-17,5	1020 / 820 / 64
		8 час	0-5 / 5-10 / 10-12,5	781 / 232 / 32
	22	1 мин	5-10 / 10-15	1000 / 1000
		1 час	5-10 / 10-15 / 15-20	395 / 294 / 178
		8 час	5-10 / 10-15 / 15-20	294 / 147 / 53
Суглинок	26	1 мин	0-5 / 5-10 / 10-12,5 / 12,5-15	1000 / 1000 / 357 / 132
		1 час	0-5 / 5-10 / 10-12,5 / 12,5-15	454 / 128 / 50 / 30
		8 час	0-5 / 5-10 / 10-12,5	385 / 78 / 37
	22	1 мин	5-10 / 10-15 / 15-20	385 / 217 / 102
		1 час	5-10 / 10-15 / 15-20	156 / 79 / 57
		8 час	5-10 / 10-15 / 15-17	143 / 59 / 25

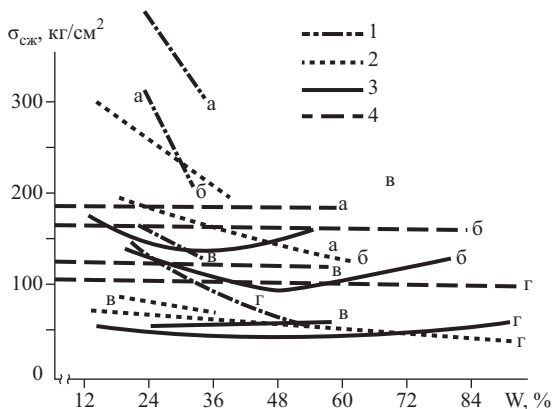


Рис. 8.6. Зависимость временной прочности мерзлых пород при одноосном сжатии $\sigma_{сж}$ от влажности ($q = 0,8 - 1,0$): 1 – песок, 2 – суглинок, 3 – глина, 4 – лед; а – -55°C , б – -40°C , в – -20°C , г – -10°C

Таблица 8.2

Прочность мерзлых грунтов при одноосном сжатии $\sigma_{сж}$		$\sigma_{сж}, \text{ кг/см}^2$, при времени действия нагрузки						
Грунт	$\omega, \%$	1 мин	10 мин	30 мин	1 час	8 час	24 час	50 лет
		Песок	27	80,4	30,1	21,8	18,5	12,6
	22	88,2	37,6	27,8	23,8	16,5	14,2	6,3
Суглинок	26	38,8	23,6	19,1	17,0	12,6	11,1	5,7
	22	36,2	26,1	22,2	20,1	15,8	14,2	7,4

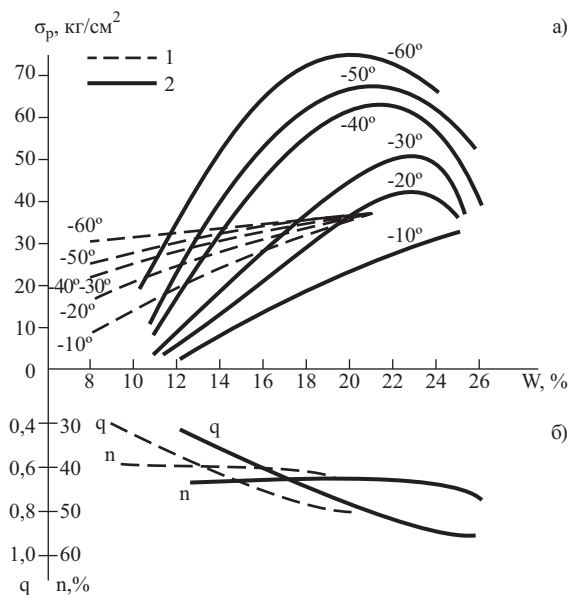


Рис. 8.7. Зависимость временной прочности мерзлых песка (1) и супеси (2) на разрыв σ_p от влажности ω (а) и зависимость пористости n и степени водонасыщения q от ω (б)

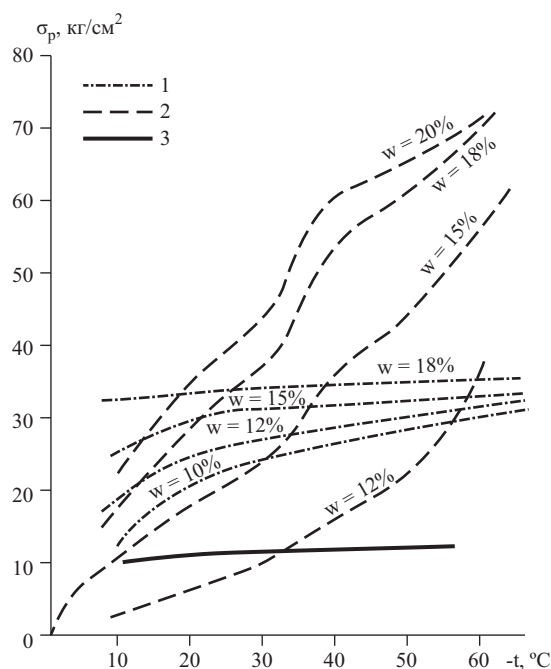


Рис. 8.8. Зависимость временной прочности мерзлых пород на разрыв σ_p от температуры t при различной влажности: 1 – песок, 2 – суглинок, 3 – лед

Снижение сопротивления одноосному сжатию ($\sigma_{сж}$) мерзлых пород с ростом их дисперсности и усиление этой зависимости с уменьшением длительности действия нагрузки в диапазоне температур от -10 до -55°C проявляется отчетливо (рис. 8.5, 8.6). Влияние дисперсности усиливается с понижением температуры.

Результаты определения временной прочности мерзлых грунтов на разрыв σ_p (рис. 8.7, 8.8) показывают, что снижение σ_p с ростом дисперсности отмечается в диапазоне температуры t от -25 до -35°C , при более низких значениях t суглинок становится прочнее песка.

Влияние гранулометрического состава на прочность мерзлых пород так же, как и на деформационные свойства, обусловлено изменением фазового состава воды.

Снижение степени влияния дисперсности на прочность мерзлых пород при длительном действии нагрузки связано с реологическими свойствами льда, упрочняющая роль которого во времени снижается. В связи с этим наблюдаемое при кратковременном действии нагрузки снижение прочности мерзлых грунтов с ростом их дисперсности, уменьшаясь во времени, может заменяться обратной зависимостью.

При низких температурах (до -55°C) изменение фазового состава воды в мерзлых грунтах является причиной уменьшения с ростом дисперсности временной прочности этих грунтов при одноосном сжатии и усиления указанной зависимости с понижением температуры. Фазовым составом воды главным образом может быть объяснена и аналогичная зависимость прочности мерзлых грунтов на разрыв от дисперсности выше -25°C ... -35°C (песок прочнее суглинка). Качественное изменение этой зависимости (песок становится слабее суглинка) при более низких температурах (до -60°C), по-видимому, связано с особенностями микростроения мерзлых пород различной дисперсности.

Уменьшение влияния дисперсности на прочность мерзлых грунтов с ростом их влажности, отмеченное для временного сопротивления одноосному сжатию в широком диапазоне температуры, обусловлено усилением роли льда.

2. Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их влажности

Взаимосвязь основных показателей состава (дисперсность, влажность, степень водонасыщенности) и температуры может быть прослежена при рассмотрении зависимости механических свойств мерзлых дисперсных пород от суммарной влажности ω . Зависимость прочности мерзлых грунтов от влажности при t до -12°C рассмотрена в работах Н.А. Цытовича (1937), а при t до -60°C – Е.П. Шушериной и др. (1969, 1970).

При изучении влияния влажности ω на прочность мерзлых дисперсных пород необходимо учитывать степень их водонасыщения. Увеличение суммарной влажности мерзлых грунтов в условиях постоянной пористости и возрастающей степени водонасыщения q во всех случаях, независимо от дисперсности породы, температуры и вида деформирования, вызывает рост прочности (рис. 8.7, 8.9). Это связано с усилением цементирующего действия льда, а также увеличения площади контактов между частицами скелета и льдом.

При увеличении влажности мерзлых грунтов в условиях полного водонасыщения и возрастающей пористости наблюдается снижение прочности, но при больших значениях ω при сжатии может происходить и рост прочности (см. рис. 8.6). Отмеченное снижение прочности обусловлено ослаблением структурных связей между частицами скелета или их агрегатами вследствие раздвижки льдом, которое частично компенсируется цементирующим действием льда. Рост прочности при увеличении ω в диапазоне больших значений может быть связан с локализацией незамерзшей воды (грунтовый каркас разбивается ледяными прослойками), а также уменьшением ее количества в результате уменьшения поверхности скелета и льда (в единице объема грунта).

Степень проявления указанной закономерности зависит от дисперсности и температуры. Например, при увеличении ω в условиях практически постоянной пористости с понижением температуры, зависимость прочности (на разрыв) от t для глинистых мерзлых грунтов усиливается, а для песка – ослабевает (см. рис. 8.7). В условиях полного водонасыщения и переменной пористости влияние увеличения ω на прочность (сжатие) усиливается с понижением температуры и дисперсности.

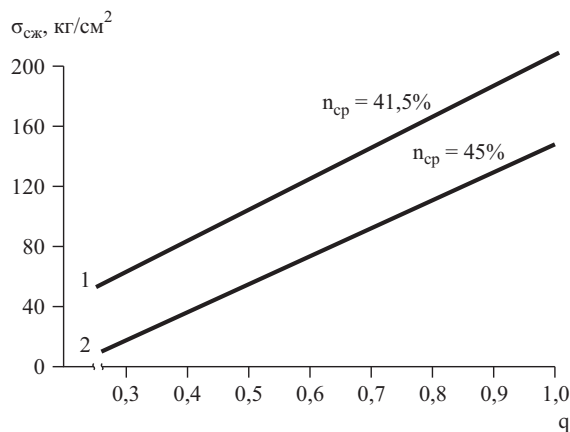


Рис. 8.9. Зависимость временной прочности мерзлых пород на одноосное сжатие $\sigma_{сж}$ от степени водонасыщения q , $t = -40^\circ\text{C}$: 1 – песок, 2 – суглинок

В различных диапазонах влажности может изменяться как пористость n , так и степень водонасыщения q . Поэтому зависимость прочности от влажности может иметь сложный характер (иметь максимум, минимум, их сочетание), который можно проанализировать на основе рассмотренных выше случаев (рис. 8.10).

Как известно, взаимосвязь между ω , q и n может быть представлена в виде:

$$\omega\gamma_{уд}(1-n) = 0,9qn + 0,1\gamma_{уд}\omega_n(1-n) \quad (8.1.1)$$

или

$$\omega\gamma_{уд}(1-n) \cong 0,9qn,$$

где $\gamma_{уд}$ – удельный вес скелета грунта. На **рис. 8.10** кривая 1 отображает случай увеличения ω при $q \cong 1$; $n \neq \text{const}$ и увеличивается в соответствии с (8.1.1). Кривые 2 характеризуют случай увеличения ω при $n = \text{const}$ ($n_1 < n_2 < n_3$); $q \neq \text{const}$ и увеличивается в соответствии с (8.1.1). Кривые 3 относятся к случаю уменьшения, а кривые 4 – к случаю ее увеличения с ростом ω ; $q \neq \text{const}$ и увеличивается в соответствии с (8.1.1). Кривые 5 характеризуют случай увеличения ω при $q = \text{const}$; $n \neq \text{const}$ и увеличивается в соответствии с (8.1.1). Сочетание указанных случаев может дать различный характер зависимости прочности мерзлых пород σ от их влажности ω . Так, сочетание 2-го и 1-го случаев дает кривую σ – ω с двумя экстремумами (максимум и минимум). То же получается при сочетании 3-го и 1-го (но с более резким максимумом), а также 4-го и 1-го случаев (максимум выражен слабее). При сочетании 3, 5, 4 и 1-го случаев кривая q – ω может иметь 2 максимума и 2 минимума.

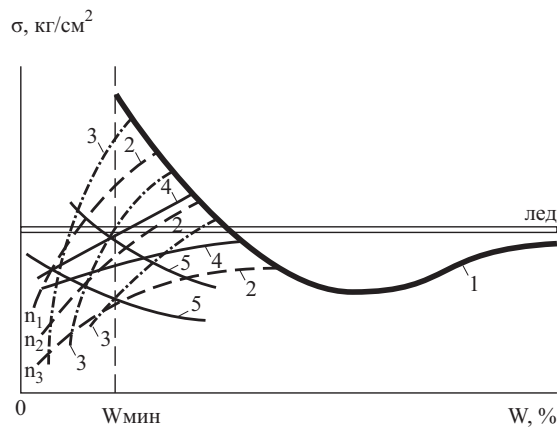


Рис. 8.10. Зависимость прочности σ мерзлых пород от влажности ω при различных условиях ее изменения (схема). Пояснения в тексте

Рассмотренный вид зависимости прочности мерзлых пород от их влажности относится к случаю кратковременного действия нагрузки. Зависимость длительной прочности мерзлых грунтов от ω при той же закономерности будет отличаться количественно в связи со снижением цементирующей способности льда при длительном воздействии нагрузки.

От суммарной влажности ω мерзлых пород существенно зависит и их сжимаемость. По данным А.Г. Бродской (1962), с повышением ω степень уплотнения при компрессионном сжатии увеличивается (**табл. 8.3, 8.4, рис. 8.11**). Полученная зависимость объясняется тем, что уплотнение мерзлой породы при действии нагрузки обусловливается главным образом уменьшением ее льдистости. Механизм этого процесса связан с фазовыми превращениями воды (жидкая фаза воды отжимается, непрерывно пополняясь за счет льда).

Для мерзлых незасоленных пород наблюдается экстремальная зависимость сопротивления мерзлых пород сжатию от льдосодержания (Шушерина, Бобков, 1969). Действительно, при неполной степени заполнения пор грунта льдом увеличение льдистости приводит к упроч-

нению грунта ввиду усиления льдоцементационных связей. Напротив, при дальнейшем увеличении льдосодержания сопротивление грунта снижается, достигая в пределе значения, которое характерно для чистого льда, что связано с постепенным уменьшением упрочняющего влияния минеральных частиц. Само упрочняющее влияние на лед минеральных частиц объясняется тем, что вокруг минеральных зерен при деформации льда возможно образование зон дислокаций, которые препятствуют основным сдвиговым дислокациям. Вероятно, это проявление масштабного эффекта, когда сокращаются деформирующиеся объемы льда, находящиеся между минеральными частицами.

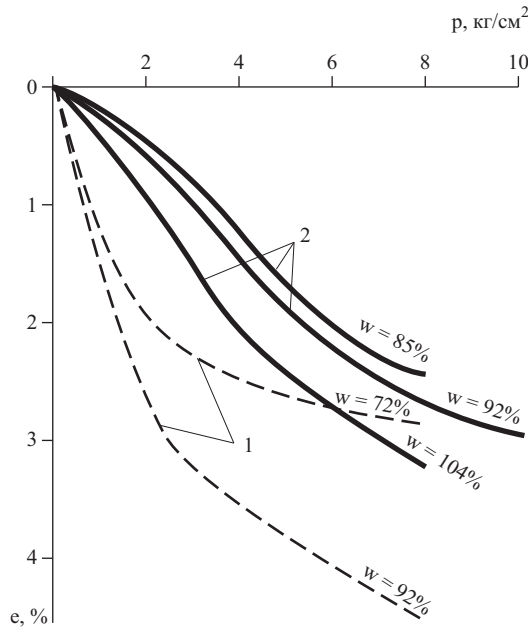


Рис. 8.11. Зависимость сжимаемости e мерзлых суглинков слоистой криотекстуры от суммарной влажности ω : 1 — при ($t = -0,4^\circ\text{C}$, 2 — при ($t = -3,6^\circ\text{C} \dots -4,0^\circ\text{C}$ (по А.Г. Бродской, 1962)

Таблица 8.3

Влияние суммарной влажности ω на сжимаемость e мерзлых грунтов при нагрузке $p = 8 \text{ кг/см}^2$ (по А.Г. Бродской, 1962)

Разновидность грунта	Температура, $^\circ\text{C}$	Объемный вес, г/см^3	ω , %	ω_n , %	Льдистость, %	Сжимаемость, e , %
Суглинок массивной текстуры	-4,2	1,83	36	12,3	23,7	1,8
То же	-4,2	1,84	33	12,3	20,7	1,4
То же	-4,0	—	30	12,3	17,7	1,1
Песок массивной текстуры	-0,5	1,87	27	0,2	26,8	1,2
То же	-0,5	1,98	21	0,9	20,8	0,5
Суглинок слоистой текстуры	-0,4	1,53	72	16,1	55,9	3,2
То же	-0,4	1,43	92	16,1	75,9	5,2

Таблица 8.4

Сжимаемость e мерзлых суглинков с различной суммарной влажностью и криогенной текстурой (по А.Г. Бродской, 1962) В числителе данные при $t = -4^\circ\text{C}$, в знаменателе – при $t = -0,4^\circ\text{C}$

Криогенная текстура	ω , %	Льдистость, %	Объемный вес, г/см ³	Сжимаемость, e (%) при нагрузке кг/см ²				
				1	2	4	6	8
Массивная	30,0	17,7	1,82	0,1	0,2	0,4	0,8	1,0
Массивная	30,0	12,3	1,82	0,7	1,2	2,0	2,3	2,6
Сетчатая	41,9	29,6	1,71	0,1	0,2	0,5	1,4	2,0
Слоистая	71,8	55,7	1,53	1,8	2,4	2,8	3,0	3,2
Слоистая	103,6	92,0	1,36	0,5	1,1	2,3	3,1	3,8
Слоистая	91,5	75,4	1,43	1,9	3,3	4,1	–	5,1

В отличие от незасоленных пород в засоленных мерзлых породах возрастание сопротивляемости породы внешним нагрузкам происходит после полного водонасыщения (в суглинке от $W = 0,46$ до $W = 0,70$, в песке от $W = 0,30$ до $W = 0,70$). Здесь минеральные частицы, раздробленные льдом, оказывают положительное влияние на сопротивляемость деформированию, что, вероятно, связано с тем, что прерываются толстые незамерзшие прослойки воды, по которым могло происходить скольжение частиц. Изолированные слабые места в породе, которыми являются незамерзшие прослойки раствора, при увеличении льдистости становятся дальше друг от друга, их объемное содержание уменьшается, поэтому общая сопротивляемость нагрузкам мерзлой породы возрастает.

3. Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их строения

При рассмотрении зависимости механических свойств мерзлых пород от их строения следует учитывать его особенности, формирующиеся как до промерзания отложений, так и в процессе криогенеза.

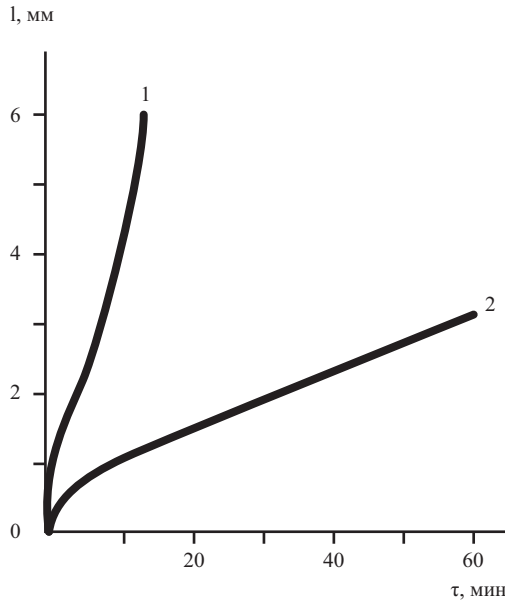


Рис. 8.12. Кривые ползучести замороженной слоистой глины при сдвиге. Поверхность сдвига параллельна (1) и перпендикулярна (2) слоистости; $t = -10^\circ\text{C}$, $\sigma_n = 25 \text{ кг/см}^2$, $\tau_n = 15 \text{ кг/см}^2$

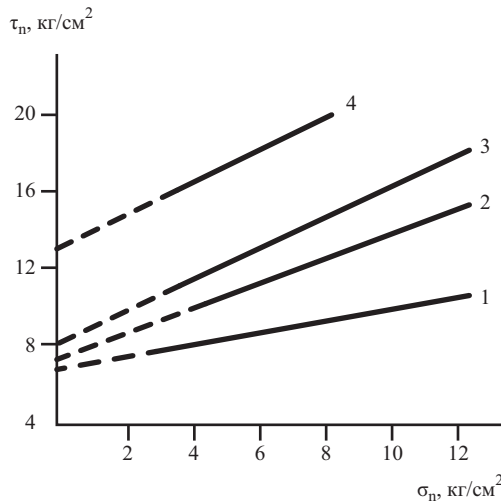


Рис. 8.13. Диаграмма быстрого сдвига мерзлой глины при $t = -2^{\circ}\text{C}$: 1 – массивная криотекстура, $\omega = 29 - 31\%$; 2 – тонкосетчатая криотекстура, $\omega = 39 - 31\%$; 3 – $\omega = 32-34\%$; 4 – лед (по Н.К. Пекарской, 1963)

Так, слоистость, сформировавшаяся в породе до промерзания, сказывается на ее механических свойствах и в мерзлом состоянии. Это наглядно иллюстрируют результаты испытаний на сдвиг слоистой глины после ее замораживания при температуре -40°C , обеспечивающей образование массивной криогенной текстуры. Из сравнения кривых ползучести замороженной глины при сдвиге следует, что в случае, когда плоскость сдвига проходит вдоль слоистости, деформация породы в любой момент времени больше, чем в случае, когда плоскость сдвига перпендикулярна слоям (рис. 8.12). Сравнение кратковременной и длительной прочности глины в мерзлом состоянии при сдвиге при различном направлении поверхности сдвига к слоистости (табл. 8.5) показывает, что независимо от величины нормального давления и времени до разрушения в случае направления поверхности сдвига перпендикулярно слоистости прочность породы оказывается больше, чем в случае, когда поверхность сдвига проходит вдоль слоистости.

Таблица 8.5

Сопротивление сдвигу мерзлой глины ($\text{кг}/\text{см}^2$) при направлении поверхности сдвига перпендикулярно (τ_{\perp}) и параллельно (τ_{\parallel}) слоистости: $t = -10^{\circ}\text{C}$

σ_n , $\text{кг}/\text{см}^2$	Время действия нагрузки											
	2 мин			10 мин			2 часа			24 часа		
	τ_{\perp}	τ_{\parallel}	$\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$	τ_{\perp}	τ_{\parallel}	$\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$	τ_{\perp}	τ_{\parallel}	$\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$	τ_{\perp}	τ_{\parallel}	$\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$
10	23,0	17,0	1,3	14,2	9,3	1,5	12,0	7,5	1,6	12,0	7,5	1,6
25	26,0	17,0	1,5	17,8	15,0	1,2	15,0	9,5	1,6	15,0	9,5	1,6
50	29,0	23,0	1,3	22,4	17,0	1,3	18,0	13,0	1,4	18,0	12,7	1,4

Приведенные данные показывают, что, несмотря на усиление прочности связей между частицами породы в результате цементации ее льдом, анизотропия механических свойств слоистого грунта сохраняется после его перехода в мерзлое состояние.

Отмеченная анизотропия зависит от дисперсности, влажности и температуры мерзлой породы, что можно проследить по данным быстрых испытаний на разрыв слоистых песков и суглинков, замороженных при -40°C и имевших массивную криотекстуру (*табл.* 8.6).

Существенное влияние на механические свойства мерзлых пород оказывает криогенное строение (Пекарская, 1963). Так, в области интенсивных фазовых переходов при близких значениях суммарной влажности мерзлая глина в случае массивной криогенной текстуры характеризуется меньшими величинами сопротивления быстрому сдвигу, сцепления и трения, чем в случае сетчатой текстуры, для которой с ростом толщины ледяных шлиров прочность породы возрастает (*рис.* 8.13). Сравнение результатов испытаний на быстрый сдвиг мерзлой глины массивной и слоистой текстур свидетельствует о меньшей прочности грунта без ледяных шлиров. При этом в образцах глины слоистой текстуры, отличавшихся, кроме того, большей ω , поверхность сдвига была направлена практически перпендикулярно к слоистости. Меньшей прочностью характеризуются образцы мерзлой породы массивной текстуры по сравнению с образцами, содержащими ледяные шлиры, и при длительных испытаниях на сдвиг и одноосное сжатие.

Полученные закономерности могут быть объяснены исходя из оценки прочности льда и связи различных контактов. При высоких температурах и кратковременном действии нагрузки контакты грунтовых частиц между собой и со льдом вследствие наличия незамерзшей воды являются ослабленными участками по сравнению со льдом. Поэтому появление ледяных шлиров и их развитие приводит к упрочнению мерзлой породы (в случаях, когда поверхность разрушения проходит через ледяные включения).

Таблица. 8.6

Временное сопротивление мерзлых грунтов разрыву при направлении усилия перпендикулярно (σ_{\perp}) и параллельно (σ_{\parallel}) слоистости					
Грунт	$t, ^{\circ}\text{C}$	$\omega, \%$	$\sigma_{\perp}, \text{кг/см}^2$	$\sigma_{\parallel}, \text{кг/см}^2$	$\sigma_{\perp}/\sigma_{\parallel}$
Суглинок	-10	15	2,0	11,0	0,18
		18	8,5	18,0	0,47
		21	15,0	25,0	0,60
		24	21,0	30,0	0,70
	-20	15	5,5	18,5	0,30
		18	12,0	29,0	0,41
		21	18,5	39,0	0,47
		24	25,5	40,5	0,63
Песок	-10	10	4,0	13,5	0,30
		12	10,5	19,0	0,55
		15	21,5	26,5	0,81
		18	31,5	32,5	0,97
	-20	10	10,0	21,0	0,48
		12	15,5	25,0	0,62
		15	24,0	29,5	0,81
		18	32,5	39,0	0,98

При понижении температуры соотношение прочности указанных контактов и льда может измениться, о чем могут свидетельствовать результаты испытаний мерзлых грунтов на сжатие в диапазоне температуры от -10 до -55°C , согласно которым при определенных условиях лед становится слабее мерзлой породы (см. *рис.* 8.6). Соотношение прочности льда и контактов между структурными элементами мерзлого грунта зависит от длительности действия нагрузки, так как прочность льда во времени снижается практически до нуля.

От криогенной текстуры мерзлых пород зависит их сжимаемость (Бродская, 1962), которая, как показывают экспериментальные данные, увеличивается с развитием поверхности сопри-

косновения льда с грунтовыми частицами. Поэтому возникновение и рост ледяных шпиров, увеличение их количества и мощности, характеризующих величину шпировой льдистости, приводит к увеличению сжимаемости мерзлых грунтов (см. *табл.* 8.4).

В целом изучению влияния криогенных текстур на механические свойства мерзлых пород посвящено немного работ. З.П. Артемов отмечает, что пределы ползучести мерзлых грунтов слоистой криогенной текстуры оказались зависящими от толщины прослоя льда (до 4 мм влияние льдистости не наблюдается).

Как следует из *табл.* 8.7, эквивалентное сцепление грунтов с сетчатой текстурой выше, чем у образцов с массивной, и зависит от толщины ледяных включений: $C_{\text{экв}} = 1,12 \text{ кг/см}^2$ для массивной текстуры, $C_{\text{экв}} = 1,46$ для сетчатой криогенной текстуры с толщиной шпиров от 0,1 до 0,5 мм и $C_{\text{экв}} = 1,56 \text{ кг/см}^2$ для сетчатой криогенной текстуры с толщиной шпиров до 2 мм.

Таблица 8.7

Результаты испытаний грунтов п-ва Ямал шариковым штампом, C^8

Грунт	$t, ^\circ\text{C}$	$D_{\text{сш}}^{\text{г}}$ %	ω , %	Условия опытов, засоление	$C_{\text{экв}}$	$C_{\text{длит}}$	Кoeffи- циент перехода	Показа- тель точно- сти	Кoeffи- циент вариа- ции	Кол- во опы- тов
Супесь, р. Се-Яха	-3	0,5	33	Морская соль	0,63	0,48	0,73	0,06	0,16	27
		1,0	33	Морская соль	0,24	0,18	0,74	0,12	0,21	15
Супесь, п. Бованен- ково	-3	0,5	35	NaCl	0,69	0,48	0,69	0,28	0,39	10
				CaCl ₂	0,81	0,47	0,58	0,11	0,15	12
				Na ₂ SO ₄	1,79	1,46	0,81	0,32	0,06	6
Суглинок, оз. Тюрин-То	-3	0,5	56	Массивная криотекстура	1,12	0,54	0,48	0,05	0,15	14
				Сетчатая криотекстура, шпирь 0,1–0,5 мм	1,46	0,73	0,5	0,16	0,15	21
Суглинок салехард- ский	-3	0,5	46	Морская соль	0,79	0,39	0,49	0,13	0,26	19
				NaCl	0,83	0,49	0,59	0,04	0,08	18
				CaCl ₂	0,86	0,35	0,41	0,05	0,08	11
				Na ₂ SO ₄	1,26	0,65	0,51	0,05	0,09	14
				$\omega = 0,70$	1,28	0,54	0,42	0,06	0,13	17
				$\omega = 0,35$	1,35	0,87	0,36	0,07	0,16	18
Суглинок, оз. Тибей-то	-3	0,5	37	Всестороннее промора- живание при -4°C	0,62	0,39	0,62	0,06	0,12	15
				То же при -15°C	0,91	0,56	0,61	0,05	0,11	15
				Одностороннее промора- живание при -4°C	1,09	0,64	0,59	0,21	0,20	24

4. Зависимость механических свойств мерзлых грунтов от их температуры

Изменение деформационных свойств мерзлых грунтов в зависимости от температуры можно проследить по модулям упругости и общей деформации, кривым ползучести, коэффициентам вязкости, компрессионным кривым.

Модуль упругости мерзлых грунтов зависит от температуры t , увеличиваясь с ее понижением (см. *рис.* 8.1), что характеризует рост сопротивления этих грунтов действию нагрузки в области упругих деформаций. При этом с ростом дисперсности влияние t снижается.

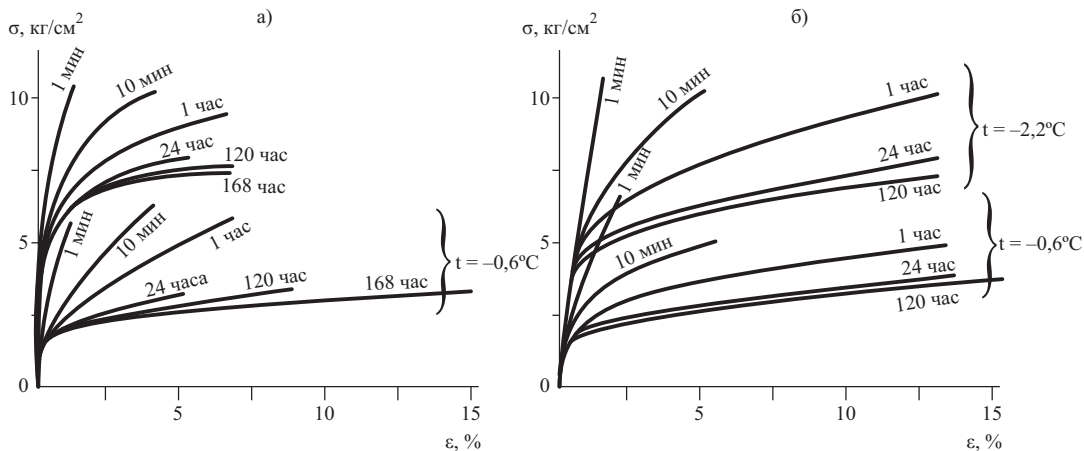


Рис. 8.14. Зависимость общей деформации мерзлых пород ε от нагрузки σ в различные моменты времени. Одноосное сжатие: а – песок, б – суглинок

Аналогичное влияние температуры на сопротивление мерзлых пород в области пластических деформаций показывает сравнение кривых зависимости общей деформации ε от нагрузки σ в различные моменты времени при различных температурах (рис. 8.14, а, б и рис. 8.15, а, б).

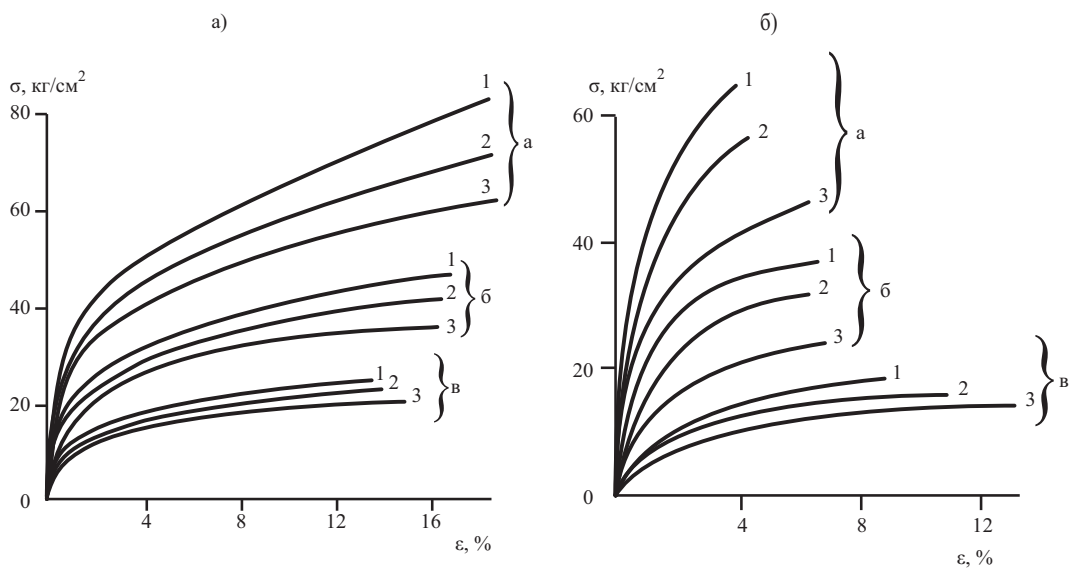


Рис. 8.15. Зависимость общей деформации мерзлых пород ε от нагрузки σ в различные моменты времени: 1 – 1 час; 2 – 3 часа; 3 – 12 часов. Одноосное сжатие: а – супесь; б – глина; а – при $t = -20^\circ\text{C}$; б – при $t = -10^\circ\text{C}$; в – при $t = -5^\circ\text{C}$

Приведенные данные показывают, что модуль общей деформации E_0 , являющийся переменной величиной и зависящий от времени τ и действующего напряжения σ , при понижении температуры возрастает, то есть сопротивление мерзлых грунтов и в области пластических деформаций с понижением температуры усиливается.

Об этом свидетельствует и сравнение при различных температурах кривых ползучести мерзлых пород (рис. 8.16) и коэффициентов вязкости η этих пород, характеризующих сопротивление в стадии установившегося течения (рис. 8.17).

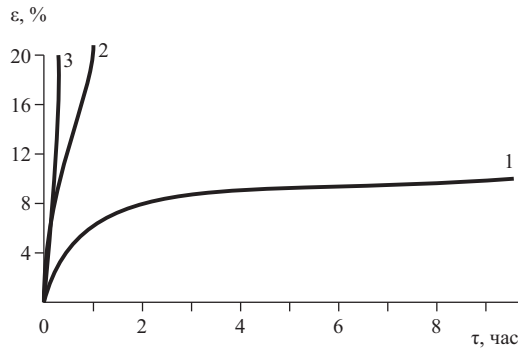


Рис. 8.16. Кривые ползучести мерзлой супеси при температурах: 1 – -20°C , 2 – -10°C , 3 – -5°C . Одноосное сжатие

По С.С. Вялову зависимость между напряжением σ и деформацией E для мерзлых пород может быть описана выражением:

$$\sigma = A(\tau)E^m. \quad (8.1.2)$$

Влияние температуры t на величину E проявляется через параметр A , зависимость которого от времени описывается уравнением $A(\tau) = \chi\tau^{-\lambda}$. Параметр λ практически не зависит от t . Зависимость же χ от t по С.Э. Городецкому (1962) в отдельных диапазонах t может быть представлена в виде:

$$\chi(t) = \omega(t + 1)^k. \quad (8.1.3)$$

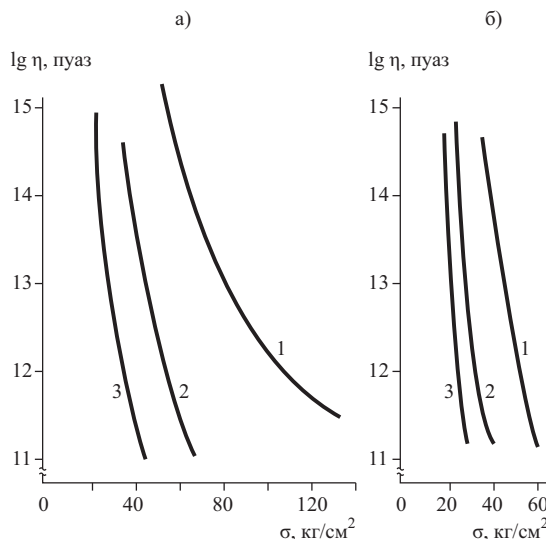


Рис. 8.17. Коэффициент вязкости мерзлой супеси при температуре: 1 – -20°C ; 2 – -10°C ; 3 – -5° . Одноосное сжатие: а – супесь; б – суглинок

Через модуль общей деформации $E_0 = \sigma/E$ коэффициент A может быть выражен зависимостью:

$$A(\tau) = E(\tau)E^{1-m} = E^m(t)\sigma^{1-m}. \quad (8.1.4)$$

Понижение температуры дает такой же эффект, как и снижение дисперсности, – повышение сопротивления мерзлых грунтов действию нагрузок. Оба указанных показателя связаны с фазовым составом воды в мерзлых породах. Однако при понижении температуры происходит не только изменение количественного соотношения льда и незамерзшей воды, но и другие процессы.

Как известно, при охлаждении дисперсных горных пород при переходе через 0°C происходит увеличение их прочности, что связано с переходом воды в лед. Дальнейшее понижение температуры до -20°C , по многочисленным экспериментальным данным, характеризуется ростом прочности, независимо от гранулометрического состава (рис. 8.18, 8.19), что отражается уравнениями вида:

$$\sigma = A + Bt + Ct^n, \quad \sigma = A + Bt^n. \quad (8.1.5)$$

Рост прочности мерзлых грунтов, как и зависимость их деформационных свойств от температуры, обусловлен увеличением прочности льда и вязкости незамерзшей воды, кристаллизацией воды и связанными с ней структурными преобразованиями (в том числе обезвоживанием агрегатов, процессами коагуляции, миграции влаги и частиц скелета). Ослабление зависимости сопротивления мерзлых грунтов от температуры t при ее понижении связано с характером влияния t на механические свойства льда и незамерзшей воды.

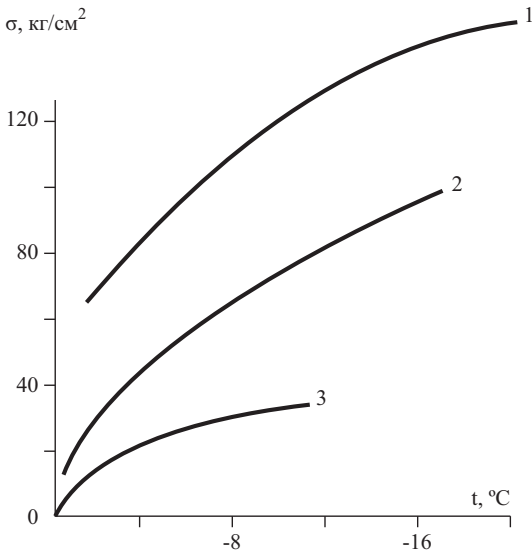


Рис. 8.18. Зависимость временного сопротивления сжатию мерзлых пород от температуры: 1 – песок, $\omega = 16\text{--}17\%$; 2 – супесь, $\omega = 11\text{--}12\%$; 3 – глина, $\omega = 52\text{--}61\%$ (по Н.А. Цытовичу, 1958)

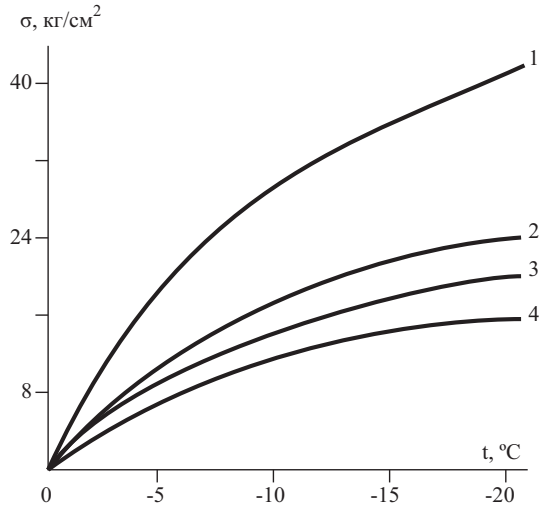


Рис. 8.19. Зависимость сил сцепления мерзлой супеси (C) от температуры (t) при различном времени действия нагрузки: 1 – 10 сек, 2 – 10 мин, 3 – 1 час, 4 – 24 часа

Исследования в области низких отрицательных температур (до -60°C) показывают, что ниже -20°C плавный рост прочности σ с затухающей интенсивностью наблюдается для мерзлого песка (см. *рис.* 8.8). Для мерзлых глинистых грунтов (супесь, суглинок, глина) при температуре ниже $-20^{\circ}\text{C} \dots -30^{\circ}\text{C}$ происходит более интенсивный рост σ , чем в области от -10°C до -20°C (кривая $\sigma-t$ имеет точку перегиба) (*рис.* 8.8). Это можно связывать с замерзанием воды в более тонких порах (например, в агрегатах, которые в песке отсутствуют), вызывающим структурные преобразования – это совпадает с результатами исследований температурных деформаций мерзлых грунтов при их охлаждении в диапазоне низких температур. Для мерзлого глинистого грунта деформации сокращения при понижении их температуры развиваются лишь до -20°C , в диапазоне от -20°C до -60°C наблюдается расширение. Для мерзлого песка вплоть до -60°C происходит развитие деформаций сокращения.

При длительном действии нагрузки зависимость прочности мерзлых грунтов от температуры ослабевает (*рис.* 8.19), что связано с реологическими свойствами льда.

По С.С. Вялову снижение прочности мерзлых пород во времени может быть описано выражением вида:

$$\sigma(\tau) = \frac{\beta}{\ln \frac{t+1}{B}}. \quad (8.1.6)$$

Зависимость кратковременной и длительной прочности мерзлой породы от температуры t в диапазоне до -20°C выражается через параметр β в виде:

$$\beta = \omega(t+1)^{\alpha}. \quad (8.1.7)$$

§ 2. Прогноз прочности и деформируемости мерзлых грунтов

Механические свойства мерзлых грунтов характеризуются их сопротивлением действию механических нагрузок и разделяются на деформационные и прочностные свойства. Деформационные свойства характеризуют способность мерзлых грунтов сопротивляться развитию деформаций, а прочностные – их разрушению. Механические свойства мерзлых грунтов следует рассматривать с учетом реологических процессов, т.е. с учетом протекания во времени деформаций ползучести, снижения во времени прочности и релаксации напряжений.

Прочностью мерзлых грунтов называют их способность сопротивляться разрушению от действия внешних нагрузок. Под разрушением понимают для твердо-мерзлых грунтов потерю сплошности, а для пластично-мерзлых грунтов – достижение больших деформаций, искажающих форму образцов или равных заданным предельным значениям.

Снижение прочности с увеличением времени воздействия нагрузки характеризуется зависимостью между напряжением и временем, через которое произошло разрушение или достигнута предельная деформация. Графически эта зависимость отображается кривой длительной прочности, которая строится в координатах: разрушающее напряжение R – время t , через которое происходит разрушение или достигается предельная величина деформации (*рис.* 8.20). **Длительной прочностью** $R(t)$ называют напряжение, вызывающее разрушение за заданный промежуток времени t , а предельно-длительной прочностью R_{∞} – наибольшее напряжение, при котором не наступает разрушение.

Кривую длительной прочности мерзлых грунтов можно аппроксимировать уравнением, полученным С.С. Вяловым и описывающим изменение прочности мерзлых грунтов во времени:

$$R(t) = \frac{\beta}{\ln \frac{t+1}{B}}, \quad (8.2.1)$$

где $R(t)$ – прочность грунта в данный момент времени t , МПа; b , МПа, и B – опытные параметры (B , 1 и t должны иметь одинаковую размерность: минуты, часы и т.д.).

Ползучестью мерзлых грунтов называется развитие деформаций во времени даже при постоянной нагрузке. Процесс ползучести отображается графиками, представленными в координатах: деформация e – время t , называемыми кривыми ползучести (рис. 8.21).

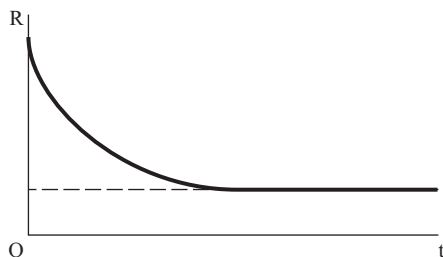


Рис. 8.20. Кривая длительной прочности мерзлого грунта

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 включает в себя три стадии (рис. 8.21, а):

- 1) неустановившейся (затухающей) ползучести с уменьшающейся скоростью деформирования (участок АВ);
- 2) установившейся ползучести (пластично-вязкого течения) с примерно постоянной скоростью деформирования (участок БВ);
- 3) прогрессирующего течения с возрастающей скоростью деформирования, всегда заканчивающегося разрушением (участок ВГ).

Если напряжения ниже величины предельно длительной прочности, то процесс развития деформации во времени носит затухающий характер с уменьшающейся скоростью деформирования (рис. 8.21, б).

Для прогноза затухающей ползучести используют различные зависимости деформации e от напряжения s и времени воздействия нагрузки t . Наиболее достоверно процесс ползучести мерзлых пород описывает степенная зависимость (6.1), полученная С.С. Вяловым на основе теории старения:

$$\sigma = A(t) \cdot \varepsilon^m, \quad (8.2.2)$$

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).

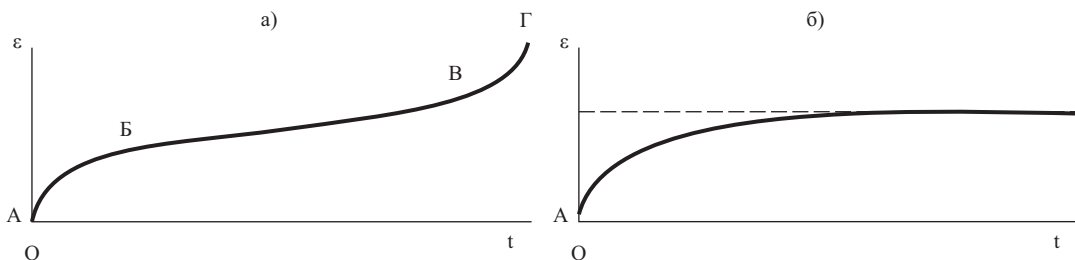


Рис. 8.21. Кривые ползучести мерзлых грунтов: а – незатухающей, б – затухающей

Параметр $A(t)$ уравнения (8.2.2) определяется как:

$$A(t) = \xi \cdot t^{-a}, \quad (8.2.3)$$

где ξ и a – эмпирические коэффициенты.

Подстановка выражения (8.2.3) в уравнение (8.2.2) дает степенную зависимость для вычисления деформации ε :

$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{\xi} \cdot t^a \right)^{1/m}. \quad (8.2.4)$$

Прогноз изменения прочности мерзлых грунтов во времени

По результатам испытания серии образцов мерзлых грунтов разрушающими нагрузками строится семейство кривых незатухающей ползучести (**рис. 8.22, а**). На каждой кривой определяется величина деформации перехода к прогрессирующему течению и соответствующее этой величине время разрушения $t_{p,i}$. По полученным данным строится график в координатах $\sigma_i - t_{p,i}$, являющийся кривой длительной прочности (**рис. 8.22, б**).

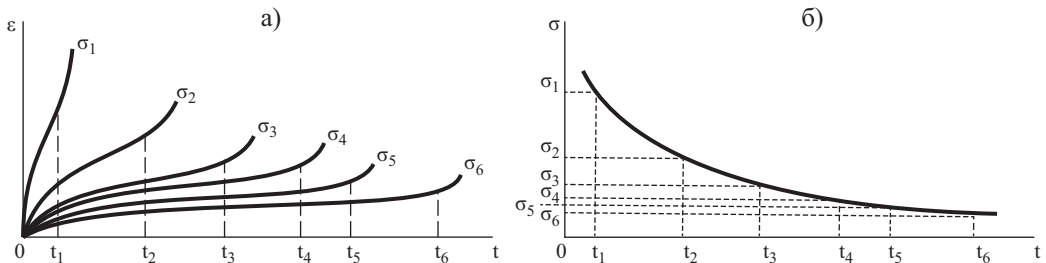


Рис. 8.22. Перестройка кривых ползучести (а) в кривую длительной прочности (б)

Для прогнозирования изменения прочности во времени необходимо по кривой длительной прочности определить параметры уравнения длительной прочности (8.2.1). Параметры этого уравнения β и B , зависящие от состава, структуры и температуры мерзлого грунта, определяются путем приведения его к линейной форме:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{\beta} \cdot \ln(t+1) - \frac{1}{\beta} \cdot \ln B. \quad (8.2.5)$$

Опытные точки кривой длительной прочности перестраивают в координатах $x = \ln(t+1)$ и $y = 1/R$ (**рис. 8.23**). Угол наклона a полученной прямой к оси абсцисс определяет значение параметра b : $\operatorname{tg} a = 1/b$, а отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат, дает величину $D = -(1/\beta) \times \ln B$, 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.

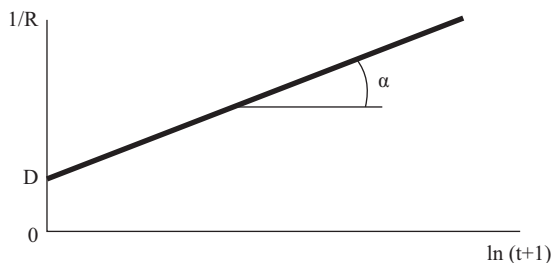


Рис. 8.23. Определение параметров уравнения длительной прочности

Определение параметров уравнения длительной прочности и расчет длительной прочности на срок службы сооружения (Пример 31)

В результате испытания на одноосное сжатие образцов мерзлой келловейской супеси с влажностью 27% и плотностью 1,81 г/см³ при температуре -5°C получены величины прочности при различном времени до разрушения (табл. 8.8).

Таблица 8.8

Результаты испытания образцов мерзлой келловейской супеси на одноосное сжатие	
Время до разрушения, <i>t</i> , мин	Нагрузка на образец, <i>R</i> , МПа
10	4,28
30	3,61
60	3,28
120	3,01
240	2,78
480	2,59
1440	2,33

Аппроксимация линейной функцией опытных точек на графике (рис. 8.24) дает уравнение прямой $y = 0,1393 + 0,04 \times x$ или, согласно уравнению (8.2.5):

$$\frac{1}{R} = 0,04 \cdot \ln(t + 1) + 0,1393.$$

Отсюда тангенс угла наклона прямой к оси $x = \ln(t + 1)$ равен: $\text{tg} \alpha = 1/\beta = 0,04$, и параметр $\beta = 25$ МПа. Величина, отсекаемая прямой на оси ординат, дает величину $D = -(1/\beta) \times \ln B = 0,1393$, откуда параметр $B = e^{-D\beta} = \exp(-0,1393 \times 25) = 0,0307$ мин. Подстановка числовых величин параметров β и B в уравнение (8.2.1):

$$R(t) = \frac{25}{\ln \frac{t + 1}{0,0307}}$$

позволяет определить длительную прочность на любой период времени.

Таким образом, величина прочности на срок службы сооружения, равный 50 годам (26 280 000 минут), равен 1,22 МПа.

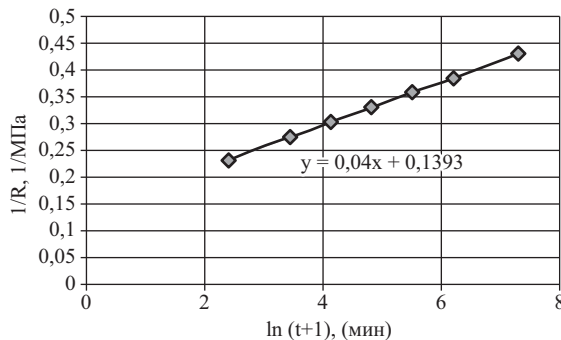


Рис. 8.24. Построение графика зависимости $1/R$ от $\ln(t + 1)$

Прогноз длительных деформаций мерзлых грунтов

Определение опытным путем коэффициентов m , ξ , a и аппроксимация с помощью зависимости (8.2.4) 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 (8.2.2) проводят испытания образцов мерзлого грунта (с необходимым повтором) при не менее пяти различных нагрузках, не превышающих значение предельно длительной прочности. По результатам испытаний строят семейство кривых ползучести (рис. 8.25, а). Для проверки применимости уравнения (8.2.2) и определения значения коэффициента m кривые ползучести сначала перестраивают в изохронные кривые (рис. 8.25, б), показывающие связь между напряжениями и деформацией в различные моменты времени, а затем последние перестраиваются в координатах $\ln s - \ln e$ (рис. 8.26).

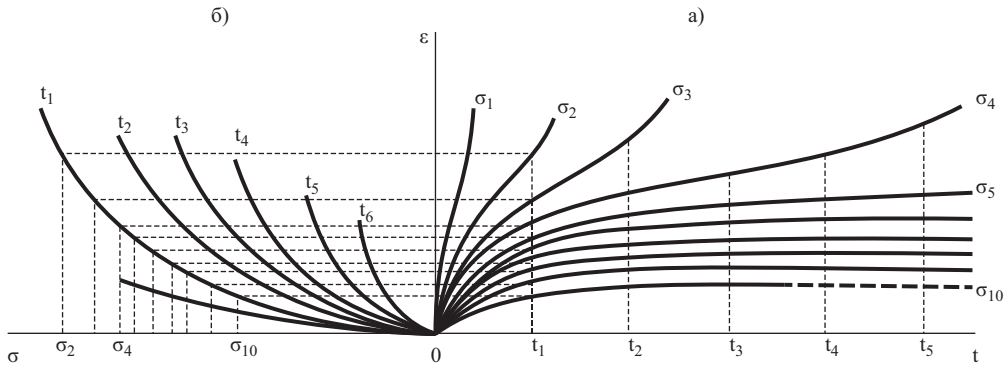


Рис. 8.25. Кривые ползучести (а) и изохронные кривые (б) мерзлого грунта

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. 8.26, а);
- 3) изохронные кривые спрямляются, но прямые не параллельны друг другу (рис. 8.26, б);
- 4) изохронные кривые спрямляются, но образуют ломаные (рис. 8.26, в).

Если изохронные кривые не спрямляются в логарифмических координатах, то уравнения (8.2.2) и (8.2.4) не применимы для аппроксимации кривых ползучести и прогноза длительных деформаций и следует подбирать другие зависимости, описанные в научной литературе.

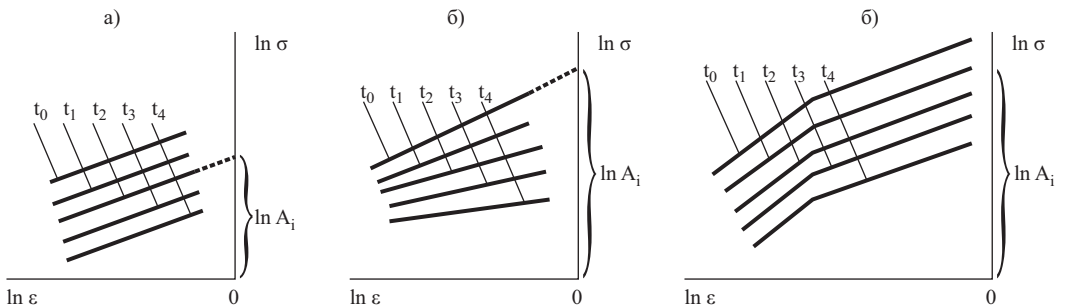


Рис. 8.26. Зависимость между напряжениями и деформациями мерзлого грунта при различном времени воздействия нагрузки (изохронные кривые) в логарифмических координатах

Если изохронные кривые спрямляются в логарифмических координатах и полученные прямые взаимно параллельны, то уравнение (8.2.2) справедливо для описания кривых ползучести и полученные в логарифмических координатах прямые описываются линейным уравнением:

$$\ln \sigma = \ln (A(t)) + m \cdot \ln \varepsilon \tag{8.2.6}$$

В этом случае параметры m_i для каждой прямой определяются как тангенсы угла наклона прямых к оси $\ln \varepsilon$, а расчетное значение коэффициента упрочнения m равно среднему арифметическому из m_i :

$$m = \frac{\sum_{i=1}^n m_i}{n}, \tag{8.2.7}$$

где n – количество полученных значений параметров m_i для различных моментов времени t .

Точки пересечения прямых на **рис. 8.26** с осью $\ln s$ позволяют определить величины $A(t)$ из соотношений $\ln s_i = \ln A_i$, откуда $A_i = e^{\ln s_i}$.

Для проверки справедливости уравнения (8.2.4) и определения коэффициентов x и a оно преобразуется к виду:

$$\frac{\varepsilon^m}{\sigma} = \frac{1}{\xi} \cdot t^\alpha, \tag{8.2.8}$$

а затем логарифмируется, что приводит его к линейному виду:

$$\ln\left(\frac{\varepsilon^m}{\sigma}\right) = \ln\left(\frac{1}{\xi}\right) + \alpha \cdot \ln t. \tag{8.2.9}$$

Затем строятся графики в координатах $\varepsilon^m/s - t$ и $\ln(\varepsilon^m/s) - \ln t$ (**рис. 8.27, а, б**). Если на первом графике (**рис. 8.27, а**) опытные точки ложатся на плавную кривую и она спрямляется в логарифмических координатах (**рис. 8.27, б**), то уравнение (8.2.4) справедливо. Параметр a определяется как тангенс угла наклона полученной прямой к оси $\ln t$, а отрезок D , отсекаемый этой прямой на оси $\ln(\varepsilon^m/s)$, равен величине $\ln(1/\xi)$. Откуда параметр $\xi = 1/e^D$.

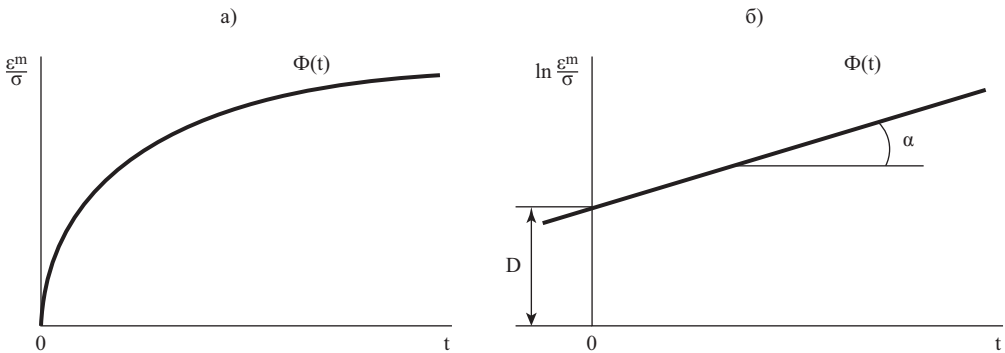


Рис. 8.27. Функция времени $\Phi(t)$: а – в обычных координатах, б – в логарифмических координатах

Если все изохронные кривые спрямляются в логарифмических координатах, но прямые для различных моментов времени не параллельны, то вместо уравнений (8.2.2) и (8.2.4) справедливы уравнения:

$$\sigma = A(t) \cdot \varepsilon^{m(t)} \text{ и } \varepsilon = \left(\frac{\sigma}{\xi} t^a \right)^{1/m(t)} \quad (8.2.10)$$

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 a определяют из графика $\ln(e^{m(t)}/s) - \ln t$.

Если спрямленные изохронные кривые представляют собой ломаные, то значения параметров уравнения (8.2.4) определяют для каждого из участков ломаных отдельно.

Определение параметров уравнения ползучести и прогноз деформации на срок службы сооружения (Пример 32)

В результате испытания на одноосное сжатие образцов мерзлой супеси (г. Якутск) с влажностью 31% и плотностью 1,72 г/см³ при температуре -3°C получены величины относительной деформации при различных нагрузках на разные моменты времени (*табл.* 8.9) и построены кривые ползучести (*рис.* 8.28).

Таблица 8.9

Результаты испытания образцов мерзлой супеси на ползучесть при одноосном сжатии

Время, t , мин	Деформация (д.е.) при нагрузке (МПа)				
	0,025	0,050	0,075	0,10	0,125
0	0	0	0	0	0
1	0,0110	0,0220	0,0335	0,0450	0,0565
5	0,0125	0,0260	0,0390	0,0525	0,0655
15	0,0140	0,0285	0,0430	0,0580	0,0725
30	0,0150	0,0305	0,0460	0,0615	0,0770
60	0,0160	0,0325	0,0490	0,0655	0,0825
120	0,0165	0,0340	0,0520	0,0700	0,0885
240	0,0170	0,0350	0,0535	0,0725	0,0915
360	0,0175	0,0360	0,0545	0,0740	0,0930
1440	0,0185	0,0380	0,0580	0,0785	0,0990
2880	0,0190	0,0395	0,0600	0,0810	0,1025

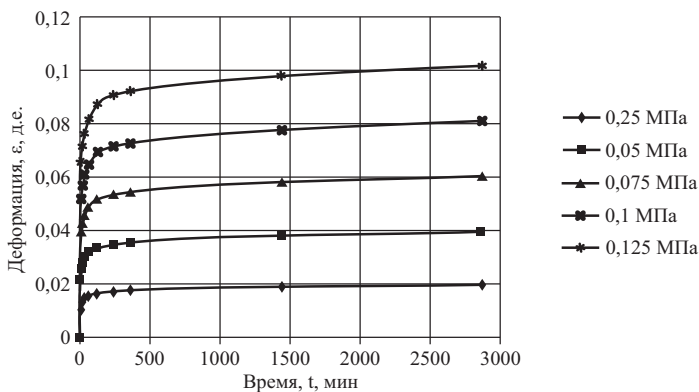


Рис. 8.28. Кривые ползучести мерзлой супеси (г. Якутск) при одноосном сжатии. Температура -3°C

Определить параметры уравнения ползучести и рассчитать деформацию при экспериментальных нагрузках через 50 лет.

Решение.

На первом этапе проводится проверка применимости уравнения (8.2.2) для описания экспериментальных кривых ползучести и определение параметра m . Семейство кривых ползучести (рис. 8.28) перестраивается в семейство изохронных кривых (рис. 8.29) и строится график в координатах $\ln s - \ln \epsilon$ (рис. 8.30).

Экспериментальные точки на логарифмическом графике (рис. 8.30) ложатся на параллельные прямые для всех моментов времени, что подтверждает применимость формулы (8.2.2) для описания данных кривых ползучести. Уравнения прямых для каждого момента времени, полученные путем аппроксимации опытных точек линейной функцией, показаны на рисунке. В соответствии с формулой (8.2.6) тангенс угла наклона каждой прямой к оси абсцисс (коэффициент при x) равен параметру m в уравнении (8.2.2) для соответствующего момента времени. Среднее арифметическое из m_i для всех полученных прямых, равное 1,0104, является искомым параметром m в уравнении (8.2.4).

На втором этапе решения задачи проводится проверка применимости уравнения (8.2.4) для описания экспериментальных кривых ползучести и определение коэффициентов ζ и a при известной величине параметра m . График в координатах $e^{m/s} - t$ (рис. 8.31) для всех экспериментальных данных, построенный в соответствии с уравнением (8.2.8), показывает, что опытные точки неточно описываются единой степенной функцией.

Деформация, ϵ , д.е.

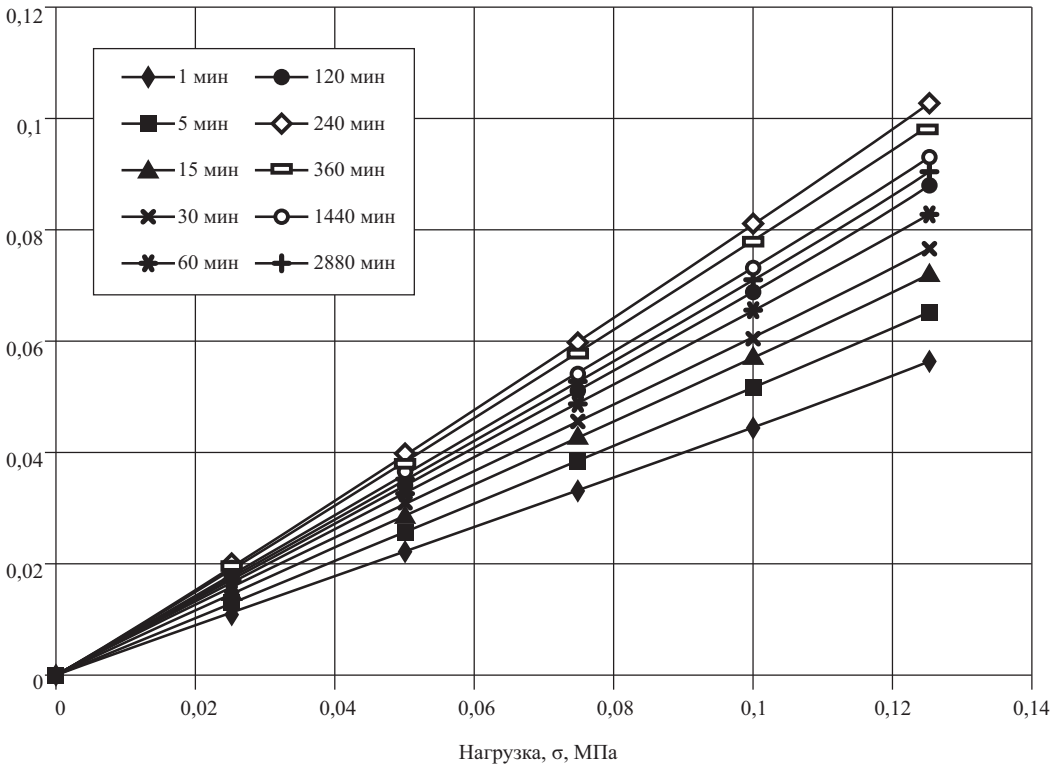


Рис. 8.29. Изохронные кривые

Перестроение последнего графика в соответствии с уравнением (8.2.9) в координатах $\ln(\epsilon^m/s) - \ln t$ (рис. 8.32) показывает, что экспериментальные точки описываются не единой прямой, а ломаной с точкой излома около 120 мин. Это соответствует тому, что опытные точки на рис. 8.31 описываются двумя степенными функциями в периоды времени меньше и больше 120 мин. Таким образом, параметры ζ и a различны для двух указанных временных отрезков, и кривые ползучести в разные периоды времени описываются не одним, а двумя уравнениями (8.2.4) с разными величинами параметров ζ и a .

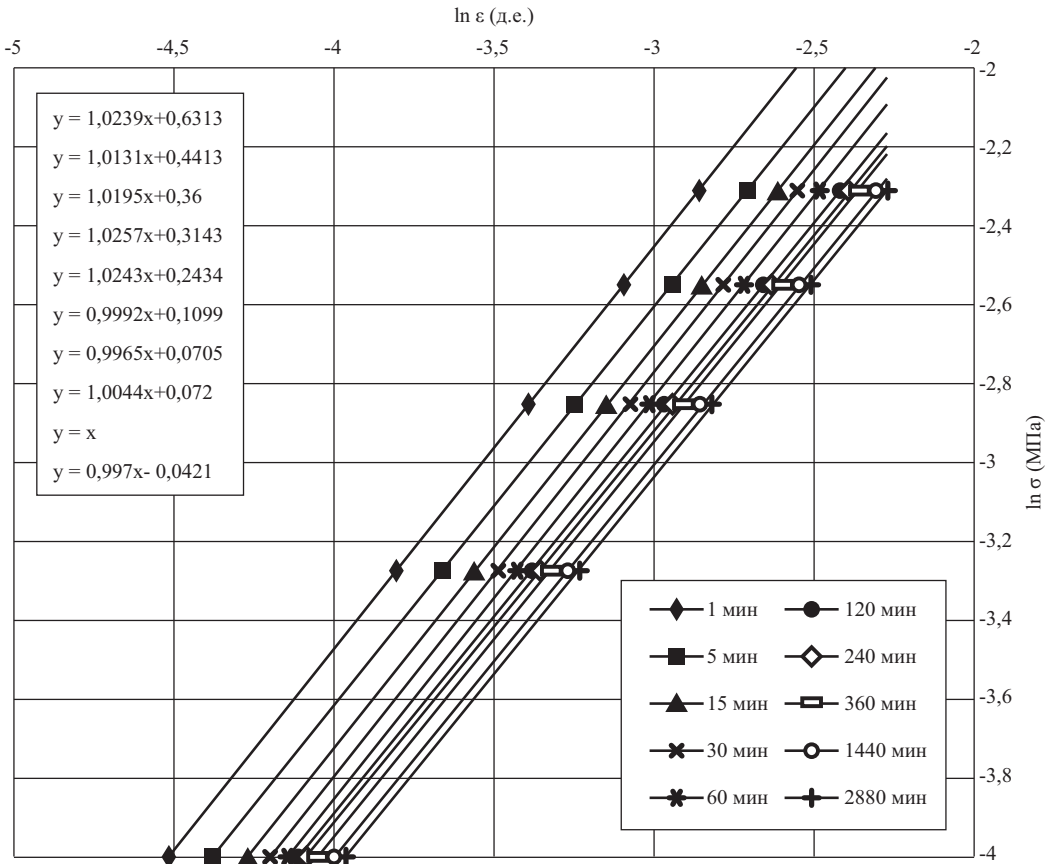


Рис. 8.30. Определение параметра m

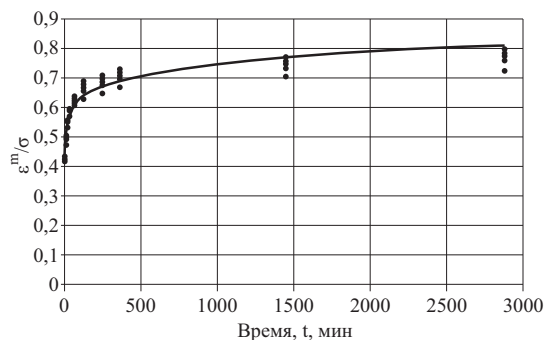


Рис. 8.31. Построение функции времени

Параметр a , определяемый как тангенс угла наклона полученной прямой к оси $\ln t$, равен:

- для времени меньше 120 мин – $a = 0,0936$;
- для времени больше 120 мин – $a = 0,0459$.

Параметр x , определяемый как обратная величина результата потенцирования отрезка D, отсекаемого прямой на оси $\ln(e^m/s)$ (рис. 8.32), т.е. $\zeta = 1/e^D$, равен:

- для времени меньше 120 мин – $\zeta = 2,328$;
- для времени больше 120 мин – $\zeta = 1,868$.

Таким образом, уравнение (8.2.4) в числовом выражении имеет вид:

- для времени меньше 120 мин:

$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{2,328} \cdot t^{0,0936} \right)^{1/1,0104}, \quad (8.2.11)$$

- для времени больше 120 мин:

$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{1,868} \cdot t^{0,0459} \right)^{1/1,0104}. \quad (8.2.12)$$

Окончательная проверка применимости уравнения (8.2.4) для описания кривых ползучести проводится путем сопоставления кривых, рассчитанных по уравнениям (8.2.11) и (8.2.12), с экспериментальными кривыми ползучести (рис. 8.33). Это сопоставление показывает сходимость экспериментальных и расчетных кривых ползучести.

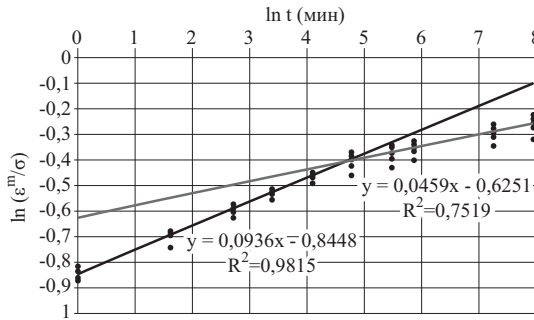


Рис. 8.32. Определение параметров ζ и a

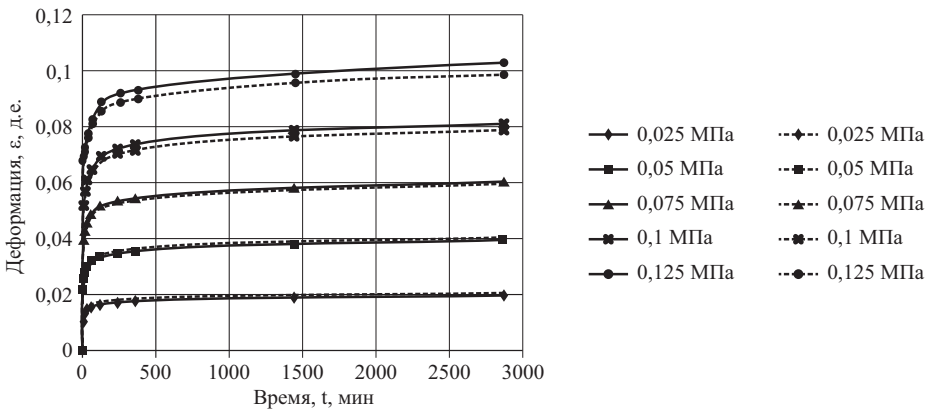


Рис. 8.33. Сопоставление экспериментальных и расчетных кривых ползучести. Сплошные линии – экспериментальные кривые, пунктирные линии – расчетные кривые

Прогноз изменения деформации на время, превышающее длительность экспериментов, следует проводить по уравнению (8.2.12). Величины деформации мерзлой супеси при экспериментальных нагрузках через 50 лет приведены в *табл. 8.10*.

<i>Таблица 8.10</i>	
Расчетные деформации мерзлой супеси через 50 лет	
Нагрузка, σ, МПа	Деформация, ϵ, д.е.
0,025	0,0304
0,05	0,0604
0,075	0,0902
0,1	0,1199
0,125	0,1495

§ 3. Прогноз тепловых осадок грунтов при оттаивании

При строительстве важно учесть, будут ли существующие многолетнемерзлые толщи оттаивать или будет возникать новообразование мерзлых толщ в пределах таликов, так как в этих случаях происходят изменения мерзлотных и инженерно-геологических условий. Для прогноза этих процессов необходимо знать состав, влажность, криогенные текстуры мерзлых пород, их теплофизические характеристики, возможность и вероятность их оттаивания, характер мерзлотно-геологических процессов.

При выполнении мерзлотного прогноза целесообразно выделять три основных типа содержания льда в породе: 1) повторно-жильные льды; 2) шлировые криогенные текстуры и 3) массивные криогенные текстуры.

При наличии ледяных жил процесс оттаивания многолетнемерзлых толщ идет медленно в силу больших фазовых переходов за счет оттаивания льда. Это видно в обнажениях с повторно-жильными льдами (см. гл. X, фото 10.3, 10.4) где оттаивание идет неравномерно – над жилами медленнее, над вмещающими породами – быстрее. При оттаивании сингенетических толщ подобного типа отмечаются большие тепловые осадки, достигающие 30–50% и более от мощности оттаивающей толщи. В зависимости от состава пород в результате вытаивания повторно-жильных льдов образуются аласы (на равнинных участках) или байджеяхи (на склонах – см. гл. X, фото 10.14). Общая глубина тепловой осадки будет определяться глубиной чаши оттаивания с учетом средневзвешенной льдистости оттаивающей толщи.

При оттаивании сингенетических толщ со слоистой и слоисто-сетчатой криогенной текстурой осадки также могут достигать больших величин 10–20% и больше от общей мощности оттаивающих пород, а с массивной – менее 10%.

Тепловые осадки при оттаивании эпигенетических мерзлых толщ, так же как и сингенетических, определяются льдистостью и особенностями криогенного строения пород. Эпигенетические толщи характерны для дочетвертичных отложений. Криогенные текстуры эпигенетических мерзлых толщ характеризуются разнообразием и зависят от состава и генезиса отложений, от их влажности и режима подземных вод, а также от условий промерзания.

В долинах рек, сложенных рыхлыми четвертичными отложениями, в различных широтных зонах различная льдистость. В первых двух мерзлотно-температурных зонах мощности многолетнемерзлых толщ обычно формируются в пределах от нескольких метров до 100–150 м. Их льдистость формируется в зависимости от состава пород и условий дренирования.

В песчано-галечных отложениях при наличии водоносных горизонтов отмечается массивная, массивно-поровая, иногда базальная криогенные текстуры. Прослойки и линзы льда встречаются редко и связаны с инъекционным льдом. Тепловая осадка в этом случае не выходит за пределы 3–4 см/м. Когда в песчано-гравийных отложениях встречаются супесчаные и суглинистые линзы и прослойки, представляющие собой фациальные изменения аллювиальных отложений, криогенные текстуры в них могут быть слоистые, линзовидные, порфирировидные. Осадки при оттаивании этих линз могут достигать величин около 10–12 и более см/м. В песчано-галечном аллювии льдистость незначительна и тепловые осадки при оттаивании их, как правило, не наблюдаются.

В отложениях пойменной, русловой и старичной фаций, представленных супесчано-суглинистыми отложениями, встречаются линзовидные, слоистые, решетчатые или ячеистые и сетчатые криогенные текстуры. Для определения тепловой осадки необходимо иметь данные о влажности и льдистости мерзлых пород по фациям. Необходимо иметь в виду, что в первых двух мерзлотно-температурных зонах максимальная льдистость эпигенетически промерзших отложений приурочена к верхним 10–20 м. Глубже льдистость, как правило, уменьшается. Поэтому при составлении прогноза тепловых осадков необходимо учитывать размеры чаши (ореолов) оттаивания под сооружением. Тепловые осадки могут сопровождаться развитием криогенных процессов (оползни, сплывы, термокарст, заболачивание и др.), оказывающих большое влияние на устойчивость сооружений.

Расчет величины тепловой осадки при оттаивании многолетнемерзлых пород (Пример 33)

Определить возможную величину тепловой осадки грунтов, например в основании автодороги, проектируемой в области распространения многолетнемерзлых толщ. Исходные данные: отложения до глубины 18–20 м представлены суглинками IaQ_{IV}, которые в слое сезонного оттаивания имеют: $\gamma_{ск} = 1100 \text{ кг/м}^3$; $\gamma_{уд} = 2,7 \text{ г/см}^3$; $\omega = 38\%$; $\lambda_T = 1,16$; $\lambda_M = 1,51 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$, $C_{уд} = 0,22 \text{ Вт}\cdot\text{ч/кг}\cdot\text{К}$.

Данные о количестве незамерзшей воды в мерзлом суглинке приведены на **рис. 8.34**.

В многолетнемерзлом состоянии эти суглинки характеризуются: $\gamma_{ск} = 1000 \text{ кг/м}^3$; $\gamma_{уд} = 2,7 \text{ г/см}^3$; суммарная влажность (ω) составляет 57%; влажность минеральных прослоек ($\omega_{мин}$) равна 33%; $\lambda_T = 1,04 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

Криогенная текстура мерзлых суглинков тонкошлифовая, слоистая.

Климатические условия района определяются следующими данными: $t_B = -8,2^\circ\text{C}$; $A_B = 23^\circ\text{C}$; $z_{сн} = 0,5 \text{ м}$; $\rho_{сн} = 0,19 \text{ г/см}^3$.

В естественных условиях $t_{п}$ за счет растительного покрова повышается на $0,3^\circ\text{C}$, а $A_{п}$ сокращается на $1,5^\circ\text{C}$.

На полотне дороги снег счищается, в летнее время максимальная среднемесячная температура на ее поверхности ($t_{д,макс}$) на 8°C выше соответствующей температуры воздуха ($t_{в,макс}$) в зимнее – минимальная среднемесячная температура на полотне практически равна соответствующей температуре воздуха ($t_{д,мин} = t_{в,мин}$).

Решение.

Порядок решения должен быть следующим. Сначала необходимо определить температурный режим на поверхности почвы и глубину сезонного протаивания в естественных условиях. Затем рассчитывается, каким будет температурный режим на полотне дороги, на сколько увеличится глубина сезонного оттаивания. Для отложений, залегающих на глубине, определяемой разностью между глубиной оттаивания в естественных условиях и под полотном дороги, определяется величина тепловой осадки.

1. Определяем $t_{п}$ в естественных условиях. Отопляющее влияние снега находим по (5.3.1): $\Delta t_{сн} \approx 6,4^\circ\text{C}$. Затем находим $t_{п}$ и $A_{п}$ с учетом влияния снежного и растительного покровов:

$$t_{\Pi} = -8,2 + 0,3 + 6,4 = -1,5^{\circ}\text{C},$$

$$A_{\Pi} = 23 - 6,4 - 1,5 = 15,1^{\circ}\text{C},$$

$$t_{\Pi, \text{зим}} = \frac{t_{\text{МИН}}}{2} = \frac{-16,6}{2} = -8,3^{\circ}\text{C}.$$

2. Рассчитаем $C_{\text{об,т}}$ и Q_{ϕ} по (4. 1. 7) и (4. 1. 8):

$$C_{\text{об,т}} = 0,22 \cdot 1100 + 1,16 \frac{38 \cdot 1100}{100} = 727 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3\text{К}.$$

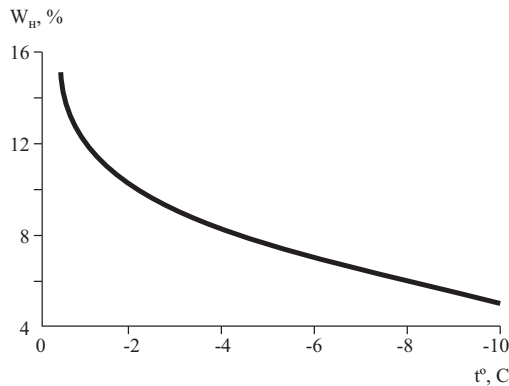


Рис. 8.34. График зависимости $\omega_{\text{н}}$ в суглинке от температуры

При расчете Q_{ϕ} учитываем $\omega_{\text{н}}$, полагая, что среднезимняя температура в слое протаивания близка к $\frac{1}{2}t_{\text{МИН}} = -8,3^{\circ}\text{C}$, при которой количество $\omega_{\text{н}}$ в среднем по слою составит $\sim 6\%$ (см. *рис.* 8.34).

$$Q_{\phi} = 92,8 \frac{(38 - 6) \cdot 1100}{100} = 32666 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3.$$

3. Рассчитываем ζ в естественных условиях. Для этого находим Δt_{λ} , в слое ζ по номограмме (см. *рис.* 5.3). В естественных условиях она равна $\sim 1,0^{\circ}\text{C}$. Следовательно, $t_{\xi} = -1,5 - 1,0 = -2,5^{\circ}\text{C}$.

По номограмме (см. *рис.* 4.2) находим ζ соответственно следующим исходным данным: $A_{\Pi} = 15,1^{\circ}\text{C}$; $t_{\xi} = -2,5^{\circ}\text{C}$; $Q_{\phi} = 32666 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3$; $C_{\text{об,т}} = 727 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3\text{К}$; $\lambda_{\tau} = 1,16 \text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{К}$. Получаем $\xi \approx 1,5 \text{ м}$.

4. После строительства дороги на трассе изменится температурный режим грунтов и глубина их сезонного оттаивания. Эти изменения связаны с тем, что в зимнее время грунты охлаждаются, так как с поверхности регулярно счищается снег, а в летнее – они нагреваются вследствие влияния дорожного покрытия (мало альбедо асфальта, малой величиной становится затрата тепла на испарение с поверхности). В результате годовая амплитуда температурных колебаний на поверхности полотна дороги ($A_{\text{д}}$) существенно увеличивается, а среднегодовая температура ($t_{\text{д}}$) несколько понижается относительно среднегодовой температуры поверхности в естественных условиях.

В соответствии с заданными условиями при установившемся температурном режиме пород под дорогой будем иметь:

$$A_{\text{д}} = 23 + 4 = 27^{\circ} \quad (A_{\text{д}} = A_{\text{в}} + \frac{1}{2} \Delta t_{\text{макс}}; \Delta t_{\text{макс}} = t_{\text{д, макс}} - t_{\text{в, макс}}),$$

$$t_{\text{д}} = -8,2 + 4 = -4,2^{\circ} \quad (t_{\text{д}} = t_{\text{в}} + \frac{1}{2} \Delta t_{\text{макс}}).$$

Этот температурный режим определит среднюю установившуюся глубину сезонного оттаивания и температурный режим грунта на этой глубине. При достижении установившегося режима изменится и характер грунта в верхней части слоя многолетнемерзлых пород. Очевидно, что по истечении некоторого времени (3–5 лет) вечномерзлые грунты, перешедшие в сезонно-талое состояние, по своим свойствам и составу будут приближаться к грунтам слоя сезонного оттаивания в естественных условиях. По номограмме (см. *рис.* 4.2) находим, что глубина сезонного протаивания грунта, соответствующая установившемуся режиму, при исходных данных: $A_d = 27^\circ\text{C}$; $t_\xi \approx -5,5^\circ\text{C}$ (с учетом температурной сдвижки, равной $\Delta t_\lambda = -1,3^\circ\text{C}$); $Q_\phi = 32666 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3$; $C_{\text{об.т}} = 727 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3\text{К}$; $\lambda_t = 1,16 \text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{К}$, равна $\xi \approx 1,8 \text{ м}$.

Следовательно, за 3–5 лет оттаивает около $\Delta h \approx 0,3 \text{ м}$ многолетнемерзлого льдистого суглинка вблизи его кровли. Тепловая осадка в этом случае составит (по Пчелинцеву, 1964):

$$S = \frac{\gamma_{\text{уд}}(\omega - \omega_{\text{мин}})}{1 + \gamma_{\text{уд}}} \Delta h, \quad (8.3.1)$$

$$S = \frac{2,7(0,57 - 0,33)}{1 + 2,7} \cdot 0,3 \approx 0,05 \text{ м}.$$

Целесообразно тепловую осадку рассчитывать по глубине сезонного оттаивания, формирующейся в первый год прокладки дороги, когда температурный режим грунта еще незначительно отличается от существующего в естественных условиях ($t_\xi = -2,8^\circ\text{C}$), а разрез сезонно-оттаивающих пород имеет двуслойное строение. Температурные условия на поверхности полотна дороги в этот год зависят от погодных условий. Для расчета целесообразно принимать данные, характеризующие наиболее теплый год, то есть $A_d = 33^\circ\text{C}$. Двуслойное строение можно учесть путем определения значений $C_{\text{об.т}}$, λ_t и Q_ϕ по методу средневзвешенных величин, условно принимая, что глубина оттаивания увеличится примерно в 1,3 раза по сравнению с естественными условиями и составит около 2 м. Первый слой представляет собой грунты, которые ежегодно сезонно оттаивают. Теплофизические свойства их приведены выше. Второй слой представляет собой верхнюю часть многолетнемерзлой толщи. Теплофизические свойства их следующие:

$$C_{\text{об.т}} = (0,22 + 1,16 \cdot 57/100) \cdot 1000 = 880 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3\text{К}.$$

Количество незамерзшей воды для этого слоя можно определить при температуре, равной среднегодовой ($-2,8^\circ\text{C}$), при которой $\omega_{\text{н.}} = 9\%$. Отсюда:

$$Q_\phi = 92,8 \cdot 480 = 44540 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3.$$

Тогда средневзвешенные значения характеристик будут:

$$C_{\text{об.т}} = \frac{727 \cdot 1,5 + 880 \cdot 0,5}{2,0} = 765 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3\text{К},$$

$$Q_\phi = \frac{32666 \cdot 1,5 + 44540 \cdot 0,5}{2,0} = 35635 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3,$$

$$\lambda_t = \frac{1,16 \cdot 1,5 + 1,04 \cdot 0,5}{2,0} = 1,13 \text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{К}.$$

В соответствии с полученными данными определяем максимальную глубину оттаивания под полотном дороги в первый год после строительства. По номограмме (см. *рис.* 4.2) находим, что $\xi \approx 2,1$ м, то есть на 0,3 м превышает глубину оттаивания, принятую ранее при расчете тепловой осадки. Для окончательной оценки величины осадки, очевидно, необходимо брать большую глубину оттаивания. В данном случае ее предпочтительнее принять равной 2,1 м. Это даст увеличение тепловой осадки на 5 см.

При неблагоприятном прогнозе, когда тепловые осадки достигают больших величин, необходимо предусматривать мероприятия по их устранению и управлению мерзлотным процессом. Последнее может быть достигнуто путем строительства по принципу сохранения многолетнемерзлых толщ в основании сооружения или по принципу их предварительного оттаивания.

В том случае, когда освоению подлежит большая территория с распространенными повторно-жильными льдами или с многолетнемерзлыми толщами со шлировыми криогенными текстурами, когда становится невозможным применение обоих этих принципов, необходимо проектировать подсыпки крупноскелетных грунтов, мощность которых должна быть рассчитана.

Расчет высоты насыпи, сооружаемой для предотвращения тепловых осадок грунтов (Пример 34)

Рассчитать, какой высоты насыпь следует возвести на участке трассы автодороги для того, чтобы исключить оттаивание сильнольдистых мерзлых грунтов, дающих большую тепловую осадку. В результате мерзлотной съемки установлено, что верхняя часть разреза мерзлой толщи представлена сильнольдистыми оторфованными суглинками, характеризующимися: $\gamma_{ск} = 870$ кг/м³; $\gamma_{уд} = 2,7$ г/см³; $\omega = 67\%$; $\omega_{мин} = 33\%$; $\lambda_T = 0,9$ Вт/м·К.

В слое сезонного оттаивания залегают пылеватые суглинки, имеющие $\gamma_{ск} = 1000$ кг/см³; $\omega = 36\%$; $\lambda_T = 1,16$ Вт/м·К; $C_{об,т} = 630$ Вт·ч/м³·К; $Q_{ф} = 27840$ Вт·ч/м³; $\omega_n = 6\%$.

Температурный режим грунтов характеризуется следующими данными: $A_n = 12^\circ\text{C}$, $t_\xi = -1,7^\circ\text{C}$.

При строительстве в полосе трассы дороги температурные условия изменяются: t_ξ повысится до $-1,0^\circ\text{C}$, A_n в теплые годы увеличится до 25°C .

Решение.

1. Определяем, что в естественных условиях глубина составляет 1,2 м. Рассчитывалась она по номограмме (см. *рис.* 4.2).

2. После строительства в результате изменения температурных условий, то есть при $A_n = 25^\circ\text{C}$, $t_\xi = -1,0^\circ\text{C}$, глубина сезонного оттаивания в тех же грунтах увеличится до 2,2 м. Так как в естественных условиях с глубины 1,2 м залегают многолетнемерзлые суглинки, то вновь формирующаяся глубина в первые годы будет меньше 2,2 м из-за увеличения в среднем по разрезу СТС значений $Q_{ф}$ и $C_{об,т}$ соответственно оттаивающему слою льдистого суглинка. В последующие годы при установившемся температурном режиме глубина ξ , очевидно, может достигнуть этого значения, если оттаявшие суглинки, перешедшие в сезонно-талое состояние, будут иметь свойства, характеризующиеся значениями $C_{об,т}$, $Q_{ф}$, λ , близкими к естественным условиям.

3. Определяем тепловую осадку S в результате оттаивания льдистых суглинков, которые до строительства находились в многолетнемерзлом состоянии.

Осадку при увеличении глубины оттаивания на $\Delta h = 1,9 - 1,2 = 0,7$ м в соответствии с (8.3.1) равна:

$$S = \frac{2,7 \cdot (0,67 - 0,33)}{1 + 2,7} \cdot 0,7 \approx 0,18 \text{ м.}$$

В случае, когда осадка оказывается недопустимой, необходимо возвести насыпь высотой не менее 0,7 м для того, чтобы предохранить многолетнемерзлую толщу от оттаивания. При проектировании насыпи следует проводить расчет глубины потенциального сезонного промерзания для того, чтобы правильно определить допустимую высоту насыпи, при которой ис-

ключается возможность образования несливающейся мерзлоты. В данных условиях ($A_{\text{п}} = 25^{\circ}\text{C}$; $t_{\xi} = 0,0^{\circ}\text{C}$ и принятых выше теплофизических свойствах пород) глубина потенциального промерзания составляет $\xi_{\text{п}} \approx 2,5$ м. Следовательно, если насыпь возводится в конце лета, когда произошло сезонное оттаивание грунта до глубины 1,2 м, высота насыпи должна быть не менее 0,7 м, но и не более 1,3 м. Высота насыпи в случае необходимости может быть увеличена, если возводить ее зимой или в начале весны, но и в этом случае она может не превышать 2,5 м.

§ 4. Прогноз изменения инженерно-геологических свойств мерзлых, замерзающих и оттаивающих пород

Мерзлые грунты представляют собой четырехкомпонентную систему (минеральные частицы, лед, незамерзшая вода и воздух), свойства которой определяются соотношением каждого из компонентов и структурными особенностями породы. Наличие породообразующего минерала – льда – является их отличительной особенностью. Минеральный, гранулометрический и солевой состав мерзлых пород определяется геолого-генетическими особенностями. Влияние криогенных процессов на гранулометрический состав пород сказывается в основном в образовании пылеватых фракций. Содержание льда в грунтах определяется их литолого-фациальной принадлежностью, влажностью и гидрогеологическими условиями до начала промерзания, условиями промерзания и миграцией влаги к фронту промерзания. В результате формируются различные криогенные текстуры мерзлых грунтов, характеризующиеся наличием различных ледяных включений (шлыры, гнезда, корки и т.п.). В минеральных прослоях грунта наблюдается монолитная криогенная текстура со льдом-цементом. В этих прослойках содержится основная часть незамерзшей воды. Количество ее зависит от дисперсности грунта, его минералогического и солевого состава, содержания органики и температуры. Характер изменения количества незамерзшей воды в зависимости от температуры для конкретных грунтов показан на рисунках в гл. VII, § 1.

Закономерности изменения инженерно-геологических свойств пород от состава, строения и температуры могут быть иллюстрированы данными на рисунках в гл. VIII. Грунты песчаного и гравийно-галечного состава резко отличаются по своим свойствам от дисперсных разностей. Большое влияние на свойства мерзлых грунтов оказывает незамерзшая вода. Зависимость их прочностных, реологических, теплофизических свойств от содержания льда и незамерзшей воды показана на рисунках в гл. VIII, § 1.

Прогноз изменения инженерно-геологических свойств пород следует разделить на две части: 1) прогноз изменения свойств мерзлых пород в связи с их оттаиванием и талых пород при их промерзании; 2) прогноз изменения свойств мерзлых пород в связи с изменением их температурного режима в пределах отрицательных значений.

При оттаивании мерзлых грунтов помимо изменения их состава, строения и свойств следует учитывать осадку при оттаивании. При промерзании талых грунтов необходимо учитывать изменение их состава (появление льда), образование криогенных текстур и пучение. При составлении прогноза изменения мерзлотных условий выделяются участки, где в результате производственной деятельности человека ожидаются: а) оттаивание многолетнемерзлых толщ и образование таликов; б) образование многолетнемерзлых толщ вновь в пределах талого массива пород и в) изменение температурного режима пород при сохранении их в мерзлом состоянии.

В случае оттаивания многолетнемерзлых толщ прогнозными характеристиками являются динамика оттаивания, значения тепловой осадки, ожидаемая консистенция оттаявших грунтов и их свойства. Для прогноза необходимо иметь характеристику физических свойств мерзлых грунтов, а именно: удельный вес скелета породы, объемный вес в мерзлом и талом состоянии, полную влагоемкость, естественную влажность, пределы пластичности, коэффициент фильтрации, теплофизические свойства. Динамика оттаивания мерзлых толщ может

быть определена по указанной в главах IV, VI методике. Методика определения осадок при оттаивании приведена в примере 33.

В случае, если влажность оттаивающих мерзлых пород не превышает критическую влажность ($\omega_{кр}$), свойства этих грунтов будут соответствовать талому состоянию при данной влажности. Для оттаивающих грунтов с влажностью выше критической свойства будут связаны с динамикой оттаивания и скоростью выделения избыточной влаги, скапливающейся на поверхности. В случае оттаивания тонкодисперсных пород часть избыточной влаги остается в грунте и образуются массы водонасыщенных, пылеватых грунтов, имеющих нулевую несущую способность и не пригодных в качестве основания какого-либо сооружения. Такие грунты нуждаются в мелиоративных мероприятиях, а затем в подсыпках крупнообломочными грунтами. Расчет величины подсыпки приведен в примере 34.

В случае новообразований многолетнемерзлых пород необходимо прогнозировать распространение их по площади, условия их залегания (в смысле определения глубины многолетнего промерзания) и температурный режим. Методы прогноза рассмотрены в главах IV–VI. Основное внимание при прогнозе свойств промерзающих пород должно быть обращено на образование криогенных текстур для разных геолого-генетических типов и литологической разновидности пород. Для определения теплофизических свойств пород могут быть использованы данные и методика расчета, приведенные в гл. VII, § 2.

Наиболее распространено изменение инженерно-геологических свойств мерзлых пород, связанных с изменением температуры мерзлых пород. В гл. V отмечались роль и значение отдельных факторов природной среды в формировании температурного режима пород. Методика расчета влияния основных составляющих природной среды на формирование температурного режима пород и глубин сезонного промерзания и сезонного оттаивания приведена в главах III, IV, V. Методика оценки суммарного влияния основных факторов показана в гл. V, § 8.

В соответствии с результатами прогноза и в зависимости от технических условий освоения территории могут быть разработаны приемы управления мерзлотным процессом в производственных целях. Регулируя и управляя температурным режимом пород, можно управлять процессом замерзания и оттаивания грунтов, а также изменять свойства грунтов в мерзлом состоянии. Так, при промерзании может наблюдаться образование криогенных текстур с большим количеством шлиров льда, что в свою очередь сопровождается интенсивным пучением. Пучение грунта можно предотвратить или уменьшить путем дренирования территории и регулированием скорости промерзания. Важную роль в поддержании температурного режима в мерзлых породах в последнее время стали играть сезонно-действующие охлаждающие установки (СОУ), однако их применение требует специального обоснования.

При разработке прогноза необходимо составить перечень мероприятий по управлению мерзлотным процессом в целях получения оптимальных условий для эксплуатации сооружения и оптимизации экономики строительства. В зависимости от вида строительства и особенностей инженерно-геологических и мерзлотных условий содержание прогноза изменения мерзлотных условий и свойств мерзлых пород может видоизменяться, но общая основа будет сохраняться. Все вышеприведенное говорит о том, что прогноз изменений инженерно-геологических свойств пород и разработка принципов и приемов управления могут осуществляться на базе мерзлотной съемки, при которой изучаются общие закономерности формирования и развития инженерно-геологических условий в области вечной мерзлоты.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛИКОВ И ПРОГНОЗ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

§ 1. Классификация таликов по причинам их формирования

В области многолетнемерзлых пород талики имеют большое значение в решении теоретических и прикладных вопросов, особенно при инженерно-геологической оценке территории и изучении подземных вод.

Важным является выяснение причин образования таликов и условий их существования, что позволяет дать не только прогноз их развития при хозяйственном освоении территории, но и прогноз в направлении их поисков. Для изучения таликов используется генетическая классификация Н.Н. Романовского (1970, 1972), в которой отражены причины и условия существования таликов.

На основе закономерностей формирования температурного режима пород можно проследить определенную привязанность различных типов и подтипов таликов (по Н.Н. Романовскому) к разным мерзлотно-температурным зонам (*табл. 9.1*), выделенным по В.А. Кудрявцеву (см. гл. VI, § 1). Так, радиационные и тепловые, преимущественно сквозные, талики широко распространены в I и II мерзлотно-температурных зонах, где среднегодовая температура мерзлых пород находится в интервале от $-0,1$ до -3°C . Гидрогенные талики встречаются во всех температурных зонах: в I и II – обычно сквозные, в IV и V – преимущественно несквозные (под небольшими неглубокими реками и озерами). Гидрогенные талики в основном являются сквозными, так как обусловлены влиянием подмерзлотных вод.

Учитывая, что формирование таликов определяется характером теплообмена на поверхности земли и в толще пород, для их изучения с целью прогноза можно применять расчетные методы, основанные на использовании приближенных формул решения задач Стефана (гл. III–VI).

§ 2. Особенности и характер влияния теплообмена на земной поверхности на формирование таликов

1. Радиационно-тепловой баланс поверхности и его роль в формировании таликов

Тип таликов – радиационно-тепловой, подтип – радиационный. Талики, относящиеся к радиационному подтипу, могут формироваться за счет изменения составляющих радиационного баланса поверхности. Талики могут быть связаны с увеличением поступающей солнечной радиации на склонах южной экспозиции, а также при уменьшении альбедо поверхности. Максимальная величина поступающей на поверхность солнечной радиации наблюдается на склонах южной экспозиции с крутизной, отвечающей перпендикулярному падению лучей на поверхность. Для конкретного района в зависимости от широты местности крутизна и относительная величина радиации могут быть определены по *табл. 2.10, 2.17*. При полевых исследованиях на различных ландшафтных типах может быть замерена фактическая величина прямой и рассеянной радиации. Для зимнего периода количество поступающей солнечной радиации на склонах различной крутизны и экспозиции может быть принято одинаковым. Различная величина поглощенной радиации в летний период приводит к различию температурного режима пород на склонах в годовом цикле. В том случае, когда поглощенная радиация настолько возрастает, что среднегодовая температура поверхности почвы достигает 0°C , возникают талики радиационного типа. Возможность существования таликов может быть определена с помощью следующей расчетной схемы.

Таблица 9.1

Классификация таликов по основным причинам их образования и существования

Тип	Подтип	Основные причины образования и существования таликов					
		Температурные зоны					
		I	II	III	IV	V	
I. Радиационно-тепловой	Радиационный	1. Южная экспозиция (класс талика – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной)					
		2. Уменьшение альбедо в результате лесных пожаров (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной и сквозной)					
	Тепловой	1. Малое испарение с поверхности в связи с хорошими условиями дренажа пород на огороженных от растительности участках (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной)					
		2. Положительная температурная связька от 1 до 2–3°C (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной)					
		3. Снежный покров по зонам высотой 0,4–0,7 м, 0,7–1,0 м*, 1,0–2,0 м (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной и сквозной)					
		4. Мощные снежники и ледники (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной и несквозной)					
		5. Наличие плотного кустарника и травяного покрова, обуславливающего рыхлость снега, неплотное его прилегание к почве с образованием пустот (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной и несквозной)					
		6. Заболоченность участков при наличии снежного покрова высотой 0,7–1,0 м (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной)					
II. Подводно-тепловой (гидрогеотенный)	Радиационно-инфильтрационный	Отепляющее влияние грунтовых вод и инфильтрующихся теплых атмосферных осадков на участках, сложенных с поверхности крупнодисперсными породами (класс – инфильтрационный, подкласс – термальный, вид – сквозной и несквозной)					
		1. Отепляющее влияние теплых морских течений при тр воды в придонных слоях выше 0°C (класс – безводный, грунтово-фильтрационный и инфильтрационный, подкласс – термальный, вид – сквозной)					
	Шельфовый	2. Соленость воды при тр воды в придонных слоях ниже 0°C (класс – инфильтрационный и напорно-фильтрационный, подкласс – криогидроталинный, вид – сквозной)					
		1. Отепляющее влияние озер глубиной более той, где среднегодовая температура равна нулю и в котлах лонные отложения представлены нефилтрующими или слабофильтрующими породами (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной, если диаметр озер превышает мощность многолетнемерзлой толщи; несквозной, если диаметр озер меньше мощности мерзлой толщи)					
		2. Отепляющее влияние озер, существующих на хорошо фильтрующих породах при грунтово-фильтрационном и инфильтрационном питании (класс – грунтово-фильтрационный, инфильтрационный и застойный, подкласс – термальный, вид – в I и II температурных зонах сквозной и несквозной в зависимости от глубины, размеров озер и длительности их существования)					
		1. Отепляющее влияние водотока на нефилтрующих и слабофильтрующих породах (класс – безводный, подкласс – термальный, вид – сквозной и несквозной в зависимости от глубины и режима водотока)					
Подрусловый	2. Отепляющее влияние водотока на фильтрующих породах (класс – грунтово-фильтрационный и инфильтрационный, подкласс – термальный, вид – в I и II температурных зонах сквозной, в остальных – сквозной и несквозной в зависимости от режима водотока)						
	III. Водно-тепловой (гидрогеотенный)	1. Отепляющее влияние грунтовых вод (класс – грунтово-фильтрационный, инфильтрационный и напорно-фильтрационный; подкласс – термальный, вид – сквозной в I и II температурных зонах, сквозной и несквозной в III, IV и V в зависимости от режима водоносного горизонта)					
2. Отепляющее влияние напорных подмерзлотных вод (класс – напорно-фильтрационный, подкласс – термальный, вид – сквозной)							
3. Отепляющее влияние пластовых, пластово-трещинных и трещинных подмерзлотных вод (класс инфильтрационный и напорно-фильтрационный, подкласс – термальный, вид – сквозной)							

Оценка возможности существования радиационного талика на склонах южной экспозиции (Пример 35)

Полевыми актинометрическими наблюдениями установлено, что на склоны южной экспозиции в летний период поступает солнечной радиации примерно на 55% больше, чем на горизонтальную поверхность. Эффективное излучение на склонах в это время возрастает не более чем на 5% (табл. 9.2, 9.3).

На склонах и горизонтальных участках с поверхности залегают щебнисто-дресвяные отложения. Растительный покров представлен лишайниками, растущими небольшими пятнами. Снег на склонах достигает высоты 0,2 м при плотности 0,19 г/см³, на горизонтальных участках высота снега увеличивается до 0,3 м при плотности 0,22 г/см³. Необходимо определить температурный режим на поверхности пород и выяснить возможность существования талика на склонах южной экспозиции.

Решение.

1. Определяем радиационную поправку на температуру поверхности отложений на горизонтальных участках и на склонах южной экспозиции, принимая, что коэффициент теплоотдачи (α) с поверхности в течение года изменяется мало и равен $\alpha = 23,2$ (Вт·час)/м². Данные расчета приводятся в **табл. 9.4**. Таким образом, с учетом радиационной поправки на горизонтальных участках $t_{\text{в}} = -5^{\circ}\text{C}$, $A_{\text{в}} = 25,5^{\circ}\text{C}$, на склонах южной экспозиции $t_{\text{в}} = -3,3^{\circ}\text{C}$, $A_{\text{в}} = 28,5^{\circ}\text{C}$.

2. Находим величину тепляющего влияния снега на склонах и горизонтальных участках по формуле (5.3.1). В соответствии с изменением высоты снега и температурного режима поверхности (с учетом радиационного режима) получаем:

1) на горизонтальных участках:

$$\Delta t_{\text{сн}} = 25,5 \cdot 0,164 = 4,2^{\circ}\text{C},$$

2) на южных склонах:

$$\Delta t_{\text{сн}} = 28,5 \cdot 0,123 = 3,5^{\circ}\text{C}.$$

3. Определяем температурный режим на поверхности почвы на склонах и горизонтальной поверхности с учетом радиационной поправки и тепляющего влияния снега:

1) на горизонтальной поверхности:

$$t_0 = -5 + 4,2 = -0,8^{\circ}\text{C},$$

$$A_0 = 25,5 - 4,2 = 21,3^{\circ}\text{C}.$$

2) на склонах южной экспозиции:

$$t_0 = -3,3 + 3,5 = +0,2^{\circ}\text{C},$$

$$A_0 = 28,5 - 3,5 = 25^{\circ}\text{C}.$$

Таким образом, на склонах южной экспозиции имеются условия, благоприятные для существования таликов за счет увеличения поглощенной солнечной радиации по сравнению с горизонтальными участками и склонами других экспозиций.

Возникновение сквозных и несквозных таликов радиационного типа в I и II мерзлотно-температурных зонах часто связано с величиной альбедо поверхности, так как его уменьшение на 5–10% приводит к повышению среднегодовой температуры поверхности почвы на 1–2^oC. Условия возникновения таликов при изменении альбедо могут быть определены с помощью расчета, аналогичного приведенному выше.

Таблица 9.2

Данные радиационного баланса и температур воздуха на горизонтальной поверхности

Составляющие радиационного баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Q_n , Вт·ч/см ² ·мес	0,3	0,60	1,6	2,9	8,0	13,0	10,8	8,2	5,1	1,8	0,3	0,2	–
I , Вт·ч/см ² ·мес	1,5	1,5	1,8	1,7	2,1	4,2	3,0	3,1	2,4	2,3	1,4	1,4	–
R , Вт·ч/см ² ·мес	–1,3	–0,9	–0,2	1,2	5,9	8,8	7,8	5,1	2,7	–0,5	–1,1	–1,2	–
t_B , °C	–28,1	–25,6	–17	–6,2	3,3	13,2	16,7	13,3	4,5	–6,5	–19,2	–25,9	–6,4

Таблица 9.3

Данные радиационного баланса на склонах южной экспозиции

Составляющие радиационного баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Q_n , Вт·ч/см ² ·мес	0,30	0,60	1,60	3,48	9,6	15,6	12,9	9,48	6,12	1,8	0,30	0,20
I , Вт·ч/см ² ·мес	1,50	1,50	1,80	1,78	2,2	4,4	3,15	3,15	2,52	2,40	1,40	1,40
R , Вт·ч/см ² ·мес	–1,20	–0,9	–0,2	1,7	7,4	11,2	9,71	6,69	3,60	–0,5	–1,1	–1,2

Таблица 9.4

Данные радиационного баланса и расчет среднегодовой температуры пород и амплитуды на поверхности горизонтальной площадки и склонов южной экспозиции

Составляющие радиационного баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R , ккал/м ² ·час	–16,44	–12,33	–2,74	16,44	80,83	120,56	106,	69,87	36,99	–6,85	–15,07	–16,44
$\Delta t_R = R/\alpha$, °C	–0,8	–0,6	–0,1	0,8	4,0	6,0	5,3	3,5	1,8	–0,3	–0,8	–0,8
t_B , °C	–28,1	–25,6	–17,0	–6,2	3,3	13,2	16,7	13,3	4,5	–6,5	–19,2	–25,9
$t_B(R)$, °C	–28,9	–26,2	–17,1	–5,4	7,3	19,2	22,0	16,8	6,3	–6,8	–20,0	–26,7
Q_n , Вт·ч/см ² ·мес	0,3	0,6	1,6	4,5	12,4	20,2	19,7	12,7	7,9	1,8	0,3	0,2
I , Вт·ч/см ² ·мес	1,5	1,5	1,8	1,7	2,1	4,2	3,0	3,1	2,4	2,3	1,4	1,4
R , Вт·ч/см ² ·мес	–1,2	–0,9	–0,2	2,8	10,4	16,0	16,7	9,6	–5,5	–0,5	–1,1	–1,2
R , Вт·ч/м ² ·ч	–16,4	–12,3	–2,74	38,4	142,5	219,2	228,8	131,5	75,4	–6,8	–15,1	–16,4
Δt_R , °C	–0,8	–0,6	–0,1	1,9	7,1	11,0	11,4	6,6	3,8	–0,3	–0,8	–0,8
$t_B(R)$, °C	–28,9	–26,2	–17,1	–4,3	10,4	24,2	28,1	19,9	8,3	–6,8	–20,0	–26,7

Образование талика может быть связано также с эффективным излучением. За счет этого фактора формируются несквозные талики и несливающаяся мерзлота. Эффективное излучение определяется температурой поверхности и приземного слоя воздуха, влажностью воздуха и облачностью. Увеличение влажности воздуха и облачности в осенне-зимний период, сопровождаемое повышением температуры воздуха, может привести в отдельные годы к резкому сокращению эффективного излучения поверхности, что повлечет за собой повышение среднегодовой температуры почвы, и к сокращению глубины промерзания пород. Особенно часто

это происходит на территориях, где в зимнее время наблюдаются циклоны, сопровождаемые увеличением противоизлучения атмосферы.

Изменение эффективного излучения может быть связано с различной температурой излучающей поверхности. Поэтому эта характеристика должна определяться непосредственно в полевых условиях.

Расчет влияния эффективного излучения на образование радиационного талика (Пример 36)

Определить, как изменится температурный режим поверхности почвы в те годы, когда в районе наблюдаются частые циклоны в осенне-зимнее время, приводящие к повышению температуры воздуха и к уменьшению потери тепла на эффективное излучение. Характеристика среднееголетних климатических условий приводится в **табл. 9.5**. По этим данным получаем, что при среднегодовой температуре воздуха (t_b), равной $-6,5^\circ\text{C}$ и годовой амплитуде колебаний температуры (A_b), равной $22,4^\circ\text{C}$, на дневной поверхности с учетом радиационной поправки $t_{b(R)}$ повышается до $-5,0^\circ\text{C}$ и $A_{b(R)}$ увеличивается до $25,4^\circ\text{C}$.

Таблица 9.5

Среднееголетние данные радиационного баланса и температур воздуха												
Составляющие радиационного баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R , ккал/см ² ·час	-1,2	-0,9	-0,2	1,2	5,9	8,8	7,8	5,1	2,7	-0,5	-1,1	-1,2
t_b , °C	-28,1	-25,6	-17,0	-6,2	3,3	13,2	16,7	13,3	4,5	-6,5	-19,2	-25,9
$t_{b(R)}$, °C	-28,9	-26,2	-17,1	-5,4	7,3	19,2	22,0	16,8	6,3	-6,8	-20,0	-26,7

Таблица 9.6

Данные радиационного баланса и температур воздуха в годы с частыми циклонами												
Составляющие радиационного баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$Q_{\text{н}}$, ккал/см ² ·мес	0,3	0,6	1,6	2,9	8,0	13,0	10,8	8,2	5,1	1,8	0,3	0,2
I , ккал/см ² ·мес	1,2	1,3	1,5	1,7	2,1	4,2	3,0	3,1	2,2	1,8	1,2	1,1
$R_{\text{н}}$, ккал/см ² ·мес	-0,9	-0,7	0,1	1,2	5,9	8,8	7,8	5,1	2,9	0	-0,9	-0,9
t_b , °C	-26,2	-21,4	-15,0	-4,2	3,3	13,2	16,7	13,3	4,5	-2,5	-17,5	-22,9

Таким образом, при $t_b = -6,5^\circ\text{C}$ с учетом Δt_R получены $t_{b(R)} = -5,0^\circ\text{C}$, $A_{b(R)} = 25,4^\circ\text{C}$. Кроме того, в **табл. 9.6** приведены данные, полученные в годы с частыми циклонами в осенне-зимнее время. Высота снежного покрова на исследованном участке в зимы с циклональным типом погоды изменяется по сравнению со среднееголетними данными очень незначительно вследствие ветрового переноса. Если среднееголетняя высота снега достигает 30 см, то в зимы с циклонами она увеличивается на 5–7 см (при плотности снега $\sim 0,25 \text{ г/см}^3$).

Решение.

1. Рассчитываем температурный режим поверхности (почвы летом и снега зимой) в годы с циклональным типом погоды и повышенной облачностью (**табл. 9.7**), по данным которой при $t_b = -4,9^\circ\text{C}$ с учетом Δt_R получены: $t_{b(R)} = -3,3^\circ\text{C}$, $A_{b(R)} = 24,4^\circ$.

2. Высота снега на участке равна 0,4. По формуле (5.3.10) находим $A_{\text{сн}}$ и t_o для условий циклонального типа погоды:

$$\Delta t_{\text{сн}} = 24,4 \cdot 0,175 = 4,3^\circ\text{C},$$

$$t_o = -3,3 + 4,3 = 1,0^\circ\text{C}.$$

3. В годы с количеством циклонов в зимнее время, близким к среднегодовому значению, температурные условия на поверхности почвы с учетом радиационной поправки и тепляющего влияния снега в соответствии с данными *табл. 9.5* получены следующие:

$$\Delta t_{\text{сн}} = 25,4 \cdot 0,153 = 3,9^{\circ}\text{C},$$

$$t_o = -5,0 + 3,9 = -1,1^{\circ}\text{C}.$$

Таким образом, в годы с частыми зимними циклонами и повышенной облачностью в осенне-зимнее время температура поверхности почвы может повышаться на $2,1^{\circ}\text{C}$ (от $-1,1$ до $+1,0^{\circ}\text{C}$) за счет сокращения эффективного излучения. В условиях района исследования это изменение будет приводить к разобщению сезонномерзлого слоя с многолетнемерзлой толщей.

Таблица 9.7

Климатические данные для расчета температурного режима поверхности почвы при циклональном типе погоды												
Климатические характеристики	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R , Вт·ч/см ² ·мес	-0,9	-0,7	0,1	1,2	5,9	8,8	7,8	5,1	2,9	0	-0,9	-0,9
R , Вт·ч/м ² ·ч	-12,4	-9,6	-1,4	16,4	80,8	120,6	106,9	69,9	39,7	0	-12,3	-12,3
$\Delta t_R = R/\alpha$, °C	-0,6	-0,5	-0,1	0,8	4,0	6,0	5,3	3,5	2,0	0	-0,6	-0,6
$t_{\text{в}}$, °C	-26,2	-21,4	-14,0	-4,2	3,3	13,2	16,7	13,3	4,5	-2,5	-17,5	-22,9
$t_{\text{в}}(R)$, °C	-26,8	-21,9	-15,1	-3,4	7,3	19,2	22,0	16,8	6,5	-2,5	-18,1	-23,5

Тип таликов радиационно-тепловой, подтип – тепловой. Закономерности формирования таликов, относящихся к подтипу тепловых, следует рассматривать как результат комплексного воздействия ряда факторов, каждый из которых определяет условия формирования температурного режима пород, их сезонного промерзания–оттаивания и годовые теплообороты. Образование таликов данного подтипа связывается с процессами и явлениями, которые приводят к изменению теплового баланса поверхности. В первую очередь следует указать на изменение величины испарения с поверхности земли и на формирование положительной температурной сдвижки в породах в зависимости от различных геологических и географических условий.

На величину испарения существенное влияние оказывают растительный покров, условия стока и дренирования поверхности, состав и влажность пород, а также климатические условия. Изменение величины испарения может привести к изменению среднегодовой температуры пород в пределах нескольких градусов.

2. Роль снежного покрова в формировании таликов теплового подтипа

Наиболее важной причиной образования тепловых таликов является снежный покров, повышающий среднегодовую температуру пород. Влияние снега зависит от его высоты и плотности, времени установления и схода, климатических условий, характера растительного покрова, а также от состава и влажности грунтов. Большое значение имеет характер и глубина сезонного промерзания и оттаивания, а также годовые теплообороты в грунтах. Талики образуются, как правило, в случаях, когда тепляющее действие снежного покрова превышает величину среднегодовой температуры воздуха в рассматриваемом районе. Так, в пределах I температурной зоны талики могут образовываться при высоте снежного покрова 0,4–0,5 м, во II – при высоте 0,5–0,7–1,2 м, в III – при высоте 0,6–0,9–1,5 м и в IV – больше 1,5–2,0–1,5 м (при условии его схода летом).

Необходимо учитывать закономерности формирования снежного покрова в течение зимы в зависимости от наличия оттепелей, уплотнения и перевевания снега метельным ветром. Для оценки влияния снега на формирование таликов следует определять суммарное отепляющее действие снега за всю зиму, рассчитывая, на сколько градусов повышается среднегодовая температура пород. При больших мощностях ($> 1,5\text{--}2,0$ м) в северных районах сход снега задерживается, и летний нагрев грунтов запаздывает. Это приводит к охлаждению грунтов и понижению их среднегодовой температуры. Величина охлаждения в зависимости от продолжительности задержки схода снега может колебаться. В пределе летние температуры грунтов могут не превышать 0°C , когда снег остается лежать все лето до выпадения нового.

При обычных мощностях снега (от $0,1 - 0,2$ до $1,0$ м) основное влияние на температуру подстилающих пород связано с его действием как теплоизолятора. Расчеты, учитывающие отепляющее влияние снега, дают представление об условиях формирования тепловых таликов. Оценить их вероятность можно по критической мощности снега, определяемой с помощью простой методики. В ее основе лежит закономерность, заключающаяся в том, что при переходе пород из талого состояния в мерзлое и наоборот среднегодовая температура пород равна температуре их замерзания, а глубины их сезонного промерзания и оттаивания равны между собой. В этом случае можно воспользоваться приближенными зависимостями для нахождения мощности слоя зимнего промерзания $\xi_{\text{пр}}$ и летнего оттаивания $\xi_{\text{от}}$ пород:

$$\xi_{\text{стс}} = \sqrt{s_{\text{л}}^2 + \frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}}{Q_{\text{ф}}}} - s_{\text{л}}, \quad s_{\text{л}} = \lambda_{\text{т}}R_{\text{п}}^{\text{л}}, \quad (9.2.1)$$

$$\xi_{\text{смс}} = \sqrt{s_{\text{з}}^2 + \frac{2\lambda_{\text{м}}|\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}|}{Q_{\text{ф}}}} - s_{\text{з}}, \quad s_{\text{з}} = \lambda_{\text{м}}(R_{\text{п}}^{\text{з}} + \bar{R}_{\text{сн}}), \quad \bar{R}_{\text{сн}} = \frac{\bar{h}_{\text{сн}}}{\bar{\lambda}_{\text{сн}}}, \quad (9.2.2)$$

где $\lambda_{\text{т}}, \lambda_{\text{м}}$ – теплопроводность пород в талом и мерзлом состоянии; $Q_{\text{ф}}$ – объёмная теплота фазовых переходов воды в породах деятельного слоя; $R_{\text{п}}^{\text{л}}, R_{\text{п}}^{\text{з}}$ – термическое сопротивление летнего и зимнего напочвенных покровов; $\Omega_{\text{л}}^{\text{п}}, \Omega_{\text{з}}^{\text{п}}$ – летняя и зимняя суммы градусочасов на дневной поверхности; $\bar{\lambda}_{\text{сн}}$ – среднее значение теплопроводности снега; $\bar{R}_{\text{сн}}, \bar{h}_{\text{сн}}$ – среднезимнее термическое сопротивление и высота снежного покрова.

Исходя из равенства $\xi_{\text{стс}} = \xi_{\text{смс}}$ можно найти значение параметра природной среды, входящего в расчетные зависимости, которое приведет к переходу пород из одного физического состояния в другое. Для этого необходимо знание всех остальных параметров. Так, выражение для критической мощности снежного покрова будет иметь вид:

$$\bar{R}_{\text{сн}}^{\text{кр}} = \frac{|\Omega_{\text{з}}^{\text{п}}|}{\xi_{\text{стс}}Q_{\text{ф}}} - \frac{\xi_{\text{стс}}}{2\lambda_{\text{м}}} - R_{\text{п}}^{\text{з}}, \quad (9.2.3)$$

Приведенные выше выражения получены без учета затрат тепла на изменение температуры пород в пределах слоя сезонного их оттаивания (промерзания). Для влажных пород эта составляющая теплооборота в породах невелика по сравнению с затратами тепла на фазовые переходы воды в поровом пространстве. Однако, для слабовлажных пород теплоемкостная составляющая теплообмена в породах должна учитываться. Это можно сделать, используя методику определения геокриологических характеристик, приведенную в § 10 гл. III (зависимости 3.10.8, 3.10.16 и 3.10.17), которая учитывает годовой теплообмен в породах и позволяет осуществить подбор величины термического сопротивления снега $\bar{R}_{\text{сн}}$ до достижения нулевого значения среднегодовой температуры пород t_{ξ} .

Можно получить аналитическое решение указанной выше системы уравнений для условия нулевой среднегодовой температуры пород. Так, из этой системы получено уравнение (3.10.18) для определения глубины сезонного оттаивания пород, которое в рассматриваемом частном случае $t_{\xi} = 0^{\circ}\text{C}$ имеет вид:

$$\xi_{\text{СТС}} = \frac{1}{(m_{\text{Л}} + 1)} \left(\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{T}}\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}{Q_{\text{Ф}}}(m_{\text{Л}} + 1) + (s_{\text{Л}})^2} - s_{\text{Л}} \right), \quad s_{\text{Л}} = \lambda_{\text{T}}R_{\text{П}}^{\text{Л}}, \quad m_{\text{Л}} = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}C_{\text{T}}}{2\tau_{\text{Л}}Q_{\text{Ф}}} \quad (9.2.4)$$

где $C_{\text{об.т}}$, $C_{\text{об.м}}$ – объемная теплоемкость соответственно талых и мерзлых пород в пределах СТС; $\tau_{\text{Л}}$ – длительность теплого периода.

Из совместного решения уравнений (3.10.8) и (3.10.16) определяется критическая величина термического сопротивления снежного покрова, обеспечивающая повышение среднегодовой температуры пород до 0°C и приводящая к началу многолетнего оттаивания мерзлого массива и формированию таликов:

$$\bar{R}_{\text{СН}}^{\text{кр}} = R_{\text{П}}^{\text{Л}} \cdot \alpha - R_{\text{П}}^3 - \left(\alpha + \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}{\Omega_{\text{Л}}^{\text{П}}}(\xi_{\text{СТС}} + R_{\text{П}}^{\text{Л}}) \right), \quad \alpha = \frac{\lambda_{\text{T}}}{\lambda_{\text{М}}}. \quad (9.2.5)$$

Предварительно рассчитав по (9.2.4) глубину сезонного оттаивания пород $\xi_{\text{СТС}}$ при нулевой среднегодовой температуре и подставив найденное значение в (9.2.5), далее находится искомая критическая величина термического сопротивления снежного покрова $\bar{R}_{\text{СН}}^{\text{кр}}$.

Источник погрешности расчета по приведенным зависимостям связан с неопределенностью величины среднезимнего термического сопротивления снежного покрова $\bar{R}_{\text{СН}}$. Эта величина зависит от изменений температур воздуха, динамики накопления снега и изменения его теплофизических свойств в течение зимы. Кроме того, влияние на эту величину оказывают и характеристики подстилающих пород. Для определения величины $\bar{R}_{\text{СН}}$ можно использовать среднеарифметическое значение из величин среднемесячных термических сопротивлений снега. Анализ, основанный на значительном объеме математического моделирования условий теплообмена на поверхности пород для различных районов криолитозоны, показывает, что среднезимнее значение термического сопротивления снежного покрова близко к таковому в момент окончания года – в конце декабря – начале января (т.е. примерно на 1 месяц раньше календарной середины зимы).

Расчет критической высоты снега, при которой могут образовываться и существовать талики теплового подтипа (Пример 37)

Определить возможность существования таликов за счет отепляющего влияния снежного покрова в районе, где среднегодовая температура воздуха равна $t_0 = -8,3^{\circ}\text{C}$, амплитуда годовых колебаний температуры (физическое значение) $A = 22^{\circ}\text{C}$. Грунтовые условия характеризуются распространением песков в слое с годовыми колебаниями температур. Свойства песков определяются следующим образом: $\gamma_{\text{ск}} = 1300 \text{ кг/м}^3$; $\omega = 15\%$; $C_{\text{уд}} = 0,22 \text{ (Вт}\cdot\text{ч)/(кг}\cdot\text{град)}$; $\lambda_{\text{T}} = 1,05 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, $\lambda_{\text{М}} = 1,32 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$. Высота снежного покрова в естественных условиях в зависимости от микрорельефа изменяется от 0,5 до 0,7 м, средняя плотность снега равна $\rho_{\text{СН}} = 0,22 \text{ г/см}^3$. На поверхности пород развит маломощный (0,05 м) мохово-лишайниковый покров с термическим сопротивлением в летнее и зимнее время соответственно $R_{\text{П}}^{\text{Л}} = 0,15 \text{ (м}^2\text{К)/Вт}$ и $R_{\text{П}}^3 = 0,10 \text{ (м}^2\text{К)/Вт}$.

Решение задачи сводится к нахождению критической высоты снега, при которой среднегодовая температура пород повышается больше чем на 8°C . Определив эту высоту, можно сказать, возможно ли в данном районе образование и существование таликов за счет отепляющего влияния снега.

1. Объемная теплоемкость пород и теплота фазовых переходов рассчитывается по формулам (4.1.6–4.1.8) аналогично рассмотренным ранее примерам (4 и др.): $C_{об.т} = 512$ (Вт·час)/(м³К), $C_{об.м} = 400$ (Вт·час)/(м³К), $Q_{\phi} = 18100$ (Вт·ч)/м³.

2. По уравнениям (3.10.62) в соответствии с приведенными параметрами гармонических колебаний температуры воздуха находятся суммы летних и зимних сумм градусочасов на дневной поверхности и длительность летнего периода:

$$\tau_{л} = T \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{t_0}{A} \right) = 8760 * \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-8,3}{22,0} \right) = 3301 \text{ час},$$

суммы градусочасов на поверхности покровов в летний и зимний периоды равны соответственно:

$$\Omega_{л}^B = t_0 \tau_{л} + \frac{A \cdot T}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{t_0}{A} \right)^2} = -8,3 \cdot 3301 + \frac{22 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-8,3}{22} \right)^2} = 29410 \text{ град·час.}$$

$$\text{и } \Omega_3^B = t_0 T - \Omega_{л}^B = -102120 \text{ град·час.}$$

3. Определение искомой критической мощности снега проводится с учетом теплоемкости пород по уравнениям (9.2.4) и (9.2.5). Сначала из (9.2.4) находится глубина сезонного оттаивания пород при нулевой их среднегодовой температуре:

$$s_{л} = \lambda_{т} R_{\Pi}^{\Pi} = 1,05 * 0,015 = 0,0158 \text{ м}; m_{л} = \frac{\Omega_{л}^{\Pi} C_{т}}{2 \tau_{л} Q_{\phi}} = \frac{29410 \cdot 512}{2 \cdot 3300 \cdot 18100} = 0,1261;$$

$$\xi_{стс} = \frac{1}{(0,1261 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2 \cdot 1,05 \cdot 29410}{18100} (0,1261 + 1) + (0,0158)^2} - 0,0158 \right) = 1,606 \text{ м}$$

4. Далее из (9.2.5) находим величину критического термического сопротивления снега:

$$\alpha = \frac{\lambda_{т}}{\lambda_{м}} = \frac{1,05}{1,32} = 0,7955;$$

$$\bar{R}_{сн}^{кр} = 0,15 \cdot 0,7955 - 0,10 - (0,7955 + \frac{-102120}{29410}) (\frac{1,606}{2 \cdot 1,05} + 0,15) = 2,47 \text{ (м}^2\text{К)/Вт.}$$

5. Определим теплопроводность снега по формуле Б.В. Проскурякова:

$$\lambda_{сн} = 0,021 + \rho_{сн} \cdot 1,01 = 0,021 + 0,22 * 1,01 = 0,243 \text{ Вт/(м·К)}$$

и найдем критическую мощность снежного покрова

$$\bar{h}_{сн}^{кр} = \bar{R}_{сн}^{кр} \cdot \rho_{сн} = 2,47 * 0,243 = 0,60 \text{ м.}$$

Как видим, полученное значение критической мощности снежного покрова в данных природных условиях находится внутри интервала изменений высот снега, существующих на исследуемом участке (0,5–0,7 м). Таким образом, здесь возможно существование таликов в местах повышенной мощности снега, и, скорее всего, на участке развита прерывистая по площади мерзлота.

6. Выполним проверку полученных результатов путем отдельного определения влияния факторов природной среды на среднегодовую температуру пород. Преобразовав уравнение (3.10.17), получим простое выражение для величины сезонного теплооборота в породах:

$$B = \Omega_{\Pi}^{\Pi} / \left(\frac{\xi_{\text{СТС}}}{2\lambda_{\Gamma}} + R_{\Pi}^{\Pi} \right), \quad (9.2.6)$$

$$\text{и вычислим } B = 29410 / \left(\frac{1,606}{2 \cdot 1,05} + 0,15 \right) = 32150 \text{ (Вт} \cdot \text{час)}/\text{м}^2.$$

Затем из уравнений (3.10.5) найдем температурное влияние летнего и зимнего напочвенных покровов и обогревающее влияние снега с критической мощностью:

$$\Delta t_{\Pi}^{\Pi} = -\frac{R_{\Pi}^{\Pi} B}{T} = -\frac{0,15 \cdot 32150}{8760} = -0,551^{\circ}\text{C}, \quad \Delta t_{\Pi}^3 = \frac{R_{\Pi}^3 B}{T} = \frac{0,1 \cdot 32150}{8760} = 0,367^{\circ}\text{C}$$

$$\text{и } \Delta t_{\text{CH}} = \frac{\bar{R}_{\text{CH}}^{\text{кр}} B}{T} = \frac{2,47 \cdot 32150}{8760} = 9,065^{\circ}\text{C}.$$

Из уравнения (3.10.7) найдем температурную сдвижку в породах СТС:

$$\Delta t_{\lambda} = \frac{(\Omega_{\Pi}^{\Pi} - BR_{\Pi}^{\Pi}) \left(\frac{\lambda_{\Gamma}}{\lambda_{\text{M}}} - 1 \right)}{T} = \frac{(29410 - 32150 \cdot 0,15)}{8760} \left(\frac{1,05}{1,32} - 1 \right) = -0,574^{\circ}\text{C}.$$

Общие изменения среднегодовой температуры от поверхности покровов до подошвы СТС составят тогда:

$$\Delta t = \Delta t_{\Pi}^{\Pi} + \Delta t_{\Pi}^3 + \Delta t_{\text{CH}} + \Delta t_{\lambda} = -0,551 + 0,367 + 9,065 - 0,574 = 8,3^{\circ}\text{C}.$$

Таким образом, общее увеличение температуры во всех элементах системы покровы – породы СТС по абсолютной величине соответствует значению температуры воздуха (поверхности покровов), и на подошве СТС формируется нулевая среднегодовая температура. Основным фактором формирования геокриологической обстановки является снежный покров, его обогревающее влияние превосходит 9°C .

На участках с мелкопочковатым микрорельефом или покрытых травяным и кустарниковым покровом формируется рыхлый снежный покров, неплотно (с образованием пустот) прилегающий к почве. Специфические условия залегания снега и наличие пустот приводят к тому, что его обогревающее действие, даже при небольшой высоте, достигает настолько больших величин, что образуются талики во II и III температурных зонах, где среднегодовая температура достигает от -3 до -5°C .

Образование пустот под снегом существенно влияет на процесс теплообмена на поверхности почвы под снегом. Теплопотоки из почвы и подстилающих горных пород (отрицательный теплооборот) отводятся в атмосферу только там, где снег плотно прилегает к почве, так как через воздушные прослойки молекулярная теплопередача мала. В этом случае на участках с плотно прилегающим снегом удельные теплообороты, проходящие через единицу поверхности, возрастают, что ведет к увеличению обогревающего действия снега.

Интенсивность теплопотоков с учетом и без учета пустот будет аналогична потоку фильтрующейся жидкости через грунты (пористые среды), отнесенные к эффективному и действительному коэффициентам фильтрации. Задача о теплопередаче через снег с учетом пустот может рассматриваться как линейная путем приведения интенсивности теплопотоков к участкам с плотно прилегающим к поверхности почвы снежным покровом.

Для расчета утепляющего влияния снежного покрова на температуру поверхности при наличии воздушных прослоек под ним необходимо в поле изучать условия залегания снега с тем, чтобы получить коэффициент, выражающий долю пустот, приходящихся на единицу поверхности. В соответствии с этим коэффициентом следует увеличить интенсивность теплооборотов через поверхность почвы, входящих в расчетную формулу.

Утепляющее влияние пустот, образующихся под снегом, пропорционально теплооборотам, проходящим из почвы через снег, а последние, в свою очередь, пропорциональны площади (в процентах) с плотно прилегающим снежным покровом на единицу поверхности (1 м^2). Таким образом, если на площади 1 м^2 понижения между кочками или бугорками, где снег плотно прилегает к поверхности почвы, занимают 20%, то утепляющее действие снега ($\Delta t_{\text{сн}}$) в первом приближении также должно быть больше на 20% по сравнению с теми участками, где при всех прочих условиях снег на всей площади плотно ложится на землю. В районах, где утепляющее влияние снежного покрова велико (в районе Игарки $\Delta t_{\text{сн}} \approx 7^\circ\text{C}$), увеличение Δt на 20% даст $-1,4^\circ\text{C}$, в Забайкалье, где $\Delta t_{\text{сн}} \approx 2^\circ\text{C}$, оно увеличивается всего на $0,4^\circ\text{C}$.

Таким образом, утепляющее влияние снега в зависимости от площади образующихся пустот под снегом будет различно в зависимости от геологических и географических условий, несмотря на то что их относительная величина (в %) может оставаться постоянной. Необходимо учесть также то, что с увеличением за счет пустот утепляющего влияния снега изменится средняя годовая температура грунта, а, следовательно, и годовые теплообороты. Изменение последних будет различно в области сезонного промерзания и в области многолетнемерзлых пород. В области сезонного промерзания при повышении среднегодовых температур грунта годовые теплообороты уменьшаются, а в соответствии с этим уменьшится и утепляющее влияние снега.

В области сезонного оттаивания наблюдается обратная зависимость: с повышением среднегодовой температуры увеличиваются годовые теплообороты и возрастает утепляющее действие снега. Эти изменения можно оценить расчетным путем, как показано в §3 гл.V. Величина изменений различна для различных среднегодовых температур и подчиняется широтной географической зональности. Вблизи южной границы в области сезонного промерзания это изменение будет максимальным (при изменении $t_{\text{ср}}$ от 0 до $+1^\circ\text{C}$), и дальше к югу оно будет уменьшаться.

Утепляющее влияние пустот под снегом складывается из двух составляющих. Первая из них связана с тем, что наличие пустот приводит к увеличению утепляющего влияния снега за счет сокращения площади, через которую идут теплотокки, а вторая связана с изменением количества теплооборотов за счет изменения среднегодовых температур грунта. В области сезонного промерзания влияние этих двух составляющих различно, и поэтому общий эффект пустот под снегом будет меньше. В области многолетнемерзлых пород влияние указанных составляющих будет однонаправленно, и, следовательно, утепляющее влияние пустот под снегом возрастет по сравнению с тем же эффектом (при всех прочих равных условиях) в области сезонного промерзания грунтов.

Максимальная величина утепляющего влияния пустот под снегом отмечается вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород. К северу и особенно к югу от этой границы тепловой эффект будет уменьшаться. Так проявляется широтная зональность рассматриваемого явления. То же следует отметить и в зависимости от континентальности климата. В условиях резко континентального климата (Центральная Якутия и Восточная Сибирь) тепловой эффект пустот будет достигать максимальных величин, а в условиях морского климата будет уменьшаться до минимума. В соответствии с высотной поясностью также должно изменяться утепляющее действие снега с пустотами. Максимальные изменения будут наблюдаться при этом в области южной границы многолетнемерзлых пород (выделяемой по широтной зональности). Зависимость утепляющего влияния снега от годовых теплооборотов в почве приводит к тому, что на заболоченных участках тепловое влияние пустот значительно больше, чем на дренированных. Следует также указать, что большее значение в рассматриваемом вопросе

имеет влияние растительного покрова, так как особенности и характер последнего определяют условия образования пустот под снегом и их утепляющее влияние на почву.

Оценка утепляющего влияния снега на участках с плотным и неплотным его прилеганием (Пример 38)

Рассчитать, как изменяется критическая высота снежного покрова при разных условиях его прилегания к поверхности почвы. Известно, что на участках с редким травяным покровом снег плотно и равномерно прилегает к почве, на участках с кустарничком под снегом образуются пустоты, занимающие в среднем $0,3 \text{ м}^2$ на 1 м^2 поверхности. Среднегодовая температура воздуха составляе $-10,5^\circ\text{C}$; годовая амплитуда (физическая) температур воздуха равна $A = 22^\circ\text{C}$. Грунты в слое годовых колебаний температуры представлены супесями с мелкими редкими прослойками песка, характеризующимися следующими теплофизическими данными: $\lambda_{\text{T}} = 1,4 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, $\lambda_{\text{M}} = 1,7 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$; $C_{\text{T}} = 600 \text{ (Вт}\cdot\text{час)}/(\text{м}^3\cdot\text{К})$, $C_{\text{M}} = 520 \text{ (Вт}\cdot\text{ч)}/(\text{м}^3\cdot\text{К})$; $Q_{\text{ф}} = 21600 \text{ (Вт}\cdot\text{ч)}/\text{м}^3$. Плотность снежного покрова в среднем составляет $\rho_{\text{сн}} = 0,29 \text{ г}/\text{см}^3$. Напочвенный растительный покров развит слабо и в дальнейшем может не учитываться.

Решение.

1. Определяем по формуле Б.В. Проскурякова теплопроводность снежного покрова:

$$\lambda_{\text{сн}} = 0,021 + \rho_{\text{сн}} \cdot 1,01 = 0,021 + 0,29 \cdot 1,01 = 0,314 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К}).$$

2. Так же как и в предыдущем примере рассчитываем по параметрам синусоидальных колебаний температур воздуха (поверхности покровов) летнюю и зимнюю суммы градусочасов и длительность летнего периода с помощью уравнений (3.10.62):

$$\tau_{\text{Л}} = 8760 \cdot \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arcsin \frac{-10,5}{22,0} \right) = 2993 \text{ ч},$$

$$\Omega_{\text{Л}}^{\text{B}} = -10,5 \cdot 2993 + \frac{22 \cdot 8760}{\pi} \sqrt{1 - \left(\frac{-10,5}{22} \right)^2} = 22480 \text{ и } \Omega_{\text{З}}^{\text{B}} = t_0 T - \Omega_{\text{Л}}^{\text{B}} = -112460 \text{ град}\cdot\text{ч}.$$

3. Вначале найдем критические значения термического сопротивления $\bar{R}_{\text{сн}}^{\text{кр}}$ и $\bar{h}_{\text{сн}}^{\text{кр}}$ высоты снежного покрова на участках с плотным прилеганием снега к почве. Для этого, как и ранее, используем формулы (9.2.4) и (9.2.5). Из (9.2.4) находится глубина сезонного оттаивания пород при нулевой их среднегодовой температуре. Поскольку термическое сопротивление растительного покрова незначительно ($R_{\text{п}}^{\text{п}} \approx 0$), то:

$$s_{\text{Л}} = \lambda_{\text{T}} R_{\text{п}}^{\text{п}} = 1,4 \cdot 0 = 0; \quad m_{\text{Л}} = \frac{\Omega_{\text{Л}}^{\text{п}} C_{\text{T}}}{2\tau_{\text{Л}} Q_{\text{ф}}} = \frac{22480 \cdot 600}{2 \cdot 2993 \cdot 21600} = 0,1043;$$

$$\xi_{\text{сгс}} = \frac{1}{(0,1043 + 1)} \left(\sqrt{\frac{2 \cdot 1,4 \cdot 22480}{21600} (0,1043 + 1) + (0)^2} - 0 \right) = 1,794 \text{ м}$$

Далее из (9.2.5) находим величину критического термического сопротивления снега:

$$\alpha = \frac{\lambda_{\text{T}}}{\lambda_{\text{M}}} = \frac{1,4}{1,7} = 0,8235;$$

и поскольку $R_{\text{п}}^{\text{з}} = 0$, то $\bar{R}_{\text{сн}}^{\text{кр}} = 0,8235 \cdot 0 - 0 - (0,8235 + \frac{-112460}{22480}) (\frac{1,794}{2 \cdot 1,4} + 0) = 2,68 \text{ (м}^2\text{К)}/\text{Вт}$.

Этому термическому сопротивлению соответствует критическая высота снежного покрова:

$$\bar{h}_{\text{сн}}^{\text{кр}} = \bar{R}_{\text{сн}}^{\text{кр}} \cdot \lambda_{\text{сн}} = 2,68 \cdot 0,314 = 0,84 \text{ м.}$$

4. Оценка критической высоты снежного покрова при неплотном прилегании снега и наличии пустот в его толщии производится из следующих соображений. Если считать, что полости в снегу не проводят тепло (теплопроводность воздуха весьма мала), то тепловой поток из пород в атмосферу движется через слой снега только по участкам между этими полостями.

Для повышения под влиянием снега среднегодовой температуры пород до 0°C (условие начала многолетнего оттаивания пород) необходимо обеспечить одинаковое отепляющее влияние снега как в случае плотного, так и неплотного примыкания снега. Отепляющее влияние снега – это разница температур Δt на его кровле и подошве, формирующаяся вследствие движения тепла через этот слой. Для достижения одинакового отепляющего влияния снега в обоих случаях необходимо, чтобы отношение плотности теплового потока через снег и сопротивления движению тепла были одинаковы. Это следует из закона теплопроводности Фурье для теплового потока через слой:

$$q = \frac{\Delta t}{R_{\text{сн}}} = \frac{\lambda_{\text{сн}} \Delta t}{h_{\text{сн}}}. \quad (9.27)$$

В случае неплотного примыкания снега тепловой поток, выходящий из массива пород, обтекает непроницаемые для тепла воздушные полости и концентрируется на участках сплошного залегания снега. На этих участках происходит увеличение плотности теплового потока пропорционально уменьшению площади, не занятой теплонепроницаемыми воздушными пустотами. Для достижения той же разности температур на границах слоя снега, что и в случае отсутствия пустот, термическое сопротивление снега на участках между пустотами должно уменьшаться.

Площадь, занятая пустотами, составляет 30% и тепловой поток концентрируется и движется по оставшимся 70% площади. Увеличение плотности теплового потока здесь определится из соотношения $q_{\text{пл}} \cdot 1 = q_{\text{нпл}} \cdot 0,7$. Отсюда следует, что плотность теплового потока между пустотами при неплотном прилегании $q_{\text{нпл}}$ возрастает относительно значения потока $q_{\text{пл}}$ при отсутствии пустот в $1/0,7 = 1,43$ раза. Для сохранения величины $\Delta t_{\text{сн}}$ одинаковой в обоих случаях, согласно (9.2.7), критическое термическое сопротивление снега между пустотами должно быть в 0,7 раза меньше такового при плотном прилегании снега и составлять 1,88 $(\text{м}^2\text{K})/\text{Вт}$. Тогда на участке с неплотным прилеганием снега критическая высота снежного покрова будет также в 0,7 раз меньше по сравнению с таковой на участках плотного прилегания и равна $\bar{h}_{\text{сн нпл}}^{\text{кр}} = 0,84 \cdot 0,7 = 0,59 \text{ м}$.

3. Влияние обводненности и заболоченности участков на формирование таликов теплового подтипа

На севере Западно-Сибирской низменности на заболоченных участках, как правило, среднегодовые температуры пород выше, чем на сухих. В районе Забайкалья и Дальнего Востока на заболоченных участках среднегодовые температуры ниже, чем на дренированных. Вблизи южной границы области многолетнемерзлых пород, в пределах первой мерзлотно-температурной зоны, в Западно-Сибирской низменности к заболоченным участкам приурочены талики, а в пределах Забайкалья и Дальнего Востока на заболоченных участках отмечается распространение многолетнемерзлых пород.

Для расчета теплового влияния заболоченности в отдельных случаях, когда на заболоченных участках присутствует слой воды с открытым зеркалом общей площадью более половины поверхности, могут быть использованы формулы, предложенные для расчета теплового влияния мелких бессточных водоемов (гл. V, § 5). Необходимо учитывать разность между температурой водной поверхности и воздуха, так как альbedo на заболоченных участках в летнее время мало и водный покров прогревается сильнее, чем воздух.

При отсутствии постоянного слоя воды или при наличии ее в узких межкочковых пространствах влияние заболоченности на температуру пород сказывается через изменение величины отепляющего влияния снежного покрова и изменение температурной сдвижки в слое сезонного промерзания (оттаивания). Так как заболоченность приводит к увеличению годовых теплооборотов почвы и увеличению разности значений коэффициента теплопроводности пород в мерзлом и талом состояниях, отепляющее действие снега и величина температурной сдвижки на заболоченных участках больше, чем на дренированных.

Как показали расчеты, заболоченность может быть и охлаждающим и отепляющим фактором. В тех случаях, когда на заболоченных участках в слое сезонного оттаивания (промерзания) пород формируется большая температурная сдвижка, с заболоченностью связаны суровые мерзлотные условия. Так, на Дальнем Востоке где высота снежного покрова мала (0,1–0,2 м), а континентальность климата велика (амплитуда годовых колебаний температуры воздуха более 40°C), отепляющее действие снега в значительной мере компенсируется величиной отрицательной сдвижки (до –2 – –3°C).

В Западно-Сибирской низменности мощность снега достигает 0,8–1 м. На заболоченных участках теплообороты велики и отепляющее влияние снега достигает 7–10°C. На сухих, в связи с уменьшением теплооборотов, снежный покров отепляет поверхность не более чем на 5–6°C. Температурная сдвижка на заболоченных участках не выходит за пределы 1°C, так как под снегом уменьшается амплитуда температурных колебаний. В результате на этих участках среднегодовая температура пород значительно (на 2–3°C) выше, чем на сухих, что обуславливает формирование таликов с поверхности на различную глубину в зависимости от нижних граничных условий. Таким образом, расчеты объясняют, почему при мощном снежном покрове (0,7–1 м) заболоченность, как фактор, приводит к повышению среднегодовых температур, в то время как при малом снежном покрове, наоборот, к их понижению. Существенным является состав пород и их влажность. Самая большая разница теплопроводности талых и мерзлых пород отмечается для песков и супесей при полном их водонасыщении, поэтому максимальный эффект отмечается именно для этих грунтов.

Максимальное влияние заболоченности проявляется в условиях резко континентального климата (Сибирь, Дальний Восток). В условиях морского климата это влияние почти не заметно и связано с тем, что годовые теплообороты почвы там невелики. Зависимость теплового влияния заболоченности от годовых теплооборотов определяет его географическую зональность и высотную поясность. Максимальное проявление влияния заболоченности на температурный режим грунтов и формирование таликов отмечается там, где теплообороты максимальные, т.е. вблизи южной границы области многолетнемерзлых пород. К югу и к северу теплообороты уменьшаются, и в соответствии с этим уменьшается влияние заболоченности, а также формирование таликов теплового подтипа. На Крайнем Севере, где мерзлотные условия крайне суровые и среднегодовые температуры пород достигают значений от –7°C до –12°C, на сухих и заболоченных участках большой разницы в температурном режиме не наблюдается. Аналогичная картина отмечается и для высотной поясности.

Количественную оценку влияния заболоченности на формирование таликов в конкретных условиях можно получить, используя расчетные уравнения, приведенные в гл. III, § 10 и в гл. V в примерах 14–17.

4. Влияние снежников и ледников на формирование таликов теплового подтипа

Влияние мощных снежников и ледников на температурное поле подстилающих пород мало изучено. Температуры в подошве ледника определяются среднегодовыми температурами в толще льда, их амплитудами на его поверхности, величиной температурного градиента в теле ледника и его мощностью.

Среднегодовая температура определяется радиационно-тепловым балансом поверхности ледника и характером его питания. Так, среднегодовая температура ледника с ледовым питанием приблизительно равна среднегодовой температуре воздуха, а на участках с фирновым питанием значительно выше. В первом случае среднегодовая температура льда ледников Земли Франца-Иосифа составляла -10 – -11°C , а под фирновыми шапками повышалась до -3°C . Наиболее низкие среднегодовые температуры ледников до -30 и -50°C отмечаются в Гренландии и Антарктиде.

Величина и характер изменения геотермического градиента зависят от значений теплопроводности льда, истории развития ледника и его динамики, теплопотока из недр Земли. В Антарктиде, по данным температурных измерений в скважине близ станции Восток, температурный градиент в полукилометровой толще льда увеличивался с глубиной от $0,6$ до $0,82^{\circ}\text{C}/100$ м. В простейшем случае (стационарный ледник с установившимся температурным режимом) температурный градиент во льду $g_{\text{л}} = q/\lambda_{\text{л}}$, где q – теплопоток из недр Земли, характерный для данной геологической структуры; $\lambda_{\text{л}}$ – теплопроводность льда. Движение ледника способствует повышению температур в его подошве в результате трения о поверхность пород до 0°C , что делает возможным существование под ним талых пород.

Мощности ледниковых покровов достигают 4300 м (Антарктида), 3400 м (Гренландия), на островах Ледовитого океана они обычно не превышают 500 – 700 м, на материке достигают 1000 м (Памир), обычно же они измеряются десятками и первыми сотнями метров. Ранее считалось, что под мощными ледниками многолетнемерзлые породы существовать не могут. По последним данным, многолетнемерзлые породы обнаружены под Гренландским ледяным щитом. Температура вблизи подошвы ледника на глубине 1400 м оказалась равной -13°C . Существование многолетнемерзлых пород отмечалось и в краевых частях небольших ледников Северной Америки.

В первом приближении температура в подошве ледника при предположении установившегося или близкого к нему температурного режима может быть вычислена по формуле:

$$t_{z,\text{л}} = t_{\text{ср.л}} + z \cdot q / \lambda_{\text{л}},$$

где $t_{z,\text{л}}$ – температура на подошве ледника, ($t_{\text{ср.л}}$ – среднегодовая температура на поверхности ледника, z – мощность ледника.

5. Влияние инфильтрации атмосферных осадков в сезонноталый слой пород на формирование таликов радиационно-инфильтрационного подтипа

Рассмотрим радиационно-тепловой тип талика, его радиационно-инфильтрационный подтип. Большое влияние на формирование таких таликов оказывают инфильтрующиеся атмосферные осадки.

На участках, сложенных крупнозернистыми, хорошо фильтрующими породами, в летний период теплые атмосферные осадки, инфильтруясь, вносят в грунты дополнительное тепло. В области распространения многолетнемерзлых пород в слое летнего оттаивания запас тепла в инфильтрующихся осадках идет на повышение температуры слоя оттаивания и на фазовые переходы дополнительной глубины оттаивания. Количественно это может быть учтено приведенными выше формулами (5.7.1) и (5.7.2). Для практических расчетов по этим формулам из метеорологических справочников необходимо взять месячные или декадные суммы вы-

падающих летом осадков и, соответственно, среднемесячные и среднедекадные температуры воздуха. Предполагается, что осадки поступают в почву с температурой, равной температуре воздуха. Поэтому суммарный теплопоток, поступающий в почву с осадками, может быть определен как сумма произведений месячных (декадных) сумм осадков на среднемесячную (среднедекадную) температуру воздуха и на объемную теплоемкость воды за весь летний период. Пример оценки влияния инфильтрации на температурный режим пород приведен в гл. V (см. пример 19).

§ 3. Роль бокового влияния толщ многолетнемерзлых пород на формирование таликов небольших плановых размеров

Сказанное выше справедливо для внутренних областей больших по площади контуров с однородными верхними граничными условиями. В действительности при рассмотрении участков криолитозоны с относительно небольшими плановыми размерами контуров проявления тех или иных отепляющих факторов вклад бокового теплового влияния со стороны окружающих многолетнемерзлых пород в структуру внутригодового теплообмена приповерхностных слоев пород внутри указанных контуров становится заметным. На необходимость учета бокового теплового взаимодействия талых и мерзлых пород при исследовании условий формирования относительно небольших в плане несквозных таликов первым, видимо, обратил внимание Ю.Л. Шур (Шур, 1977).

Природные и искусственные объекты такого типа разнообразны. Это, например, небольшие водоемы или водотоки, западины, засыпаемые снегом в результате метелевого переноса, куртины густого кустарника (гальник и др.), аккумулирующие на себе мощный снежный покров, застраиваемые участки с чрезвычайно сложным, контрастным по площади характером снегонакопления и тепловыделяющими зданиями. В этих случаях возможно формирование небольших по площади таликов, как правило, несквозных. Прогнозирование возникновения таких таликов требует учета бокового теплового влияния внешних массивов многолетнемерзлых пород.

В общем виде действие отепляющих факторов в локальной области приводит к возрастанию температуры пород в пределах контура и сопровождается возникновением кондуктивного теплопотока в породах, направленного из контура приложения тепловой нагрузки в сторону более холодных окружающих мерзлых пород. Температурное поле и структура тепловых потоков в полупространстве пород под «теплыми» контурами и в их окрестностях могут быть исследованы с помощью известных решений стационарных задач теплопроводности в двухмерной и даже трехмерной постановке (Балобаев, Шасткевич, 1974).

Вблизи поверхности в пределах «теплого» контура тепловой поток имеет нисходящий характер. По мере увеличения глубины происходит отклонение линий тока в сторону внешних границ контура приложения тепловой нагрузки. Тепловой поток меняет направление вначале на горизонтальное, затем на восходящее и выходит на поверхность в обрамлении контура теплового возмущения. Плотность нисходящего теплового потока через поверхность при неизменных теплофизических характеристиках пород тем выше, чем больше разница температур поверхности пород внутри и вне контура теплового возмущения и чем меньше плановые размеры этого контура. Интенсивность теплового потока минимальна в центральной части контура приложения тепловой нагрузки и возрастает в направлении границ контура.

Для формирования талика с ограниченными плановыми размерами в условиях постоянного отвода тепла вглубь массива пород, воздействие отепляющих факторов должно быть выше, нежели в случае неограниченной в плане области отепляющего воздействия.

Для изучения условий, необходимых для образования и существования талика, было выполнено численное математическое моделирование условий теплообмена в таликах ограниченного размера, которое позволило выявить основные закономерности их формирования. Был

предложен аналитический метод приближенной количественной оценки факторов природной среды, критических для существования ограниченных в плане таликов (Булдович, 2008, 2012).

В результате выполненного моделирования установлено, что критическая величина отепляющего фактора, приводящая к началу развития талика в центральной части контура теплового возмущения (в данном случае – повышенного снегонакопления) небольшого в плане размера, превышает таковую в условиях контура неограниченных размеров. Например, в пределах локального участка повышенного снегонакопления критическая величина снежного покрова заметно превышает таковую для «бесконечной» в плане территории. Это превышение возрастает с понижением температуры окружающих талик многолетнемерзлых пород и уменьшением плановых размеров контура теплового возмущения. Критическая величина термического сопротивления снега под изометричным или округлым контуром теплового воздействия превышает таковую под вытянутым контуром (полосой) за счет всестороннего оттока тепла к окружающему массиву мерзлых пород в отличие от двухстороннего оттока под полосой.

При достижении критической величины термического сопротивления снежного покрова талик начинает формироваться непосредственно в центре контура теплового возмущения. При дальнейшем увеличении термического сопротивления снежного покрова сверх критического значения талик начинает расширяться и углубляться, однако его размеры в плане остаются меньшими, чем размеры контура теплового возмущения.

Закономерности возникновения небольших таликов получены в зависимости от изменений свойств снежного покрова, однако они полностью сохраняют силу и при вариациях других возможных отепляющих факторов.

Разработка приближенного аналитического решения задачи о формировании таликов при небольших поперечных размерах контура теплового воздействия выполнялась с учетом результатов численного математического моделирования данной природной обстановки. Расчетная схема составлялась для центральной части контура теплового воздействия отепляющего фактора, где за счет бокового влияния со стороны обрамляющих мерзлых пород существует постоянный субвертикальный нисходящий тепловой поток с минимальной интенсивностью, так как эта часть наиболее удалена от окружающей холодной поверхности. В этих условиях переходному состоянию пород из мерзлого в талое состояние (зарождению талика) соответствует ситуация равенства глубины летнего (сверху) оттаивания пород и полного (сверху и снизу) сезонного промерзания этого слоя. Составив соответствующие уравнения, описывающие формирование и разрушение сезонно-мерзлого слоя в центре контура, можно получить критическое значение любого из возможных отепляющих факторов, приводящее к формированию талика с учетом бокового влияния мерзлых пород.

Численное моделирование процесса показывает, что при превышении поперечного планового размера контура приложения тепловой нагрузки над мощностью слоя сезонного промерзания в 5–10 раз и более, температурное поле в приповерхностных слоях пород в центральной части контура теплового возмущения является одномерным. Таким образом, исходя из наиболее распространенных значений глубины сезонного оттаивания – промерзания пород порядка 1 м – аналитическая расчетная схема применима к контурам с минимальными поперечными размерами порядка 5–10 м. Расчет и прогнозирование таликов с меньшими размерами в плане возможны с помощью численного математического моделирования, поскольку при этом процессы сезонного промерзания и оттаивания происходят в неоднородном температурном поле.

Задача состоит из двух частей: 1) расчета формирования и разрушения сезонно-мерзлого слоя в условиях действия нисходящего теплопотока и 2) определения плотности этого потока тепла.

Для реализации первой части задачи необходимо рассмотреть динамику сезонного промерзания и оттаивания пород. Исходя из общих соображений и результатов численного моде-

лирования можно утверждать, что переходному моменту зарождения талика соответствует следующая последовательность событий (рис. 9.1). Начальным считается момент времени максимального летнего оттаивания в конце летнего периода. Далее происходит промерзание оттаявшего слоя пород сверху и снизу, причем в момент окончания зимнего периода τ_3 фронт промерзания сверху останавливается, фронт промерзания пород снизу продолжает двигаться вверх, а от поверхности пород начинает опускаться вниз фронт летнего оттаивания пород. В некоторый момент времени $\tau_{см}$ произойдет смыкание нижнего и верхнего слоев промерзания.

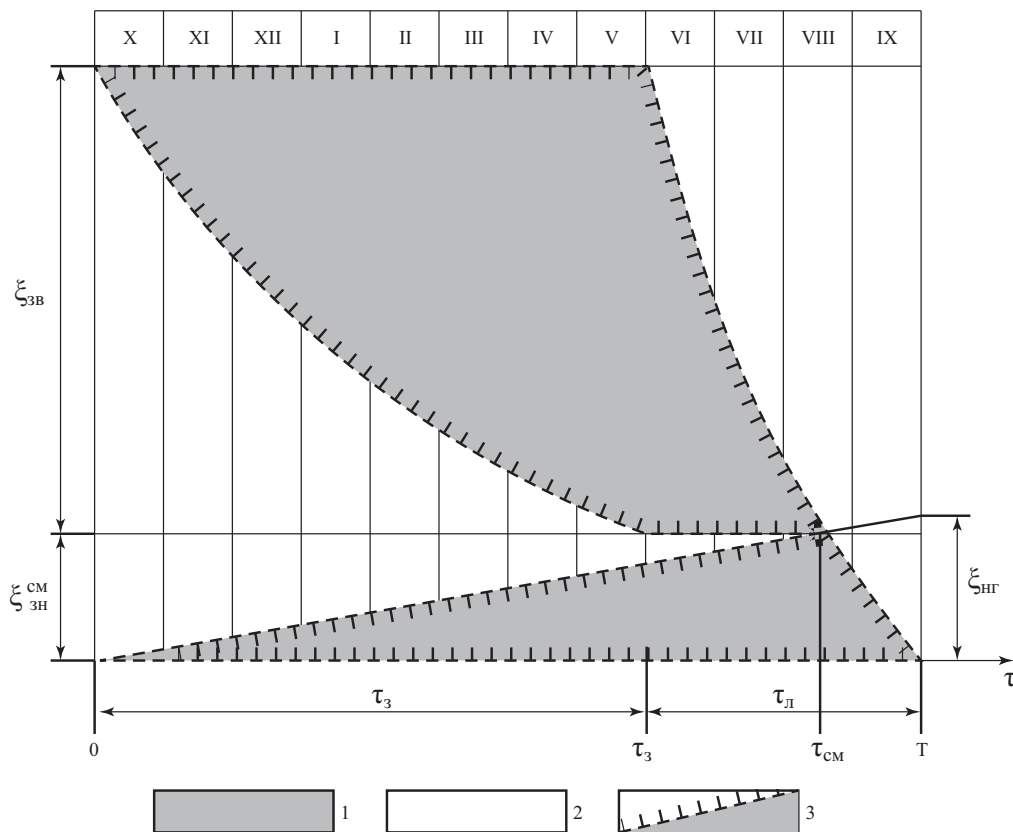


Рис. 9.1. Годовая динамика процессов сезонного промерзания и оттаивания пород в зарождающемся талике. Пояснения в тексте

Предельному переходному условию соответствует ситуация, когда в этот же момент к точке смыкания нижнего и верхнего фронтов промерзания подойдет фронт летнего оттаивания. Именно в этом случае начинает формироваться слой пород, находящийся в *талом состоянии круглогодично*, что и является необходимым условием образования талика.

В оставшуюся часть летнего периода ($\tau_л - \tau_{см}$) происходит оттаивание слоя пород, промерзшего снизу за весь зимний и большую часть летнего периодов. К концу лета (момент завершения полного годового цикла) фронт оттаивания сверху достигает исходного положения на нулевой момент времени и годового цикла повторяется.

В рассмотренной схеме важно, что зимнее промерзание пород сверху и снизу происходит независимо друг от друга – фронт промерзания снизу движется в результате отвода тепла кристаллизации воды постоянным нисходящим теплотокотом, а промерзание сверху идет при нулевом притоке тепла к фронту кристаллизации снизу. Кроме того, летнее оттаивание сверху большую часть летнего периода (с момента τ_3 до $\tau_{см}$) также происходит при нулевом оттоке

тепла от фронта оттаивания в подстилающие породы, поскольку ниже в это время расположен талый слой пород. И в конце летнего периода на движение границы сезонного оттаивания начинает влиять отток тепла в окружающие мерзлые породы.

Для упрощения задачи можно считать, что в переходной ситуации зарождения талика глубина потенциального сезонного оттаивания пород сверху должна превышать сумму глубины потенциального зимнего промерзания сверху и величины годового промерзания пород снизу за счет нисходящего потока тепла:

$$\xi_{\text{ЛВ}} = \xi_{\text{ЗВ}} + \xi_{\text{НГ}}, \quad (9.3.1)$$

где $\xi_{\text{ЛВ}}$, $\xi_{\text{ЗВ}}$ и $\xi_{\text{НГ}}$ – соответственно летнее оттаивание сверху, зимнее промерзание сверху и годовое промерзание снизу. Указанные величины для однородного влажного грунта при наличии на поверхности пород снежного и растительных напочвенных покровов выражаются следующим образом:

$$\xi_{\text{ЛВ}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{T}}\Omega_{\text{Л}}}{Q_{\text{Ф}}} + s_{\text{Л}}^2} - s_{\text{Л}}, \quad s_{\text{Л}} = \lambda_{\text{T}}R_{\text{П}}^{\text{Л}}, \quad (9.3.2)$$

$$\xi_{\text{ЗВ}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{М}}|\Omega_{\text{З}}|}{Q_{\text{Ф}}} + s_{\text{З}}^2} - s_{\text{З}}, \quad s_{\text{З}} = \lambda_{\text{М}}(R_{\text{П}}^{\text{З}} + \bar{R}_{\text{СН Т}}^{\text{КР}}), \quad (9.3.3)$$

$$\xi_{\text{НГ}} = \frac{q_{\text{T}}T}{Q_{\text{Ф}}}, \quad (9.3.4)$$

где $R_{\text{П}}^{\text{Л}}$, $R_{\text{П}}^{\text{З}}$ – термические сопротивления напочвенного растительного покрова в летний и зимний периоды; $\bar{R}_{\text{СН Т}}^{\text{КР}}$ – критическая величина средnezимнего термического сопротивления снежного покрова для данного талика; q_{T} – плотность нисходящего теплового потока в центр талика, остальные обозначения прежние.

Из зависимостей (9.3.1–9.3.4) можно определить величину критического значения любого температурообразующего фактора (как летнего, так и зимнего), учитываемого расчетной схемой. В частности, оценка термического сопротивления снега для конкретного талика может быть выполнена следующим образом:

$$\bar{R}_{\text{СН Т}}^{\text{КР}} = \frac{|\Omega_{\text{З}}|}{\xi_{\text{ЗВ}}Q_{\text{Ф}}} - \frac{\xi_{\text{ЗВ}}}{2\lambda_{\text{М}}} - R_{\text{П}}^{\text{З}}, \quad \xi_{\text{ЗВ}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{T}}\Omega_{\text{Л}}}{Q_{\text{Ф}}} + s_{\text{Л}}^2} - s_{\text{Л}} - \frac{q_{\text{T}}T}{Q_{\text{Ф}}}. \quad (9.3.5)$$

Рассмотренный подход остается справедливым и в случае действия других отепляющих факторов (водного покрова, конвективного теплопереноса в породах и др.), он применим и при двухслойном строении геологического разреза в пределах слоя сезонного промерзания пород (гл. III. §10.2).

Основным параметром, необходимым для прогнозирования условий возникновения небольших в плане таликов является величина оттока тепла от подошвы сезонно-мерзлого слоя (СМС) в окружающие мерзлые толщи q_{T} . Определение этой величины является второй частью рассматриваемой задачи.

Для определения плотности нисходящего теплового потока в центральной части контура теплового возмущения решается следующая задача. Верхняя граница расчетной области – поверхность полупространства – располагается на уровне подошвы СМС, на ней задаются постоянные по площади температуры, равные среднегодовым температурам пород внутри контура

теплового возмущения и за его пределами. Внутри контура предполагаются условия, соответствующие условиям зарождения (или исчезновения) талика, поэтому температура на поверхности считается равной 0°C .

За пределами контура на поверхности задается фоновая отрицательная среднегодовая температура многолетнемерзлых пород. Глубинный восходящий поток тепла из недр $q_{\text{ГП}}$ в силу своей малости обычно может не учитываться, однако расчетные зависимости ниже приводятся с его учетом

Для определения величины нисходящего теплового потока в центре контура теплового возмущения в принятой постановке в принципе достаточно решений для двух форм контуров: круга и прямоугольника. В первом случае задача является двухмерной осесимметричной, во втором – трехмерной. Частным случаем второй задачи является решение при бесконечной длине одной из сторон прямоугольника – т.е. двухмерная задача контура теплового воздействия в виде полосы неограниченной длины. При необходимости могут быть получены решения и для контуров произвольной формы и даже при наличии нескольких близкорасположенных контуров возмущения, например по методике, предложенной в работе (Балобаев, Шасткевич, 1974), однако следует отметить и высокую трудоемкость таких вычислений.

Плотность нисходящего теплового потока в центре контура круглой формы составляет:

$$q_{\text{T}} = \lambda_{\text{МП}} \left. \frac{dt(r, z)}{dz} \right|_{z=0, r=0} = \lambda_{\text{МП}} \frac{|t_{\text{П}}|}{r_{\text{T}}} - q_{\text{ГП}}, \quad (9.3.6)$$

для контура прямоугольной формы:

$$q_{\text{T}} = \lambda_{\text{МП}} \left. \frac{dt(x, y, z)}{dz} \right|_{x=0, y=0, z=0} = \frac{2\lambda_{\text{МП}}|t_{\text{П}}|}{\pi} \sqrt{\frac{1}{a^2} + \frac{1}{b^2}} - q_{\text{ГП}}, \quad (9.3.7)$$

и для контура-полосы при $a \rightarrow \infty$:

$$q_{\text{T}} = \lambda_{\text{МП}} \left. \frac{dt(x, z)}{dz} \right|_{x=0, z=0} = \frac{2\lambda_{\text{МП}}|t_{\text{П}}|}{\pi b} - q_{\text{ГП}}, \quad (9.3.8)$$

где $\lambda_{\text{МП}}$ – теплопроводность мерзлых пород, подстилающих слой сезонного оттаивания; $t_{\text{П}}$ – среднегодовая температура пород на поверхности территории, окружающей контур; r_{T} – радиус круглого контура теплового возмущения; a – полудлина прямоугольного контура; b – полуширина прямоугольного контура или бесконечной полосы; $q_{\text{ГП}}$ – плотность глубинного потока тепла из недр.

Таким образом, определив по зависимостям (9.3.6–9.3.8) величину теплового потока от поверхности в центре контура приложения тепловой нагрузки, можно из (9.3.4) оценить величину годового промерзания пород снизу $\zeta_{\text{гп}}$. Указанная величина в ситуации зарождения талика, согласно уравнению (9.3.1), представляет собой разницу между потенциальными глубинами летнего оттаивания и зимнего промерзания сверху.

Можно найти критическое значение любого из параметров природной среды (зимнего или летнего), влияющего на температурный режим пород и приводящее к началу формирования талика в центре небольших контуров приложения дополнительной тепловой нагрузки. Сравнение результатов оценки и прогнозирования условий формирования таликов относительно малых размеров в плане по приведенным выше зависимостям с данными, полученными в ходе численного моделирования данной задачи на ПЭВМ, показали удовлетворительную точность предлагаемого аналитического метода.

Оценка условий формирования талика на участке ограниченной площади (Пример 39)

Рассмотрим ограниченный по площади участок поверхности, где в силу естественных (понижение в рельефе, высокий кустарник, ветровая тень) или техногенных причин происходит повышенное снегонакопление. Размеры участка составляют около 15 м. Необходимо оценить возможность формирования теплового талика в данных условиях.

Климатические параметры принимаются теми же, что и ранее в примере 37: среднегодовая температура воздуха $t_0 = -8,3^\circ\text{C}$, амплитуда годовых колебаний температуры (физическое значение) $A = 22^\circ\text{C}$. Согласно выполненным ранее расчетам, летняя и зимняя суммы градусочасов воздуха равны соответственно $\Omega_{\text{л}}^{\text{б}} = 29410$ град·час и $\Omega_{\text{з}}^{\text{б}} = -102120$ град·час.

Участок сложен песками, имеющими в пределах слоя сезонного промерзания–оттаивания объемный вес скелета $\gamma_{\text{ск}} = 1300$ кг/м³ и влажность $\omega = 15\%$. Теплофизические свойства этих пород следующие: $\lambda_{\text{т}} = 1,05$ Вт/(м·К) и $\lambda_{\text{м}} = 1,32$ Вт/(м·К) и $Q_{\text{ф}} = 18100$ (Вт·час)/м³. Мерзлые породы, подстилающие СТС-СМС, полностью льдонасыщены и имеют теплопроводность $\lambda_{\text{мп}} = 1,8$ Вт/(м·К). Напочвенные растительные покровы на участке отсутствуют ($R_{\text{п}}^{\text{н}} = R_{\text{п}}^{\text{з}} = 0$).

Кроме того, известно, что среднегодовая температура пород на прилегающей территории составляет порядка $t_{\text{п}} = -5^\circ\text{C}$, глубинный тепловой поток не учитывается ($q_{\text{гп}} = 0$).

Решение.

1. Сначала следует найти величину критического термического сопротивления и критическую высоту снега для территории неограниченного размера, когда теплообмен с прилегающими участками отсутствует. Для этого используются зависимости (9.3.5), где нисходящий тепловой поток в подстилающие породы отсутствует: $q_{\text{т}} = 0$. Сначала находится глубина летнего промерзания пород сверху:

$$\xi_{\text{зв}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}\Omega_{\text{л}}}{Q_{\text{ф}}}} + s_{\text{л}}^2 - s_{\text{л}} - \frac{q_{\text{т}}T}{Q_{\text{ф}}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,05 \cdot 29410}{18100}} + 0 - 0 - 0 = 1,847 \text{ м}$$

и далее определяется значение критического термического сопротивления снега $\bar{R}_{\text{сн}}^{\text{кр}}$:

$$\bar{R}_{\text{сн}}^{\text{кр}} = \frac{|\Omega_{\text{з}}|}{\xi_{\text{зв}}Q_{\text{ф}}} - \frac{\xi_{\text{зв}}}{2\lambda_{\text{м}}} - R_{\text{п}}^{\text{з}} = \frac{102120}{1,847 \cdot 18100} - \frac{1,847}{2 \cdot 1,32} - 0 = 2,36 \text{ (м}^2\text{К)/Вт.}$$

Средняя теплопроводность снежного покрова определена в $\lambda_{\text{сн}} = 0,25$ Вт/(м·К), тогда критическая высота снежного покрова для территории неограниченного размера в плане будет равна $h_{\text{сн}}^{\text{кр}} = \bar{R}_{\text{сн}}^{\text{кр}} \cdot \lambda_{\text{сн}} = 2,36 \cdot 0,25 = 0,59$ м.

Если контур теплового возмущения имеет форму круга с радиусом 7,5 м, то плотность нисходящего теплового потока в центре контура, согласно (9.3.6), будет:

$$q_{\text{т}} = \lambda_{\text{мп}} \frac{|t_{\text{п}}|}{r_{\text{т}}} - q_{\text{гп}} = 1,8 \frac{5}{7,5} - 0 = 1,2 \text{ Вт/м}^2,$$

мощность слоя годового промерзания снизу из (9.3.4) составит:

$$\xi_{\text{нг}} = \frac{q_{\text{т}}T}{Q_{\text{ф}}} = \frac{1,2 \cdot 8760}{18100} = 0,581 \text{ м,}$$

глубина летнего оттаивания сверху из (9.3.2) равна:

$$\xi_{\text{ЛВ}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{T}}\Omega_{\text{Л}}}{Q_{\text{Ф}}}} + s_{\text{Л}}^2 - s_{\text{Л}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,05 \cdot 29410}{18100}} + 0 - 0 = 1,847 \text{ м,}$$

а мощность слоя зимнего промерзания пород сверху, согласно (9.3.1), для зарождения талика не должна превышать $\xi_{\text{ЗВ}} = \xi_{\text{ЛВ}} - \xi_{\text{НГ}} = 1,847 - 0,581 = 1,266 \text{ м}$. Из уравнения (9.3.5) определяется критическая величина термического сопротивления в границах круглого контура повышенного снегонакопления диаметром 15 м, эта величина составляет:

$$\bar{R}_{\text{СН Т}}^{\text{кр}} = \frac{|\Omega_{\text{З}}|}{\xi_{\text{ЗВ}} Q_{\text{Ф}}} - \frac{\xi_{\text{ЗВ}}}{2\lambda_{\text{М}}} - R_{\text{П}}^{\text{З}} = \frac{102120}{1,266 \cdot 18100} - \frac{1,266}{2 \cdot 1,32} - 0 = 3,98 \text{ (м}^2\text{К)/Вт}$$

и ей соответствует критическая среднезимняя мощность снежного покрова:

$$h_{\text{СН Т}}^{\text{кр}} = \bar{R}_{\text{СН Т}}^{\text{кр}} \cdot \lambda_{\text{СН}} = 3,98 \cdot 0,25 = 0,99 \text{ м.}$$

Увеличение критической мощности снега, необходимое для начала развития талика в окружающей мерзлых пород, относительно критической мощности снега на неограниченном в плане участке составило $\varepsilon = (0,99 - 0,59) / 0,59 \cdot 100\% = 69\%$, что является заметной величиной.

Проделав аналогичные расчеты для тепловых контуров квадратной формы со стороной 15 м и для бесконечной полосы той же ширины, получим критические величины термического сопротивления снега $R_{\text{СН Т}}^{\text{кр}}$ для этих контуров соответственно 3,76 и 3,26 (м²К)/Вт, а значения критической мощности снега $h_{\text{СН Т}}^{\text{кр}}$ соответственно 0,94 м и 0,81 м.

Наибольшее тепловое влияние окружающих мерзлых пород на условия образования талика наблюдается в круговых контурах, наименьшее – в вытянутой полосе. В случае кругового контура окружающие мерзлые породы оказываются максимально приближенными к его центру, а в случае контура-полосы отток тепла в окружающие породы происходит перпендикулярно ее оси.

В *табл.* 9.8 приведены результаты расчетов критических значений среднего термического сопротивления (в (м²К)/Вт) и мощности снежного покрова (в метрах) для различной формы и плановых размеров контуров отепляющего влияния на поверхности. В таблице приведены относительные приращения указанных критических значений в сравнении с отепляющими контурами неограниченных размеров в плане. Все расчеты выполнены для параметров природной среды, принятых в данном примере.

Влияние поперечных размеров участков на величину отепляющего воздействия может быть значительным, особенно при размерах этих контуров в первые десятки метров (относительное увеличение критической мощности снега до 100% и более). Однако, при возрастании плановых размеров таликов влияние окружающих многолетнемерзлых пород быстро затухает. Так, для принятого в примере значения среднегодовой температуры пород в обрамлении талика $t_{\text{П}} = -5^{\circ}\text{C}$, при ширине отепляющего контура 60 м относительное увеличение значения критической мощности снежного покрова составляет около 10% (*табл.* 9.8), что сравнимо с точностью определения других геокриологических параметров (теплофизические свойства пород, температурные условия на границах). Таким образом, при плановых размерах природных температурных аномалий порядка 100 м влиянием окружающих ММП на условия формирования таликов можно пренебрегать и применять для их прогнозирования расчетные схемы одномерного теплообмена в породах. Сказанное справедливо для центральной части талика, в окраинных частях контура отток тепла в окружающие мерзлые породы имеет более высокую интенсивность.

Таблица 9.8

Параметры образования снежогенных таликов в зависимости от их размеров и конфигурации в плане (критические термическое сопротивление и высота снега)

Форма контуров в плане		Поперечные размеры контура				
		10	15	40	60	∞
Круг	$R_{\text{сн т}}^{\text{кр}}$	5,41	3,98	2,85	2,67	2,35
	$h_{\text{сн т}}^{\text{кр}}$	1,35	0,99	0,71	0,67	0,59
	$\varepsilon, \%$	130	69	21	13	0
Квадрат	$R_{\text{сн т}}^{\text{кр}}$	4,91	3,76	2,79	2,64	2,35
	$h_{\text{сн т}}^{\text{кр}}$	1,23	0,94	0,70	0,66	0,59
	$\varepsilon, \%$	108	60	18	12	0
Полоса	$R_{\text{сн т}}^{\text{кр}}$	3,88	3,26	2,65	2,55	2,35
	$h_{\text{сн т}}^{\text{кр}}$	0,97	0,81	0,66	0,64	0,59
	$\varepsilon, \%$	65	38	13	8	0

§ 4. Влияние водных покровов и состава донных отложений на формирование таликов подводного типа

Рассматривается тип таликов – подводно-тепловой (гидрогенный), подтип – шельфовый. Талики подводного типа встречаются в донных отложениях морского шельфа, под озерами и под руслами рек. Глубина водоемов определяет структуру радиационно-теплого баланса поверхности и тепловой режим донных отложений.

В пресных водоемах слой воды оказывает отепляющее воздействие на температуру пород, предохраняя их от зимнего охлаждения. При глубине водоемов, превышающих глубину их промерзания, донные отложения остаются в талом состоянии круглый год и имеют положительную среднегодовую температуру. При глубине водоема меньше глубины промерзания донные отложения промерзают с образованием либо сезонно-мерзлых, либо многолетнемерзлых пород. Формирование таликов в донных отложениях под влиянием озер необходимо рассматривать в связи с составом отложений. Если они представлены нефилтующими или слабо филтующими породами, то талики существуют за счет кондуктивного теплопереноса. Если же они представлены филтующими породами, то существование их может быть связано с конвективным теплопереносом.

Мощность талика зависит от ширины водоема и мощности многолетнемерзлых толщ в береговом массиве, а также времени существования озера. Если мощность мерзлоты ($\zeta_{\text{п}}$) превышает ширину озера (B), то в случае отсутствия конвективного теплообмена в донных отложениях под озером будет иметь место несквозной талик. Время образования этого талика и его конфигурацию можно определить по следующей расчетной схеме.

Расчет времени образования талика и его конфигурации (по методу Д.В. Редозубова) под термокарстовым озером (Пример 40)

Озеро расположено на озерно-аллювиальной равнине, сложенной толщей пылеватых легких и средних супесей, близких по составу. В мерзлом состоянии объемный вес скелета породы $\gamma_{\text{ск}}$ в среднем составляет 1000 кг/м^3 , $\omega_{\text{об}} = 40\%$; $\lambda_{\text{т}} = 1,3 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, $Q_{\text{ф}} = 32\,000 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3$. Среднегодовая температура многолетнемерзлых озерно-аллювиальных отложений, окружающих талик, равна 7°C , геотермический градиент в мерзлой толще (g) близок к 0°C . Размер озера, имеющего овальную форму, составляет $100 \times 70 \text{ м}$, глубина его равна $1,8 \text{ м}$. Среднегодовая тем-

пература воздуха в районе составляет $-13,5^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда температур равна 44°C . Мощность снега на озере достигает $0,3$ м, плотность его равна $0,25$ г/см³. Толщина льда ($H_{\text{л}}$) в стоячих водоемах этого района достигает $2,2$ м.

Решение.

1. Для определения конфигурации талика под озером, а затем времени его образования необходимо определить температурный режим донных отложений на глубине $1,8$ м. В соответствии с методикой примера 17 последовательно находим:

$$\begin{aligned}\Delta t_{\text{сн}} &= 22 \cdot 0,153 = 3,4^{\circ}\text{C} \quad (\text{по } 5.3.1), \\ t_0 &= -13,5 + 3,4 = -10,1^{\circ}\text{C}, \\ A_0 &= 22 - 3,4 = 18,6^{\circ}\text{C}, \\ t_{\text{макс}} &= 8,5^{\circ}\text{C}, \quad t_{\text{мин}} = -28,7^{\circ}\text{C}, \\ t_{h=1,8} &= \frac{2,2 - 1,8}{2,2} \cdot (-28,7) + 8,5 \\ &= \frac{0,4}{2,2} \cdot (-28,7) + 8,5 \cong +1,7^{\circ}\text{C} \quad (\text{по } 5.5.1).\end{aligned}$$

2. По формуле (5.5.2) определяем глубину озера, на которой проходит изотерма нулевой среднегодовой температуры, ниже которой у береговых откосов формируется талик:

$$H_{\text{кр}} = H_{\text{л}} \left(1 + \frac{t_{\text{макс}}}{t_{\text{мин}}} \right) = 2,2 \left(1 - \frac{8,5}{28,7} \right) = 1,54 \text{ м.}$$

3. Определяем конфигурацию талика под озером на момент установившегося температурного режима по методу Д.В. Редозубова (см. § 6, гл. III). Для данного случая, принимая начало координат на левом берегу озера (рис. 9.2), получаем выражение для температуры донных отложений в любой точке (x, z) области:

$$t(x, z) = \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\varphi(S) dS}{(S-x)^2 + z^2} + gz = 0 + \frac{1}{\pi} \left[\begin{aligned} & -7 \left(\frac{\pi}{2} - \arctg \frac{x}{z} \right) + \\ & + 1,7 \left(\arctg \frac{100-x}{z} + \arctg \frac{x}{z} \right) - \\ & - 7 \left(\frac{\pi}{2} - \arctg \frac{100-x}{z} \right) \end{aligned} \right]. \quad (9.4.1)$$

Результаты расчета для 10 точек при произвольно заданных x и z приведены в табл. 9.9. По этим данным на рис. 9.2 показана конфигурация талика, глубина которого достигает $15,2$ м.

Таблица 9.9

Расчетные данные для определения конфигурации талика под озером по методу Д.В. Редозубова										
x , м	5	5	5	20	40	20	40	20	50	20
z , м	5	10	15	5	5	10	10	15	15	20
t_0 , $^{\circ}\text{C}$	-0,5	-2,3	-2,0	0,9	1,2	0,2	0,7	-0,45	0,5	-1,0

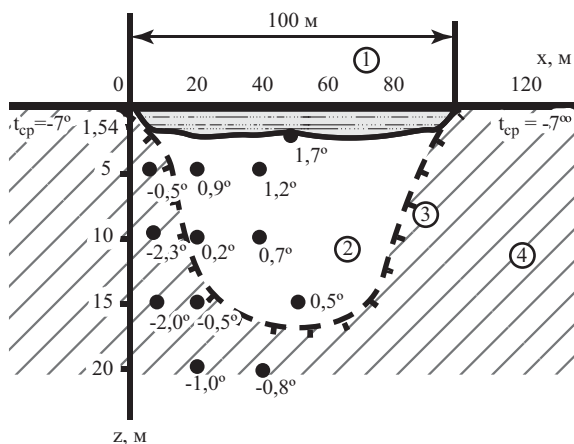


Рис. 9.2. Конфигурация талика под озером на момент установившегося температурного режима: 1 – озеро, 2 – талик под озером, 3 – граница мерзлых и талых пород, 4 – мерзлая толща

4. Находим время образования талика по приближенной формуле Стефана (3.9.7) при исходных данных $\lambda_T = 1,3 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, $Q_\phi = 32\,000 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3$, $t = 1,7^\circ\text{C}$, $H_T \approx 15,2 \text{ м}$:

$$\tau = \frac{H_T^2 Q_\phi}{\lambda t} = \frac{15,2^2 \cdot 32000}{1,3 \cdot 1,7} = 3345376 \text{ час} \approx 382 \text{ года.}$$

Таким образом, под озером талик глубиной 15,2 м мог сформироваться за 382 года.

Тип таликов – подводно-тепловой, подтип – подруслый. Подруслые талики, так же как и подозерные, связываются с отепляющим влиянием слоя воды, покрывающего донные отложения. Поэтому рассмотренные выше закономерности формирования подозерных таликов остаются справедливыми и для подруслых. В то же время между ними существуют различия, которые касаются особенностей температурного режима слоя воды в летний и зимний периоды, а также особенностей формирования ледяного покрова. Температурный режим воды в реках отличается за счет проточности вод. В летний период это приводит к некоторому понижению температуры воды в реке, а в зимний – к сокращению глубины промерзания рек по сравнению с озерами. Последнее приводит к тому, что образование подруслых таликов обычно связывается с меньшими глубинами рек по сравнению с озерами. В том случае, когда данные отложения представлены нефилтующими или слабофилтующими породами, подруслые талики относятся к классу безводных, подклассу термальных. Вид талика – сквозной или несквозной – определяется глубиной, шириной, режимом, а также динамикой русла и историей развития долины. При большой ширине русла и глубине реки отмечаются несквозные талики небольшой мощности там, где по температурным условиям речного потока они должны быть сквозными. Эти талики связаны с интенсивным смещением русла реки в условиях оплошного распространения многолетнемерзлых пород в пределах долины. На стабильных участках русла, где мощный слой воды существует длительное время, образуются талики с температурным полем, близким к стационарному. При достаточно большой ширине талика он является сквозным. При интенсивной динамике (смещении) русла реки могут образовываться талики, подстилаемые слоистыми многолетнемерзлыми толщами, то есть переслаивающимися талыми и мерзлыми горизонтами (рис. 9.3).

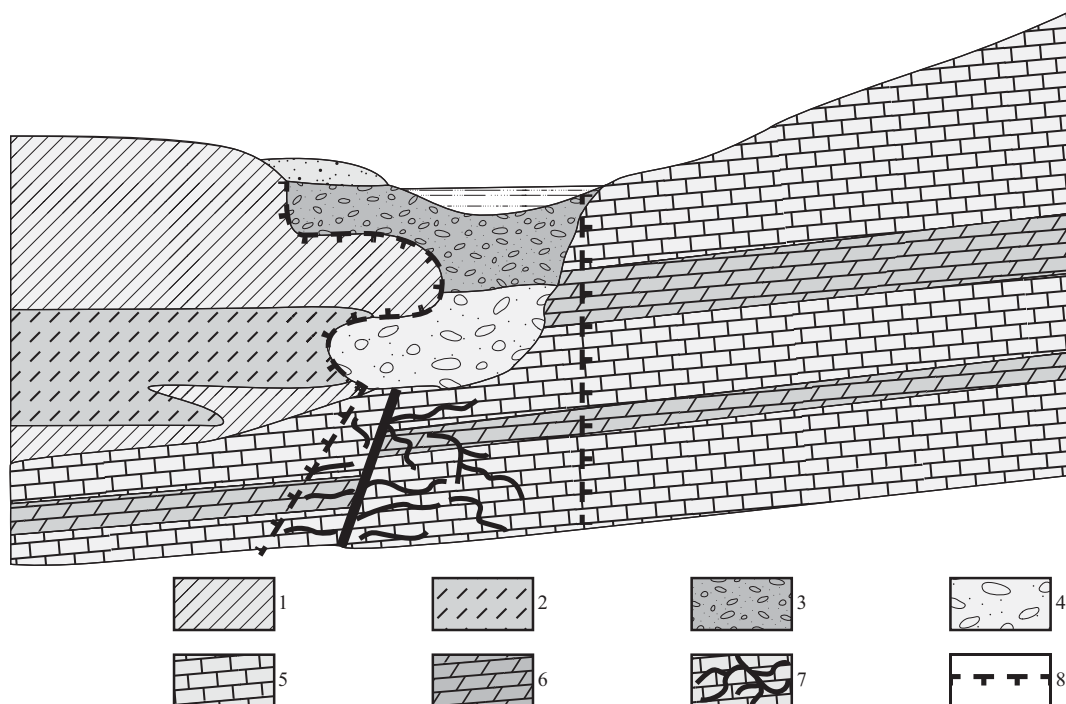


Рис. 9.3. Слоистая мерзлая толща, образующаяся в результате динамики русла реки: 1 – суглинок, 2 – супесь, 3 – песок с галькой, 4 – галечник, 5 – известняк, 6 – мергель, 7 – разлом и трещиноватая зона, 8 – граница многолетнемерзлых пород

В долинах крупных рек могут быть встречены погребенные талики подруслового типа. Их формирование связано со смещением русла и образованием на его месте песчаных островов, на которых с поверхности происходит последующее многолетнее промерзание отложений. Со временем погребенный подрусловый талик может промерзнуть. По характеру залегания многолетнемерзлой толщи и ее температурному режиму на этих участках путем расчета можно определить время существования подруслового талика и скорость его промерзания.

Вероятность образования сквозных таликов в зависимости от температурного режима и мощности многолетнемерзлых толщ на берегах реки и температурного режима речного потока может быть рассчитана по следующей схеме.

Определение характера талика, образующегося в слабофильтрующем подрусловом аллювии (Пример 41)

Донные отложения под руслом реки сложены слабофильтрующими суглинками. Условия на участке исследования следующие: слева от русла протягивается низкая пойма, сложенная многолетнемерзлыми супесями и суглинками, среднегодовая температура которых составляет $-0,5^{\circ}\text{C}$. Справа река подмывает крутой уступ I надпойменной террасы, сложенной многолетнемерзлыми песками со среднегодовой температурой, равной $-2,5^{\circ}\text{C}$. Температурный градиент в мерзлой толще в среднем составляет $0,02$ град/м. Ширина русла реки составляет 60 м, среднегодовая температура воды в придонных слоях равна $+1,5^{\circ}\text{C}$.

Решение. Находим конфигурацию талика под руслом реки на момент установившегося температурного режима по методу Д.В. Редозубова. Для данного случая, принимая начало координат на левом берегу озера (рис. 9.4), имеем выражение для температуры в любой заданной (по x и z) точке области исследования:

$$t(x, z) = gz + \frac{1}{\pi} \left[\begin{array}{l} -0,5 \left(\frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{x}{z} \right) + 1,5 \left(\operatorname{arctg} \frac{60-x}{z} + \operatorname{arctg} \frac{x}{z} \right) - \\ -2,5 \left(\frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{60-x}{z} \right) \end{array} \right]. \quad (9.4.2)$$

Результаты расчета для 17 точек при произвольно заданных x и z приведены в *табл.* 9.10 и представлены на *рис.* 9.4. Эти данные свидетельствуют о том, что под руслом реки формируется сквозной талик.

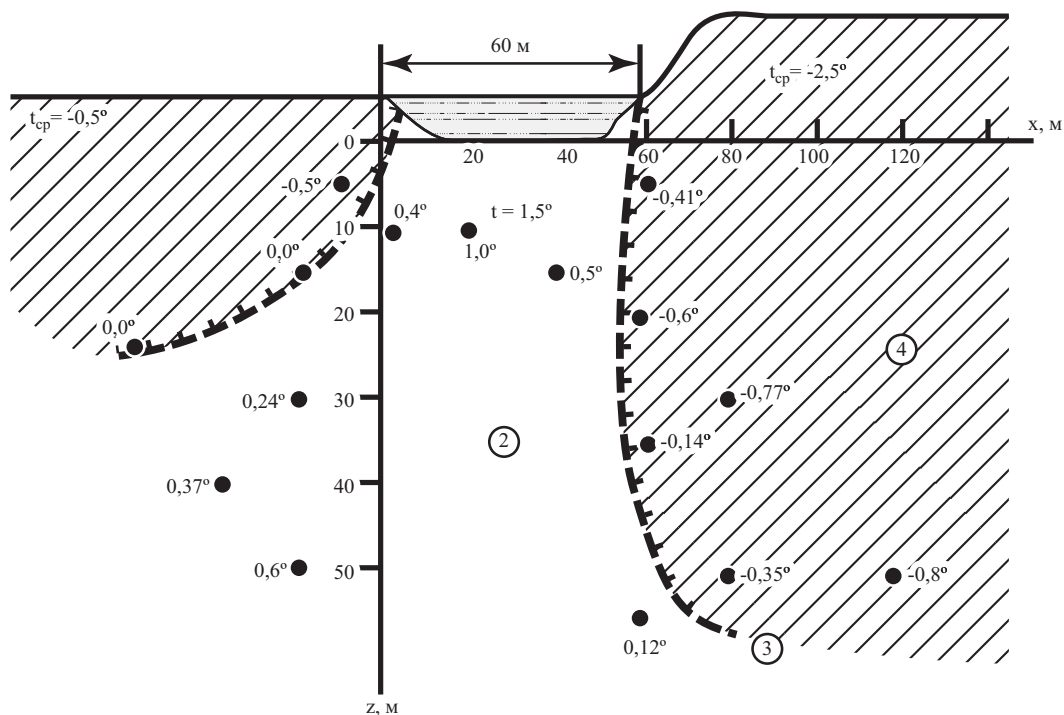


Рис. 9.4. Конфигурация талика под руслом реки на момент установившегося температурного режима: 1 – река, 2 – талик под рекой, 3 – граница мерзлых и талых пород, 4 – мерзлая порода

Таблица 9.10

Расчетные данные определения конфигурации талика под руслом реки по методу Д.В. Редозубова

$x, \text{ м}$	$z, \text{ м}$	$t, \text{ °C}$	$x, \text{ м}$	$z, \text{ м}$	$t, \text{ °C}$
60	5	-0,4	-60	25	-0,01
-10	5	-0,5	80	30	-0,77
0	10	0,4	-20	30	0,24
20	10	1,0	60	35	-0,14
40	15	0,5	-30	40	0,37
-20	15	0,03	-20	50	0,59
-5	20	0,1	120	50	-0,87
60	20	-0,6	80	50	-0,35
			60	55	0,12

Талики подруслового подтипа, образующиеся при наличии хорошо фильтрующих донных отложений, относятся к классу грунтово-фильтрационных и инфильтрационных, к подклассу термальных. Отепляющее влияние водного потока, глубина которого больше глубины промерзания помимо термоизоляционного действия, определяющего кондуктивный теплообмен в донных отложениях, осуществляется за счет дополнительного конвективного теплопереноса. В случае, когда донные отложения представлены песчаными и гравийно-галечными породами, воды подруслового потока, циркулируя, несут с собой дополнительное тепло и повышают температуру пород. В этом случае формируются сквозные талики, реже – несквозные.

При небольшой глубине русла подрусловой талик зимой может частично промерзнуть, а в летнее время полностью восстанавливаться.

В долинах крупных рек песчано-галечные отложения русловой фации имеют широкое распространение и в пределах низкой поймы. К этим отложениям приурочен аллювиальный (подрусловой) поток, в своем режиме тесно связанный с русловым. За счет движения аллювиального потока образуются талики водно-теплого типа. Генетически они тесно связаны с подрусловым подтипом подводных таликов.

§ 5. Влияние подземных вод на формирование таликов водно-теплого типа

Талики воднотеплого (гидрогеогенного) типа обязаны своим существованием дополнительному конвективному теплообмену за счет движения подземных вод. В зависимости от типа подземных вод (нисходящие инфильтрационные, грунтовые напорные и безнапорные, восходящие подмерзлотные) различаются талики трех подтипов (*см. табл. 9.1*).

Подтип таликов, формирующихся за счет обогревающего влияния грунтовых вод, имеет широкое распространение в долинах и на склонах. Отепляющее влияние грунтовых вод приурочено к областям их питания за счет инфильтрации теплых летних осадков, а также на пути их движения в долинах и вниз по склону в хорошо фильтрующих песчаных, гравийно-галечных и щебнисто-дресвяных отложениях. Отепляющее влияние на горные породы могут оказывать грунтовые воды в местах разгрузки (выходов источников).

Определение возможности формирования инфильтрационного талика за счет стока поверхностных вод в трещиноватую зону (Пример 42)

Днище долины до глубины 2 м сложено супесчано-галечным аллювием (aIQ_{IV}), глубже – сильно трещиноватыми гранитами и гранитизированными гнейсами архея. Мощность многолетнемерзлой толщи составляет в среднем 200 м, $t_{cp} = -2^\circ\text{C}$, $A_0 = 15^\circ\text{C}$, $\xi = 2$ м; λ_1 аллювиальных отложений и λ_2 коренных пород соответственно равны 1,16 и 2,32 Вт/(м·К), температуропроводность коренных пород (a) составляет $40 \cdot 10^{-4}$ м²/ч, Q_ϕ в слое ξ составляет 19720 (Вт·час)/м³. Среднегодовая температура стекающих по склону вод, инфильтрующихся по разлому в днище долины, равна 4°C . Радиус водопоглощающей зоны (r) равен 10 м. Скорость инфильтрации $v_{ин} = 0,02$ м/час. Продолжительность периода инфильтрации $\tau_{ин} = 2400$ час.

Решение.

При теплообмене инфильтрующихся вод, движущихся по талику, с мерзлыми породами расходуется часть тепла этих вод, вследствие чего их температура понижается. Часть тепла при этом расходуется в слое годовых теплооборотов на оттаивание слоя зимнего промерзания и на формирование положительных среднегодовых температур пород. В этом случае происходит изменение среднегодовой температуры от отрицательной на поверхности почвы до положительной на подошве слоя сезонного промерзания. Возникает температурная сдвигка за счет влияния нисходящего потока воды.

Если температура на поверхности почвы равна t_0^1 , то для того, чтобы в подошве слоя сезонного промерзания мощностью ξ среднегодовая температура была не ниже 0°C (условие, необходимое для существования талика), требуется конвективный тепловой поток, равный:

$$q = C_B \cdot v \cdot \Delta t_1 \cdot \tau_{\text{ин}} = Q_{\Phi} (\xi_{\text{п.пр}} - \xi) + \frac{\lambda_1 |t_{\text{cp}}|}{\xi} T, \quad (9.5.1)$$

где C_B – теплоемкость воды, $1160 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/(м}^3\cdot\text{K)}$, v – скорость вертикальной фильтрации воды, м/час ; Δt_1 – понижение температуры воды в инфильтрующемся потоке, $^\circ\text{C}$; $\xi_{\text{п.пр}}$ – глубина потенциального промерзания пород в зоне талика при среднегодовой температуре на поверхности почвы, равной t_{cp} ; λ_1 – теплопроводность пород в слое сезонного промерзания, $\text{Вт/(м}\cdot\text{K)}$

Из уравнения (9.5.1) можно определить понижение температуры воды, необходимое для формирования нулевой среднегодовой температуры в подошве слоя сезонного промерзания, затем остается определить понижение температуры воды в результате теплообмена с мерзлыми породами, окружающими таликовую зону. Задача рассчитывается следующим образом:

1. Определяем часть конвективного теплового потока, необходимую для повышения среднегодовой температуры от -2 до 0°C , учитывая, что отдельными расчетами получена глубина потенциального промерзания пород талика $\xi_{\text{п.пр}} = 2,8 \text{ м}$. Тогда:

$$q_1 = Q_{\Phi} (\xi_{\text{п.пр}} - \xi) + \frac{\lambda_1 |t_{\text{cp}}|}{\xi} T = 19720(2,8 - 2,0) + \frac{1,16 \cdot 2 \cdot 8760}{2} = 25938 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2$$

2. Определяем понижение температуры инфильтрующейся воды (Δt_1), вызванное расходом тепла на повышение температуры пород до 0°C , из левой части уравнения (9.5.1):

$$\Delta t_1 = \frac{q_1}{C_B \cdot v \cdot \tau_{\text{ин}}} = \frac{25938}{1160 \cdot 0,02 \cdot 2400} = 0,5^\circ\text{C}.$$

3. Находим величину теплотеплопоглощения мерзлыми стенками таликовой зоны (β , Вт/м^2). Для этого строим график (рис. 9.5) изменения величины β от времени по уравнению (Карслоу, Егер, 1964):

$$\beta = \frac{\lambda t}{r} \left\{ (\pi T')^{-\frac{1}{2}} + \frac{1}{2} - \frac{1}{4} \left(\frac{T'}{\pi} \right)^{\frac{1}{2}} + \frac{1}{8} T' \right\}, \quad (9.5.2)$$

$$\text{где } t = \frac{t_{\text{cp}}}{2}, \quad T' = \frac{a\tau}{r^2} \quad (\tau - \text{время в часах}).$$

4. Определяем величину теплотокота через боковую поверхность талика за весь период инфильтрации (q_2). Для этого по рис. 9.5 вычисляем площадь фигуры $\tau_{10}\beta_{10}\beta_k\tau_k$, равную $S \text{ мм}^2$ (1 мм^2 на графике соответствует $1,16 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2$):

$$S_1 = 8 \cdot \frac{32 + 80}{2} = 448 \text{ мм}^2, \quad S_2 = 12 \cdot \frac{32 + 20}{2} = 312 \text{ мм}^2, \quad S_3 = 100 \cdot \frac{20 + 10}{2} = 1500 \text{ мм}^2, \\ S = S_1 + S_2 + S_3 = 2260 \text{ мм}^2, \quad q = S \cdot 1,16 = 2622 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2.$$

¹ Без учета геотермического градиента g , $t_0 = t_{\xi} = t_{\text{cp}}$

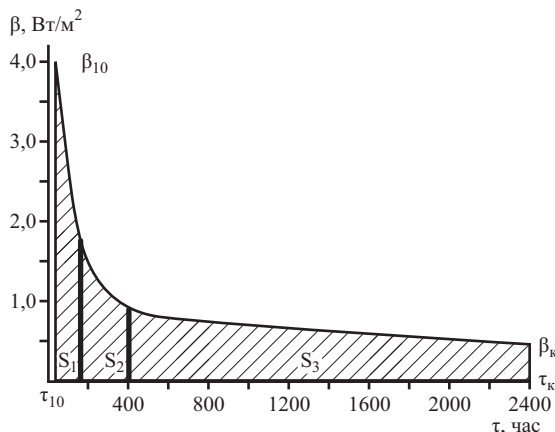


Рис. 9.5. График по уравнению Карслоу и Егера (9.5.2), где S_1, S_2, S_3 – части площади поперечного сечения талика

5. Находим понижение температуры инфильтрующейся воды из формулы Х.Р. Хакимова (1962):

$$\Delta t_2 = \frac{q_2 S_6}{\tau_{\text{ин}} C_B \nu \cdot S}, \quad (9.5.3)$$

где S_6 – боковая поверхность талика, м^2 ; $S_6 = 2\pi rH$; S – площадь поперечного сечения талика, м^2 ; $S = \pi r^2$:

$$\Delta t_2 = \frac{2622 \cdot 2 \cdot 3,14 \cdot 10 \cdot 200}{2400 \cdot 1160 \cdot 0,02 \cdot 3,14 \cdot 100} = 1,9^\circ\text{C}.$$

6. Находим общее понижение температуры воды на выходе из талой зоны (Δt):

$$\Delta t = \Delta t_1 + \Delta t_2 = 0,5 + 1,9 = 2,4^\circ\text{C}.$$

Таким образом, при инфильтрации грунтового потока с заданными характеристиками возможно существование талика при условии, что среднегодовая температура воды будет не ниже $2,4^\circ\text{C}$.

Из приведенного примера видно, что отепляющее влияние подземных вод количественно следует рассматривать в связи с радиационно-тепловым балансом поверхности, составом, влажностью и свойствами горных пород, а также в связи с широтной зональностью и высотной поясностью. Составляющие теплового баланса поверхности земли определяются температурой подстилающих пород. В силу этого отепляющее влияние конвективного теплообмена за счет грунтовых вод, меняя температуру пород, изменяет структуру теплового баланса. В том случае, когда повышение температуры за счет конвективного теплообмена приводит к изменению знака среднегодовой температуры (отрицательные ξ становятся положительными), могут иметь место как увеличение, так и уменьшение годовых теплооборотов. Рассматриваемое отепляющее влияние вод приведет также к изменению температурной сдвижки в слое ξ .

На участках распространения грунтовых вод отепляющее влияние последних не всегда приводит к образованию таликов. Иногда это влияние проявляется в виде повышения темпе-

ратур многолетнемерзлой толщи в пределах отрицательных значений и увеличения глубины сезонного оттаивания пород. В этом случае талики могут возникать при наложении дополнительного обогревающего влияния других природных факторов. Так, например, обогревающее влияние грунтовых вод в сочетании с влиянием снежного покрова может привести к образованию как несквозных, так и сквозных таликов.

Подтип таликов, формирующихся за счет восходящих потоков подмерзлотных вод.

Причиной существования таликов данного подтипа, как и предыдущего, является обогревающее влияние подземных вод за счет конвективного теплообмена. Отличие между ними заключается в том, что температурный режим напорных вод имеет свои закономерности формирования. Обогревающее влияние этих вод следует рассматривать в зависимости от конкретных особенностей гидрогеологических структур.

Области питания артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов в пределах вечной мерзлоты представляют собой грунтово-фильтрационные и инфильтрационные талики. Инфильтрация теплых летних осадков и поверхностных вод приводит к сравнительно большому повышению температуры пород в таликовых зонах по сравнению с температурой окружающих массивов. Площадь распространения и условия залегания таликов связываются с распространением и залеганием водоносных комплексов и выходом их на поверхность. Обогревающее влияние подземных вод в данном случае может быть рассчитано по схеме, приведенной в примерах 20 и 37.

Климатические условия в очагах разгрузки подземных вод в соответствии с длиннопериодными колебаниями температуры на поверхности земли также оказывают влияние, сокращая или увеличивая площадь талика вокруг источников. В отдельные периоды за счет изменения гидрогеологических и поверхностных условий талики могут перемерзнуть с поверхности, и разгрузка подземных вод глубокой циркуляции может происходить в новом месте. С этим связано перемещение таликов вдоль и поперек по долинам, заложенным по трещиноватым зонам разломов и перекрытым обычно маломощным аллювием.

Конфигурация таликовых зон в местах выхода напорных вод на поверхность связывается с распространением и условиями залегания фильтрующих пород, с температурой воды и интенсивностью источников. С выходами подмерзлотных вод глубокой циркуляции связаны зоны распространения больших и гигантских наледей – тарынов. Последние предохраняют от промерзания подстилающие горные породы и способствуют сохранению мощных таликовых зон.

В пределах центральной части артезианских бассейнов на пути движения вод их обогревающее влияние определяется конвективным теплопереносом, а также тепловым взаимодействием подземных вод и многолетнемерзлых пород, которое зависит от пространственного взаимоотношения последних. Здесь следует различать случай, когда подмерзлотные воды контактируют с нижней поверхностью многолетнемерзлых толщ, *n* случай, когда такой контакт отсутствует и подземные воды отделены от мерзлой толщи литологическим водоупором различной мощности. Очевидно, что обогревающее влияние вод на мерзлые породы будет максимальным в случае их контакта. При неглубоком залегании напорных подземных вод в областях распространения маломощных мерзлых толщ их обогревающее влияние может привести к образованию сквозных таликовых зон. В районах распространения мощных мерзлых толщ в центральной части артезианских бассейнов могут образоваться и существовать талики только по зонам разломов и тектонических нарушений.

Обогревающее влияние пластово-трещинных и трещинных подземных вод определяется характером их залегания, распространения, условиями движения, разгрузки и питания. Образование сквозных таликов и таликовых зон обычно приурочено к южным районам области вечной мерзлоты. В районах распространения мощных многолетнемерзлых толщ сквозные талики могут образовываться и существовать в местах разгрузки и питания пластово-трещинных и трещинных вод, приуроченных к зонам тектонических нарушений. На пути движения этих вод могут формироваться несквозные талики.

§ 6. Особенности распространения таликов с учетом широтной зональности геоструктурных условий

Широтная зональность в области распространения многолетнемерзлых пород выражается в закономерном понижении среднегодовых температур пород, в уменьшении глубин сезонного оттаивания, в увеличении сплошности распространения мерзлоты по площади и в увеличении мощности многолетнемерзлых толщ в направлении с юга на север. В соответствии с этим общая закономерность распространения таликов в области вечной мерзлоты выражается в закономерном уменьшении их площади с юга на север.

Распространение таликов радиационно-теплового типа. Талики радиационного подтипа (см. *табл.* 9.1), связанные с южной экспозицией местности и небольшой величиной альбедо поверхности, во всех геоструктурных областях встречаются главным образом в первой мерзлотно-температурной зоне. Наиболее существенное изменение радиационно-теплового баланса для склонов южной экспозиции отмечается в пределах горно-складчатых областей, где крутизна склонов достигает 10–20°. На участках таких склонов, свободных от растительного покрова, альбедо поверхности сравнительно невелико (см. *табл.* 8). Большая разница на склонах северной и южной экспозиций отмечается во влажности грунтов поверхностного слоя, что сказывается на величине испарения. Составляющие радиационно-теплового баланса на склонах южной экспозиции изменяются, что приводит к существенному повышению среднегодовой температуры грунта и к распространению таликов радиационного подтипа.

В пределах областей платформенного типа на склонах южной экспозиции также отмечаются талики радиационного подтипа, но реже, чем в горноскладчатых областях. Это связано с меньшей крутизной склонов, с распространением растительного покрова и затененностью, а также с меньшей дренированностью грунтов, большей их влажностью и заболоченностью и, следовательно, большей величиной испарения.

Талики теплового подтипа (см. *табл.* 9.1) распространены главным образом в первых двух зонах, реже в третьей во всех геоструктурных областях. Талики теплового подтипа, связанные с положительной температурной сдвижкой от 1 до 2–3°C, широко распространены в платформенных, равнинных областях, сложенных с поверхности слоем четвертичных отложений супесчано-суглинистого состава при влажности, близкой к полной влагоемкости. В горноскладчатой области такие талики могут встречаться либо на заболоченных плато и плоскогорьях, либо в днищах долин, на аккумулятивных речных террасах, сложенных мелкозернистым материалом.

Талики теплового подтипа, связанные с влиянием снежного покрова, могут встречаться в пределах как платформенных, так и горноскладчатых областей. В платформенных областях их распространение более выдержано и связано с микро- и мезорельефом и характером растительности. В тундровой зоне такие талики связаны с переносом снега, который накапливается под крутыми участками подветренных склонов.

В горноскладчатых областях талики этого подтипа приурочены к подветренным крутым и пологим склонам, где снег накапливается слоем до 2 м и более, а образующиеся снежные завалы приводят к отеплению подстилающих горных пород. В горноскладчатых областях образование тепловых таликов связано с многолетними снежниками и ледниками. В узких ущельях и долинах при небольшой площади снежников и ледников под последними формируются водные потоки, которые исключают промерзание подстилающих горных пород и являются причиной образования таликов теплового и радиационно-инфильтрационного типа.

Талики теплового подтипа встречаются во всех геоструктурных областях за счет формирования более рыхлого снежного покрова и неплотного его прилегания к почве с образованием пустот в пределах участков, заросших лесной, кустарниковой и травяной растительностью. Талики преимущественно несквозные и характерны главным образом для подветренных снегозаносимых склонов. В первых двух мерзлотно-температурных зонах тепловые талики, связанные с мощным снежным покровом высотой 0,7–1,0 м, встречаются во всех геоструктурных областях.

Талики радиационно-инфильтрационного подтипа (см. *табл. 9.1*) встречаются в пределах первых четырех зон и, как редкое исключение, в пятой. Наиболее широко талики этого подтипа распространены в пределах древних кристаллических массивов, лишенных мощного чехла рыхлых четвертичных отложений. Они приурочены к плоским водоразделам, сложенным трещиноватыми кристаллическими породами, перекрытыми слоем дресвяно-щебнистого элювия. Наличие радиационно-инфильтрационных таликов в этом случае связывается с утепляющим влиянием грунтовых вод и инфильтрацией теплых атмосферных осадков (см. примеры 19, 42). Последнее отмечается главным образом в районах, характеризующихся большим количеством летних осадков.

В пределах горноскладчатых областей подобные талики встречаются на участках, сложенных интрузивными и эффузивными телами трещиноватых кристаллических пород, а также в пределах выхода на поверхность скальных и полускальных пород палеозоя и мезозоя. В этом случае талики связываются с утепляющим влиянием трещинных, трещинно-пластовых вод. В этом случае, когда покровные четвертичные отложения представлены хорошо фильтрующими породами, образование таликов этого подтипа связывается также с инфильтрацией теплых атмосферных осадков. В горноскладчатых областях подобные талики встречаются в областях питания подземных вод. Большое значение при этом имеют области тектонических нарушений и зоны дроблений.

Талики радиационно-инфильтрационного подтипа в платформенных областях встречаются в пределах распространения плаща четвертичных отложений, сложенных крупнозернистыми, хорошо фильтрующими образованиями. Они приурочены к речным долинам, к аккумулятивным речным террасам в пределах распространения главным образом русловой фации.

Распространение таликов подводно-теплого типа. Талики этого типа широко распространены во всех геоструктурных областях и во всех мерзлотно-температурных зонах (см. *табл. 9.1*).

Талики шельфового подтипа встречаются на побережье северных морей в пределах распространения теплых морских течений при температуре воды в придонных слоях выше 0°C (класс – безводный, грунтово-фильтрационный, инфильтрационный, подкласс термальный, вид сквозной). Чаще этот подтип талика обусловлен соленостью морских вод при температуре воды ниже 0°C (класс – инфильтрационный и напорно-фильтрационный, подкласс – криогидрогалинный, вид – сквозной).

В пределах шельфа, особенно в прибрежной его части, где глубина моря не превышает первого десятка метров, при среднегодовой температуре выше 0°C встречается сезонное промерзание донных отложений. Это связано с понижением температуры солоноватой воды в зимний период до -2°C . В результате этого донные отложения также приобретают отрицательную температуру и промерзают на глубину нескольких десятков см. В теплый период года этот слой оттаивает. Обычно на этих площадях шельфа отмечается талик подводного типа, шельфового подтипа.

При среднегодовых температурах ниже 0°C такой талик может существовать за счет повышенной минерализации воды в донных отложениях. В этом случае в теплый период года в верхнем горизонте этих отложений образуется слой с положительными температурами, соответствующий слою сезонного оттаивания. Отсутствие льда в донных отложениях, имеющих температуру ниже нуля, при соответствующем их составе приводит к образованию водоносного горизонта в донных отложениях, чем создаются благоприятные условия как для питания, так и для разгрузки подземных вод.

В условиях областей платформенного типа на морских побережьях, в пределах прибрежной части шельфа, толща донных отложений сложена рыхлыми мореноподобными осадками, представляющими водоупоры или слабо фильтрующие толщи. В этом случае талики не имеют решающего значения в питании и разгрузке подземных вод. Если донные отложения представлены хорошо фильтрующими осадками типа приустьевых гравийно-галечно-песчаного аллювия большой мощности (например, погребенные устья крупных рек: Лены, Енисея, Оби и других), подводные шельфовые талики относятся к классу грунтово-фильтрационных и напорно-

фильтрационных и, как правило, являются областями разгрузки пресных подземных вод и поэтому имеют большое гидрогеологическое значение.

В условиях горноскладчатой области, когда побережье и прибрежная часть шельфа сложены дочетвертичными скальными породами, распространение шельфовых таликов связывается с циркуляцией трещинных и пластово-трещинных вод. Такие талики могут быть областями разгрузки подземных вод для берегового массива пород и областями питания при инфильтрации морских вод в береговой массив скальных трещиноватых пород. В последнем случае талики обычно криогидрогалинные, а слагающие их породы имеют низкую (ниже 0°C) температуру на большую глубину. Примером этого служит район Амдермы, где за счет инфильтрации морских соленых вод в нижележащие горизонты температура толщ охлажденных пород, равная – 5°C, распространяется до 200–300 м.

Все прибрежные шельфовые талики криогидрогалинного подкласса являются криопэгами. Талики шельфового подтипа при среднегодовой температуре пород выше 0°C встречаются, как правило, в первых трех мерзлотно-температурных зонах. При температуре ниже нуля талики криогалинного подкласса (криопэги) приурочены главным образом к IV и V мерзлотно-температурным зонам.

Талики подозерного подтипа связаны с отепляющим влиянием слоя воды и поэтому определяются глубиной, шириной водоема и длительностью его существования. Характер талика, а также условия его образования и длительность существования связаны с генезисом озер и геологическими условиями самого района. В условиях платформенных областей равнинного характера следует различать водораздельные и долинные подозерные талики. В первом случае могут иметь место подозерные талики, приуроченные к замкнутым отрицательным формам рельефа ледникового происхождения. Донные отложения озер могут быть представлены как моренными, илистыми, нефилтующими осадками, так и песчаным валунно-гравийным материалом. В первом случае талики, как правило, тепловые подводные. Гидрогеологическое значение их незначительно. Во втором случае талики, как правило, грунтово-фильтрационные и инфильтрационные, термальные и имеют гидрогеологическое значение как в отношении питания, так и разгрузки подземных вод. Этот подтип таликов азонален и может встречаться в любой мерзлотно-температурной зоне.

Водораздельные подозерные талики в областях платформенного типа, особенно на озерно-аллювиальных водораздельных равнинах, могут образоваться за счет вытаивания сингенетических повторно-жильных льдов. В этом случае существование сквозных таликов под озерами связывается с динамикой развития этих озер. При смещении этих озер имеют место несквозные талики и новообразования мерзлых толщ на осушенных участках. Талики встречаются не только под самими озерами, но и в береговом массиве в виде межмерзлотных таликовых зон. Такие талики могут служить временными источниками питания подземных вод. Как правило, они распространены в IV и V мерзлотно-температурных зонах, где встречаются повторно-жильные льды.

В долинах рек, на речных террасах наибольшее распространение имеют озера аллювиального происхождения (старицы) и озера термокарстовые за счет вытаивания повторно-жильных льдов. Первые по своему характеру близки к водораздельным ледниковым озерам и отличаются характером донных отложений и их генезисом. Вторые имеют большое сходство с указанными выше термокарстовыми водораздельными озерами. Долинные подозерные талики являются областями питания и разгрузки подземных вод комплекса аллювиальных отложений, слагающих долины рек. Они могут быть связаны с режимом рек и аллювиальных потоков. Особенно большое гидрогеологическое значение подобные талики имеют в первых двух мерзлотно-температурных зонах. Здесь термокарстовые озера связаны с вытаиванием не повторно-жильных, а эпигенетических пластовых и шлировых льдов. В этом случае озера характеризуются илистыми осадками, а подозерные талики не имеют существенного гидрогеологического значения.

В горноскладчатых областях озера связаны с отрицательными формами рельефа и отличаются длительностью существования. Дно их обычно сложено либо хорошо фильтрующими рыхлыми образованиями, либо скальными трещиноватыми породами. Поэтому они относятся к классу инфильтрационных и имеют существенное гидрогеологическое значение.

Подрусловые талики связываются с обогревающим действием русловых вод и поэтому встречаются там, где имеется достаточная глубина и ширина водотока (см. § 5 гл. V). При длительном существовании русла реки на одном месте формируются сквозные талики. При смещении русла образуются несквозные талики. В силу этого залегание и распространение таликов в днище долин зависит от истории развития реки. В областях отрицательных неотектонических движений, где идет процесс аккумуляции осадков и отмечаются широкие речные долины крупных рек, прослеживается смещение русла, образование меандр и переработка речного аллювия. Талики подруслового подтипа имеют сложное залегание, перекрыты новообразованиями многолетнемерзлых толщ, связаны с аллювиальным потоком и являются областями субквального питания и разгрузки подземных вод. Эти талики являются азональными и встречаются во всех мерзлотно-температурных зонах. Указанные подрусловые талики обычно связаны с крупными и средними реками в областях платформенного типа.

В горноскладчатых областях, там, где отмечается глубинная эрозия в связи с поднятием территории, аккумулятивные отложения, как правило, отсутствуют, и подрусловые талики формируются в скальных трещиноватых породах. Речные долины в этом случае совпадают с зонами разломов, характеризующимися развитыми трещинами и зонами дробления, обеспечивающими инфильтрацию поверхностных вод и восходящие потоки подземных вод. Подобные талики являются областями питания и разгрузки и имеют большое гидрогеологическое значение.

В платформенных областях водно-тепловые талики (см. *табл.* 9.1) распространены в долинах рек в песчано-галечных отложениях в пределах первых трех мерзлотно-температурных зон. На водоразделах такие талики связаны с обогревающим влиянием напорных подмерзлотных вод в зонах тектонической трещиноватости.

В пределах распространения кристаллических пород талики этого типа связываются с трещинными и пластово-трещинными водами. Наименьшее распространение они имеют в первых трех зонах.

В горноскладчатых областях водно-тепловые талики связаны со всеми разновидностями подземных вод, как грунтовыми, так и напорными пластовыми и пластово-трещинными и особенно с восходящими термальными водами. Класс и подкласс талика определяются мерзлотно-гидрогеологической обстановкой.

Рассматриваемые талики водно-теплого типа в любых мерзлотно-температурных зонах и геоструктурных областях связаны с конвективным теплообменом за счет обогревающего влияния подземных вод. В силу этого режим талика существенно определяется тепловым и гидродинамическим режимом подземных вод. Поэтому талики, связанные с обогревающим влиянием грунтовых вод, подвержены изменениям в течение года. Талики, связанные с напорными подмерзлотными пластово-трещинными и пластово-поровыми водами, имеют стабильный характер. Талики, связанные с трещинными и пластово-трещинными водами, в пределах кристаллических массивов имеют различный характер. В том случае, когда они перекрыты водоупором, они обуславливают режим таликов, сходный с таликами артезианских бассейнов. В том случае, когда они связаны с трещинными и пластово-трещинными водами, не перекрытыми водоупором, они аналогичны таликам, обусловленным обогревающим влиянием грунтовых вод.

При рассмотрении закономерностей формирования таликов влияние разнообразных факторов следует рассматривать совместно, в зависимости от особенностей ландшафтов. Невозможно предложить единую схему расчета условий возникновения и существования таликов. Необходимо изучить влияние различных факторов в их взаимодействии и на основе этого составить расчетную схему, определив тип талика и основные факторы, участвующие в его формировании.

ГЛАВА X

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И ПРОГНОЗ МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

§ 1. Систематизация процессов

Особенности мерзлотно-геологических (мерзлотных, или геокриологических) процессов в криолитозоне обусловлены периодичностью промерзания и оттаивания, охлаждения и нагревания верхних горизонтов отложений, свойствами пород, изменчивостью их напряженного состояния. В настоящее время изучены региональные и зональные особенности развития процессов, на качественном уровне выявлен их механизм, определена роль природных факторов и условий, изучены древние и современные явления. Результаты исследований используются при изучении рельефа в криолитозоне, истории формирования мерзлых толщ, особенностей мерзлотных условий. В *табл.* 10.1 приводится систематизация мерзлотно-геологических процессов по признакам, раскрывающим их механизм и связь с теплообменом в породах. Они разделены на четыре группы по основному агенту природной среды, являющемуся движущей силой развития: это собственно криогенные, термогидрогенные, гравитационные (склоновые) и эоловые процессы. Для отдельных видов рассматриваются механизм и причины развития, сопутствующие процессы и явления. Процессы отличаются характеристиками, обусловленными природными условиями.

Представления о закономерностях распространения процессов в различных ландшафтно-климатических, геолого-геоморфологических и мерзлотных (геокриологических) условиях позволяют оценить влияние природных компонентов на их динамику, определить необходимые и достаточные условия его развития. Ниже для ряда мерзлотно-геологических процессов приводятся *табл.* 10.5, 10.10, 10.18, 10.22 и 10.29 с типизацией условий их развития, которые оцениваются диапазонами значений природных факторов и условий. Их сочетания определяют особенности развития, динамику и форму проявления процесса, либо они не соответствуют необходимым для него условиям. Диапазоны значений факторов и условия приводятся в таблицах в порядке их оценки от наиболее благоприятной к неблагоприятной для данного процесса. Качественную прогнозную оценку процесса в природной обстановке можно дать на основе типологического районирования территории, по признакам, приведенным в таблицах. Если при районировании выделяются типы местности (участки), благоприятные по всем признакам, то в их пределах процесс идет, либо потенциально возможен. При этом существуют оптимальные сочетания характеристик, которые обеспечивают определенную интенсивность и соответствующие формы проявления.

Развитие группы *термогидрогенных* (термоабразии, термоэрозии, заболачивания) процессов вызвано механическим и тепловым воздействием на мерзлые и оттаивающие породы водных масс, годовыми колебаниями теплообмена на поверхности почвы и многолетними колебаниями водного баланса поверхности. Эти процессы имеют аналоги вне криолитозоны. Однако их особенности, обусловленные размываемостью мерзлых пород (*табл.* 10.1), столь велики, что их целесообразно выделить в самостоятельную группу. Развитию термоабразии и термоэрозии предшествует оттаивание пород, сопровождающееся нарушением структурных связей в породах, изменением их физико-механических, фильтрационных и теплофизических свойств. Заболачивание в криолитозоне проявляется в особых условиях торфонакопления, при которых рост торфяных залежей происходит одновременно с их промерзанием, что находит выражение в захоронении растительных остатков, темпе роста торфяников и в их криогенном строении. Особенности процессов второй группы проявляются в формировании мезо- и микрорельефа, в преобразовании ими чехла рыхлых отложений, в формировании специфических генетических типов новых геологических образований (сингенетически промерзающих озерных и прибрежно-морских отложений, делювиальных и пролювиальных образований, в накоплении торфяников).

Систематизация мерзлотно-геологических процессов (Л.С. Гарагуля, Е.Н. Оспенников, 1999)

Группы ЭГП	Виды ЭГП	Механизм процессов	Причины развития процессов	Сопутствующие процессы	Основные формы проявления процессов в рельефе	
					в отложениях	в рельефе
1	2	3	4	5	6	7
Собственно криогенные, обусловленные годовыми и многолетними колебаниями теплообмена на земной поверхности	Криогенное выветривание пород	Температурные деформации пород, расклинивающее действие тонких пленок воды в породах, диспергация и коагуляция минеральных частиц в дисперсных породах	Многократные циклы сезонного промерзания и оттаивания пород, изменения напряженного состояния пород под влиянием сезонных колебаний температуры	Изменение механического состава рыхлых отложений	Криогенная автоморфная кора выветривания, лессовидные покровные образования	Поверхности выравнивания, нагорные террасы
	Морозобойное растрескивание	Температурная деформация мерзлого массива дисперсных пород	Изменения напряженного состояния пород в массиве пород под влиянием сезонных колебаний температуры	Образование повторно-жильных льдов и грунтовых жил	Вертикальные трещины в сезонно-галом слое пород, повторно-жильные льды, грунтовые жилы	Полигональный рельеф
	Морозное пучение пород дисперсных пород	Увеличение объема пород при льдовыведении в них	Сезонное и многолетнее промерзание влажных и водонасыщенных дисперсных пород	Усадка пород, температурная деформация	Ледяные шпильки, линзовидные и пластовые залежи льда, криогурбации	Площади пучения, миграционные и инъекционные бугры пучения, каменные моря и многоугольники
	Наледно-образование	Сезонное замерзание поверхностных и подземных вод	Перемерзание водотоков, путей транзита и очатов разгрузки подземных вод	Инъекционное внедрение подземных вод в замерзающие отложения, деформация мерзлых пород	Наледный аллювий	Наледы, наледные поляны
Термокарст	Тепловая осадка земной поверхности	Сезонное и многолетнее оттаивание сильноподстиглых пород и подземных залежей льда	Размокание, растрескивание оттаивающих пород	Таберальные отложения	Термокарстовые просадки поверхности, бугристо-западинный рельеф, озера, котловины, байджерахи	

...окончание таблицы 10.1						
1	2	3	4	5	6	7
Термоидрогенные, обусловленные тепловым и механическим воздействием волных масс на оттаивающие и мерзлые породы, годовыми колебаниями теплообмена на поверхности, колебаниями водного баланса поверхности	Термообразование	Размывание, обрушение, сползание, стекание пород на береговых склонах и уступах, вынос их с пляжей	Тепловое и механическое воздействие волнений и течений водных масс на мерзлые и оттаивающие породы в береговой зоне	Солифлюкция, обвалы, сплывы-оползни	Прибрежно-морские и озерные отложения	Отступление бровки береговых склонов и уступов от акваторий, термоабразионные уступы, ширки, прибрежные отмели
	Термоэрозия	Разрушение и вынос оттаивающих и мерзлых дисперсных пород водными потоками	Тепловое и механическое воздействие водного потока на мерзлые породы в его ложе	Солифлюкция, оползни термоабразия	Овражный пролювий, аллювиально-пролювиальные отложения	Промонны, овраги, балки, конуса выноса
Заболачивание	Заболачивание	Зарастание озер, переувлажнение поверхности	Неотектоническое опускание поверхности, увлажнение климата, термокарстовые просадки, сезонное и многолетнее промерзание отложений, вертикальный и горизонтальный рост торфяных залежей	Морозное пучение, термокарст	Торфяные залежи, сапропель, пластовые и инъекционные льды	Выпуклые торфинки, кончарники, грядово-озерные и грядово-мочажинные полигоны, ааха-комплекс
		Пластично-вязкое и вязкое течение, сплывание оттаивающих пород	Разрушение структурных связей в дисперсных породах и уменьшение их прочности при оттаивании	Захоронение почвенно-дернового слоя, снежников	Солифлюкционные отложения	Солифлюкционные потоки, покровы, террасы
Гравитационные, обусловленные гравитацией, поверхностным и внутритрутовым стоком вод, годовыми колебаниями теплообмена на поверхности	Оползневые процессы	Скольжение объема талых пород по подстилающей поверхности мерзлых отложений на склоне	Обводнение и уменьшение прочности оттаивающих пород на склоне	Суффозия	Оползневые отложения	Блоковые, земляные и смешанные оползневые тела
	Обрушение, осыпание	Обрушение массивов пород, перемещение обломков пород на склоне	Криогенное выветривание, образование криогенных трещин отпора, криогенная десертация	Суффозия, курумообразование	Коллювиальные отложения	Глыбовые, земляные и смешанные обвалы тела, обвалы ниши, осыпные лотки, конуса, воронки
Эоловые, обусловленные деятельностью ветра	Курумообразование	Скопление и перемещение грубообломочного материала по склонам, крутизной меньше угла естественного откоса обломков	Криогенное и термогенное вылучивание обломков, криодесертация	Суффозия, пластично-вязкое течение гольцового льда	Гольцовый делювий	Курумы-потоки, дюны, барханы, тукулавы
	Ветровая эрозия и аккумуляция	Выдувание, перенос и отложение частиц оттаивающих и морозных пород ветром	Движение приземного слоя атмосферы, слабая закрепляющая роль растительного покрова	Термогенное выветривание	Эоловые отложения	Котловинны, дюны, барханы, тукулавы

Третья группа объединяет *гравитационные* процессы – солифлюкцию, сплывы, оползание, осыпание, десерпцию, курумообразование. Часть из них имеет аналоги вне криолитозоны, другие характерны только для нее (криодесерпция, курумообразование). Но все без исключения гравитационные процессы в криолитозоне отличаются механизмом, обусловленным периодическим изменением состояния пород, их свойств при промерзании и оттаивании, развитием специфических пластично-вязких деформаций оттаивающих (*табл.* 10.1) и мерзлых сильнольдистых пород, деформациями морозобойного растрескивания пород, выпучивания каменного материала в чехле рыхлого покрова. Гравитационные процессы в криолитозоне приводят к формированию особых форм мезо- и микрорельефа: курумных и солифлюкционных потоков, полей, террас. Кроме того, с этими процессами в криолитозоне связано формирование состава и строения соответствующих склоновых отложений (солифлюкционных, делювиальных, коллювиальных, оползневых), захоронение в них снежников, наледей, ледников, образование гольцовых льдов, морозная сортировка материала.

К четвертой группе относятся процессы *эолового* (ветрового) происхождения. Сезонное и многолетнее промерзание-протаивание, термогенное выветривание, морозобойное трещинообразование накладывают отпечаток на эоловые процессы и на формирующиеся эоловые отложения.

Устанавливая связь процессов с сезонными или многолетними колебаниями теплообмена на поверхности почвы, можно охарактеризовать фазы и цикличность их развития. Интенсивная и неинтенсивная фазы связаны с экстремумами колебаний, а циклы – с длиной их периодов. Некоторые процессы характеризуются сезонными циклами, другие – сочетанием сезонных и многолетних. Так, сезонное пучение, морозобойное растрескивание, термоэрозия, солифлюкция и другие имеют сезонный цикл развития, повторяющийся практически ежегодно. При этом некоторые из них протекают в пределах сезонно-талого (сезонно-мерзлого) слоя и не вызывают изменения баланса минерального субстрата (например, сезонное пучение), другие захватывают многолетнемерзлые породы (при условии сохранения отрицательной среднегодовой температуры пород) и приводят к нарушению баланса минерального субстрата (термоэрозия, солифлюкция). Многолетние колебания теплообмена могут оказывать влияние на интенсивность развития процессов вследствие резонансных явлений (наложение разнопериодных колебаний теплообмена, приводящее к отклонению величины годового теплооборота от среднемноголетней нормы).

Процессы с многолетними циклами развиваются в течение всего года и на протяжении ряда лет. В их динамике наблюдаются две фазы внутригодового цикла (особенно на ранней стадии) и периодическая смена фаз, соответствующая циклам многолетних колебаний теплообмена. В этом случае развитие процессов обеспечивается переходом среднегодовой температуры пород через 0°C. Таковы термокарст и многолетнее пучение. Все многолетние процессы имеют стадии развития, предопределяемые геолого-тектоническими и исходными мерзлотными условиями. С криогенным строением разреза и новейшими тектоническими движениями связываются стадии их зарождения, зрелого развития и старения (затухания). Однако особенностью экзогенных процессов в криолитозоне является то, что «нормальная» стадийность нарушается циклическим характером промерзания и оттаивания, охлаждения и нагревания пород. Так, новейшие поднятия территории могут стать причиной развития термокарста, если они по времени совпадут с общим потеплением климата (Гравис, 1978; Мухин, 1974). Несовпадение влияний климата и новейших тектонических движений на развитие процесса приводит к тому, что стадии процессов как бы «размываются»: затухающий характер процесса может наблюдаться на первой стадии (зарождения), а интенсивный характер – на стадии старения. Степень нарушения «нормальной» стадийности процессов циклическостью климата определяется тепловой инерцией мерзлых (талых) пород (Гарагуля, Пармузин, 1980). Анализ динамики процессов позволяет характеризовать ее тремя понятиями –

циклом, фазой и стадией развития, – понимая под двумя первыми динамику процесса, обусловленную периодическими колебаниями теплообмена в системе, а под третьим – динамический ряд геологических и геоморфологических последствий изменения тектонических и мерзлотно-фациальных условий развития процесса. На основе полевого изучения форм проявления процессов в конкретной геолого-географической обстановке, используя предлагаемую систематизацию (см. *табл.* 10.1), можно сделать вывод о возможном парагенезисе процессов (по территориальному и временному совпадению необходимых для них факторов и условий). Следует различать синхронный и асинхронный парагенезис. Первый характерен для относительно «независимых» друг от друга процессов (по основной причине их развития). Парагенезис обусловлен территориальным совпадением благоприятных и для одного, и для другого процесса условий, когда один стимулирует развитие другого. Так, на склонах прослеживается парагенезис термокарста и термоденудации, морозобойного растрескивания и солифлюкции. Асинхронный парагенезис, наблюдаемый на микро- и макроуровнях, обусловлен тем, что результат развития одного процесса становится причиной или условием развития другого. Примером асинхронного парагенезиса является взаимосвязь процессов термокарста, морозобойного растрескивания и многолетнего пучения пород, проявляющаяся в формировании динамических рядов типов ландшафта (Вейсман, 1978). В ряде случаев на разных стадиях развития наблюдается свой парагенезис процессов. Так, на стадии зрелого развития термокарста ему сопутствует термоденудация, а на стадии старения – многолетнее пучение и морозобойное растрескивание.

Закономерный характер распространения процессов проявляется в существовании комплексов взаимосвязанных процессов, типичных для водораздельных, склоновых и долинных ландшафтов, сформировавшихся на равнинах, плато, плоскогорьях и в горных странах, расположенных в различных климатических поясах и геокриологических зонах. На *рис.* 10.1 и в *табл.* 10.2 показано распространение комплексов основных рельефообразующих мерзлотно-геологических процессов и явлений, позволяющее сделать ряд выводов. Во-первых, в распространении комплексов процессов проявляется зональная закономерность – на равнинных территориях, включая межгорные котловины и долины рек, с севера на юг уменьшается количество процессов, составляющих комплекс; в горных странах, напротив, количество процессов к югу увеличивается. Пораженность территории процессами во всех морфоструктурах (в 10–15 раз) сокращается с севера на юг, особенно если проследить наиболее значительные (по величине, интенсивности) формы проявления процессов (*табл.* 10.3). Кроме того, можно отметить общую закономерность: наиболее опасными процессами (для освоения) на севере на равнинных территориях являются термокарст, заболачивание, термоабразия, термоэрозия, а на юге – морозное пучение пород. В горах на севере преобладают солифлюкция, термоденудация и курумы, на юге возрастает роль обвально-осыпных, оползневых процессов.

Региональные особенности комплексов процессов, обусловленные геолого-геоморфологическим строением территории, проявляются в видовом составе распространенных процессов и в большой пространственной неравномерности их проявления от мелких до крупных форм, хотя в последнем случае нельзя исключать влияние зональных факторов. Так, на аккумулятивных равнинах наибольшее распространение имеют морозное пучение пород (от небольших, 2–10 см, гидротермических поднятий поверхности до бугров высотой 1–1,5 м и более), термокарст (от мелких, до 10 см, просядок поверхности до крупных провальных форм глубиной 3–5 м и более), заболачивание (от заболоченных земель до болот), термоэрозия (от небольших промоин до глубоких разветвленных овражных систем). В горных районах развиты солифлюкция и термоденудация (от небольших подвижек пород на склонах до крупных сплывов, образования шлейфов, террас), курумообразование (от небольших до крупных курумных потоков, полей, террас), наледообразование (от небольших до гигантских наледей), обвалы и оползневые процессы.

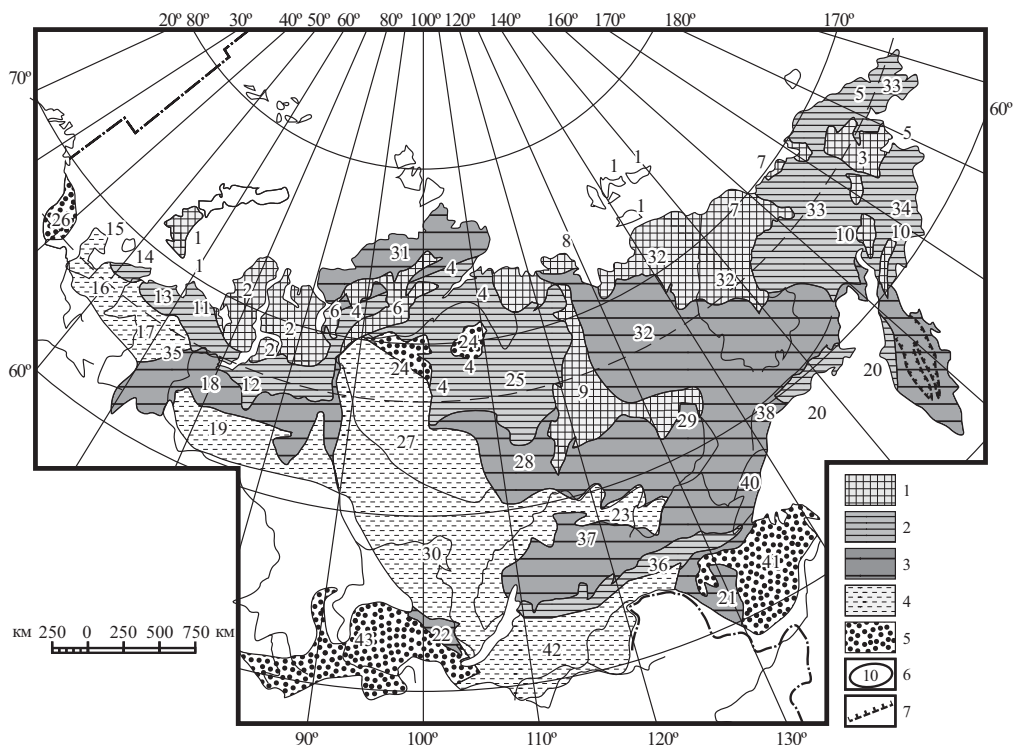


Рис. 10.1. Районирование территории России по существующей и потенциально возможной пораженности геокриологическими процессами разной степени опасности для строительных объектов (Л.С. Гарагуля, Г.И. Гордеева, Н.И. Труш, 1996). 1 – районы с чрезвычайно опасным проявлением процессов на площади более 50% территории; 2 – районы с чрезвычайно опасным проявлением процессов на 5–10% площади (опасные проявления процессов могут наблюдаться на 30–50% площади); 3 – районы с чрезвычайно опасным проявлением процессов на 3–5% площади (распространение – на площади до 30% – имеют процессы с умеренно опасными проявлениями); 4 – районы с чрезвычайно опасным проявлением процессов на 1–3% площади (развитие имеют процессы с малоопасными проявлениями); 5 – районы с чрезвычайно опасным проявлением процессов на площади менее 1% (развитие имеют процессы с незначительными проявлениями); 6 – границы районов; 7 – южная граница криолитозоны. Названия районов: 1 – Арктические острова; 2 – Ямало-Гыдано-Тазовский; 3 – Анадырский; 4 – Катуйско-Хатангский; 5 – Ванкаremo-Колочинский; 6 – Центрально-Таймырский; 7 – Яно-Колымский; 8 – Усть-Ленский; 9 – Приленский; 10 – Парапольско-Пенжинский; 11 – Большеземельско-Пай-Хойский; 12 – Нижнеобско-Енисейский; 13 – Большеземельский; 14 – Малоземельский; 15 – Канинский; 16 – Тиманский; 17 – Усно-Печорский; 18 – Сосьвинско-Верхнегазовский; 19 – Среднеобско-Вахский; 20 – Северо-Охотский; 21 – Амуро-Удинский, 22 – Ангаро-Верхнечунский; 23 – Чарский; 24 – Анабаро-Путоранский; 25 – Северо-Среднесибирский; 26 – Кольский; 27 – Нижнетунгуский; 28 – Вилюйско-Ленский; 29 – Лено-Алданский; 30 – Ангаро-Ленский; 31 – Быррангский; 32 – Верхояно-Сусуманский; 33 – Колымо-Чукотский; 34 – Корякский; 35 – Уральский; 36 – Становой; 37 – Патомско-Алданский; 38 – Приохотский; 39 – Камчатский; 40 – Джугджурский; 41 – Амуро-Селемджинский; 42 – Забайкальский; 43 – Саянский

Таблица 10.2

Типичные комплексы современных геокриологических процессов и явлений (Л.С. Гарагуля, Г.И. Гордеева, Н.И. Труш, 1996)

Тип морфоструктуры	Зональносекториальный тип ландшафта	Геотемпературная зона	Генетические типы, состав поверхностных отложений		Льдистость пород	Современный комплекс геокриологических процессов	№ района															
			п, g;	песчано-глинистые глинистые, песчаные глинистые, песчаные песчаные, глинистые песчаные, глинистые																		
Аккумулятивные равнины (с фрагментами денудационных плато и плоскогорий в районах 11, 15, 16, 17, 23)	ум-ук	Арктический и субарктический	Низкотемпературная	п, g;	от сильно- до слабольдистых	Т, Сп, Тэ, Т, П	1															
	ум-к			g, a;				Т, Сп, Та, Тэ, П, С, Р	2													
	ум-ук			g, a;				Т, П, С, Тэ, Н, Та		3												
	к			f, a, la;				Тэ, Сп, П, Т, Р			4											
	ум-ук			f, la, m;				Та, Сп, Тэ, П, Т, Р				5										
	ук-к			la, a;				Т, П, Сп, С, Тэ, Р					6									
	ук-рк			la, a, l;				Т, Тэ, Та, П, Сп, С, Р						7								
	ук			a, m, la;				П, Сп, Та, Т, Тэ, Р							8							
	к-рк			a, la, g, f, l;				П, Тэ, Сп, Р								9						
	ук-к			la, f, a;				Т, П, Н, Тэ, С, Р									10					
ук	g, e, d;	П, С, Сп, Тэ, Т (П, Тэ, Т, Н), Р	11																			
к	la, g, f, a;	П, Тэ, Т, С, Р		12																		
Среднетемпературная	g, gm, m, lb, a;	песчано-глинистые, торфяные			льدياتые, сильнольдистые	П, Та, Тэ, Т, С, Р	13															
	g, gm, l;	глинистые						П, Тэ, Т, С	14													
	m, g, lb;	песчано-глинистые, торфяные								Та, Тэ, П, Т, С, Р	15											
Высокотемпературная	f, g, ed;	глинистые, крупнообломочные										слабольдистые, льدياتые	Тэ, П, С, Сп, (Тэ, П, Т, С)					16				
	f, g, gm;	песчано-глинистые												Тэ, П, С (Тэ, П, Т, С)					17			
	g, al, f, a;	глинистые, торфяные													П, Тэ, Т, С					18		
Бореальный	f, g, al;	песчано-глинистые, торфяные														от слабо- до сильнольдистых					П, Тэ, Т	19
	к	g, la, m;															П, Т, Тэ, С					
	ум-ук	al, ap, ad, a;	П, Т, Тэ, Н, Сп																			
Бореальный	ум-к	l, ap, ad;		П, Т, Тэ, Н																		
	рк	la, ap, ad;			Тэ, П, Н, Сп, Т	23																

Тип морфоструктуры	Зонально-секторальный тип ландшафта		Геотемпературная зона	Генетические типы, состав поверхностных отложений		Льдистость пород	Современный комплекс геобиологических процессов	№ района	
Денудационные равнины, плато и плоскогорья	Субарктический	к	Низкотемпературная	е, с, d;	крупнообломочные	слабодлистые, льдистые	П, С (П, Н, Т, С, Сп), Р	24	
		к-рк		е, с, ds, a;	крупнообломочные, песчано-глинистые			25	
	Субарктический и бореальный	ум-ук	Высокотемпературная	е, d, с;	крупнообломочные	слабодлистые	П, Тэ, С, Сп, Т (П, Тэ, Т, Сп), Р	П, Тэ, С	26
		к-рк		е, d, с, a;	крупнообломочные, глинистые, песчано-глинистые				27
	Бореальный	рк	Низко- и среднетемпературная	е, d, ds, с, a;	крупнообломочные, песчано-глинистые	слабодлистые	П, Н, Т, Тэ, Сп, Р	П, Н, Т, Тэ, Сп, Р	28
		к-рк		е, d, с, a;	крупнообломочные, песчано-глинистые				29
Денудационно-тектонические горы	Бореальный	ум-к	Высокотемпературная	е, d, с, a;	крупнообломочные, песчано-глинистые	слабодлистые	П, С, Сп (Тэ, П, Т, С, Сп), Р	30	
		к-рк		е, с, d, g, a;	крупнообломочные, глинистые, песчано-глинистые			31	
	Арктический и субарктический	ук-рк	Низкотемпературная	е, с, d, ds, g, l;	крупнообломочные, песчано-глинистые	слабодлистые, льдистые	Н, П, С (Н, П, Т, Тэ, Сп), Р	С, Сп, П (Н, П, Т, Тэ, С), Р	32
		ук-к		е, с, d, ds, g, f;	крупнообломочные, песчано-глинистые				33
	Бореальный	к	Низко- и среднетемпературная	е, с, d, g;	крупнообломочные, песчано-глинистые	слабодлистые, льдистые	П, С (Н, П, Т, Тэ, С)	С, П, Тэ (П, Н, Тэ, Т)	34
		рк		е, с, d, ad;	крупнообломочные, песчано-глинистые				35
Денудационно-тектонические горы	Бореальный	ум-ук	Низко- и среднетемпературная	е, с, d, g;	крупнообломочные, песчано-глинистые	льдистые	П, С, Тэ (Т, П, Тэ, Та, Н)	П, С, Тэ (П, Тэ, Та, Н)	36
		к-рк		е, с, d, g;	крупнообломочные, песчано-глинистые				37
	Бореальный	ук-к	Средне- и высокотемпературная	е, с, d, g;	крупнообломочные, песчано-глинистые	слабодлистые, льдистые	П, С, Тэ (П, Н, Т, Тэ), Р	П, С, Тэ (П, Т, Тэ, Н)	38
		к-рк		d, g, a;	крупнообломочные, песчано-глинистые				39
					е, с, d, ar, ad;	крупнообломочные, песчано-глинистые			40
					е, с, d, ar, ad;	крупнообломочные, песчано-глинистые			41
				е, с, d, ad, a;	крупнообломочные, песчано-глинистые			42	
				е, с, d, ad, a;	крупнообломочные, песчано-глинистые		П, С (П, Н)	43	

Примечание. Континентальность климата: ум – умеренно морской; ук – умеренно континентальный; к – континентальный; рк – резко континентальный. Условные обозначения процессов: Та – термоабразия, Сп – сплывы, Тэ – термоэрозия, Г – термокарст, П – пучение, С – солифлюксия, Н – наледообразование, Р – морозобойное растрескивание. В скобках приведен комплекс мерзлотных процессов, развитых в долинах

Таблица 10.3

Классификация природных и техногенных геокриологических процессов по степени опасности (Л.С. Гарагуля, 1999)							
Класс процессов по степени опасности их проявлений в рельефе для наземного строительства	Вид процесса, величина проявления в рельефе, индекс						
	термокарст, тепловая осадка грунтов, м/год (Т)	морозное пучение грунтов, м/год (П)	относительная наледность, (Н)	солифлюкция, м/год (С)	сплывы, м ³ /год (СП)	термоэрозия (скорость пятящейся овражной термоэрозии), м/год (Тэ)	термоабразия (скорость отступления бровки берегового склона), м/год (Та)
Незначительно опасные (1)	< 0,01 Т ₁	< 0,05 П ₁	<0,5 Н ₁	< 0,1 С ₁	< 25 Сп ₁	<0,5 Тэ ₁	< 0,1 Та ₁
Малоопасные (2)	0,01–0,1 Т ₂	0,05–0,1 П ₂	0,5–1,5 Н ₂	0,1–0,3 С ₂	25–100 Сп ₂	0,5–1,0 Тэ ₂	0,1–1,0 Та ₂
Умеренно опасные (3)	0,1–0,3 Т ₃	0,1–0,2 П ₃	1,5–2,5 Н ₃	>0,3 (до 1,5–2,0) С ₃	100–300 Сп ₃	1–5 Тэ ₃	1,0–3,0 Та ₃
Опасные (4)	0,3–0,5 Т ₄	0,2–0,5 П ₄	2,5–0,5 Н ₄	–	300–1000 Сп ₄	5–10 Тэ ₄	3,0–10,0 Та ₄
Чрезвычайно опасные (5)	>0,5 Т ₅	> 0,5 П ₅	>3,5 Н ₅	–	> 1000 Сп ₅	> 10 Тэ ₅	>10,0 Та ₅

Региональные факторы и условия могут исключать развитие того или иного процесса. Так, в скальных магматических, осадочных терригенных и метаморфизованных, карбонатных и частично грубообломочных рыхлых породах не развиваются термокарст, термоабразия, термоэрозия, солифлюкция.

Существенную роль могут играть современные тектонические движения, которые определяют морфологический облик территории, тектоническую трещиноватость пород, распространение геолого-генетических типов рыхлых отложений и их мощность, а также особенности геокриологических и гидрогеологических условий. Ими обусловлена интенсивность эрозионного вреза, денудации и осадконакопления. Морфоструктурный фактор влияет на развитие процессов опосредованно через рельеф, гидрологические условия, состав и льдистость пород, режим надмерзлотных вод. Поэтому разные типы морфоструктур отличаются разнообразием проявления криогенных процессов.

Так, морозобойное трещинообразование в пределах аккумулятивных равнин, как правило, сопровождается образованием повторно-жильных льдов и изначально-грунтовых жил, а в районах эрозионно-денудационных плато, плоскогорий и денудационных гор – каменных многоугольников, котлов и других полигональных форм. Термокарст в виде аласных и термокарстовых котловин определяет облик ландшафтов северных аккумулятивных равнин, но практически незаметен в пределах горных морфоструктур. Напротив, обвалы редки в равнинных районах (земляные обвалы в подмываемых берегах рек) и составляют неотъемлемую часть облика плато, плоскогорий и гор. В целом с ростом энергии рельефа увеличивается роль гравитационных процессов с соответствующими образованиями и сокращается роль термогидрогенных.

Рассматривая развитие процессов в различных ландшафтных зонах (арктической, субарктической и бореальной) с разными типами климата (морского, умеренного и континентального) и в разных геокриологических зонах и поясах (низкотемпературных со среднегодовой температурой пород t_{cp} ниже -3°C , среднетемпературных с t_{cp} от -1 до -3°C , и высокотемпературных с t_{cp} выше -1°C), можно прийти к следующим выводам. При переходе от бореальной ландшафтной зоны в арктическую отмечается повышение активности тех процессов, для которых условием развития является близкое к поверхности залегание многолетнемерзлых пород и избыточное увлажнение поверхности. Это относится к таким процессам, как морозобойное трещинообразование, термокарст; из группы термогидрогенных – к заболачиванию; из группы

гравитационных процессов – к солифлюкции. Например, заболачивание приобретает повсеместное распространение благодаря близкому залеганию криогенного водоупора и слабой транспирации воды угнетенными растительными ассоциациями. Однако из-за небольшой продуктивности болотных растений здесь преобладают низкие скорости торфонакопления, и, следовательно, длительное время существуют заболоченные земли и мелкие болота с маломощным торфяным горизонтом (до 0,6–1 м).

В бореальных ландшафтах развиваются гравитационные процессы: оползни, обвалы, термоэрозия. Интенсивное развитие термоэрозии происходит вследствие продолжительного лета и большого количества осадков, часть которых выпадает ливневыми дождями. Рост оползневой и обвальной активности обусловлен слабыми криогенными связями и глубокой дезинтеграцией пород.

Геотемпературная зональность (и поясность) накладывает отпечаток на особенности формирования и развития экзогенных геологических процессов. В наибольшей степени это относится к криогенным склоновым процессам и обуславливается динамикой не среднегодовых температур, но изменчивостью глубины сезонного оттаивания пород. В южной геокриологической зоне вследствие большой мощности деятельного слоя активное криогенное выветривание захватывает верхний слой горных пород до глубины 5–6 м против первых десятков сантиметров в северной низкотемпературной зоне. На юге на склонах гор мощность курумного чехла достигает 5–6 м. Здесь существуют благоприятные условия для развития обвалов и осыпей, способствуя дезинтеграции верхних горизонтов скальных массивов. Морозобойное трещинообразование и наледообразование распространены в субарктике с суровым морским климатом, а на юге встречаются в регионах с резко континентальным климатом.

§ 2. Закономерности развития и прогнозирование криогенного (морозобойного) растрескивания пород

Морозобойное растрескивание мерзлых массивов пород происходит под влиянием температурных растягивающих напряжений (σ) и деформации сокращения (δ) при понижении температуры. Для оценки деформации температурных сокращений в зависимости от температуры (θ), изменяющейся во времени (t), можно воспользоваться формулой (Гречищев, 1980):

$$\delta(t) \approx \alpha_{\infty} \theta(t),$$

где α_{∞} – среднее значение предельно длительного коэффициента температурного сокращения грунтов (*табл.* 10.4).

Для расчета горизонтальных растягивающих напряжений (σ) в сплошном массиве грунта получено уравнение (Lachenbruch, 1962):

$$\sigma = 3(2\bar{\eta} \alpha \cdot i)^{1/3} \quad (10.2.1)$$

где $\bar{\eta}$ – коэффициент нелинейной вязкости, α – коэффициент температурного сокращения мерзлых грунтов, i – скорость изменения температуры грунта.

Значение $\bar{\eta}$ находится в пределах (0,26 – 1,25) 10^{28} дин³·см⁶·с.

Напряжения, вычисленные по формуле (10.2.1), сравниваются с пределом прочности на разрыв (σ_p). Условие $\sigma = \sigma_p$ соответствует предельному состоянию, при котором образуются морозобойные трещины.

Б.Н. Достовалов (1952), рассматривая процесс морозобойного растрескивания массивов мерзлых пород в рамках механики сплошной среды, предложил уравнения, позволяющие вычислить основные параметры трещинообразования: ширину раскрытия трещин (S) и размеры полигонов (l):

$$l = 2\tau / \alpha G (\Delta\theta / \Delta Z), S = \alpha \Delta\theta \cdot l,$$

где τ – сопротивление мерзлой породы сдвигу; α – коэффициент температурного сокращения мерзлой породы; G – модуль сдвига породы; $\Delta\theta/\Delta Z$ – градиент температуры по глубине; $\Delta\theta$ – перепад температуры поверхности породы от среднегодовой до минимальной.

Таблица 10.4

Значения α_{∞} для мерзлых грунтов (С.Е. Гречищев, 1980)

Грунт	Влажность, %	$\alpha_{\infty} \cdot 10^6$ (1/°C) при перепаде температуры (°C)			
		-2...-5	-2...-10	-2...-15	-2...-20
Песок	15–20	30	20	20	20
Супесь	30–35	150	96	72	60
	20–25	230	150	110	90
	10–150	400	260	190	160
Суглинок	40–45	125	80	60	50
	20–25	380	240	180	150
	10–15	750	480	360	300
Глина	20–25	1200	–	–	–

С.Е. Гречищев (1980) исследовал зависимость морозобойного растрескивания пород от реологических процессов и показал, что при медленном понижении температуры на поверхности мерзлого массива (в соответствии с годовыми колебаниями) температурные напряжения в массиве релаксируют и не достигают предела прочности пород. Им было обосновано положение о том, что образование трещин происходит под влиянием дополнительных температурных напряжений, возникающих при «вторичных» колебаниях температуры с периодом в несколько (6–7) суток, вызывающих краткосрочное похолодание на фоне годового хода среднемесячных температур. Соответственно была разработана термореологическая модель процесса, которая позволяет оценить возможность образования трещин в мерзлой породе, характеризующейся модулями длительной и мгновенной деформации растяжения, пределом длительной прочности на разрыв и коэффициентом линейного температурного расширения мерзлой породы. Критическое значение минимальной среднемесячной температуры поверхности массива, при которой становится возможным морозобойное растрескивание, определяется с учетом «вторичных» колебаний температуры и времени релаксации напряжения растяжения. Эта критическая температура должна быть ниже среднемесячной температуры поверхности массива под снегом самого холодного месяца. Условие является необходимым, но недостаточным для возникновения глубоких трещин, проникающих в кровлю многолетнемерзлой толщи и сопровождающихся формированием повторно-жильных льдов и полигонального рельефа. Для этого необходимо наличие монолитного массива мерзлых пород, образующегося после промерзания сезонно-талого слоя, и последующее интенсивное его охлаждение. Вторым условием является ровный рельеф поверхности с ограниченным числом врезов (оврагов, долин ручьев), на бортах которых происходит разгрузка напряжений. Всем условиям удовлетворяют мерзлые льдистые торфяники, глинистые, супесчано-суглинистые, песчаные и гравийно-галечниковые отложения, распространенные на междуречных равнинах, на морских и речных террасах. Именно здесь наиболее представлены полигональные формы рельефа и повторно-жильные льды (Романовский, 1977).

Условиями, препятствующими образованию трещин, являются:

- 1) неоднородность в плане и разрезе состава отложений, слагающих СТС, приводящая к неравномерному по глубине и времени его промерзанию;
- 2) относительно густой ($СК > 0,5$) лесной и кустарниковый покровы;
- 3) наличие мощного (более 0,5–0,7 м) снежного покрова, особенно к моменту полного промерзания СТС, который значительно гасит температурные колебания. Уменьшение или снятие снежного покрова, уничтожение растительности (особенно древесно-кустарниковой) повышают вероятность морозобойного растрескивания пород, а при благоприятном их составе и влажности рельефе она может достигать 100%.

При прогнозировании морозобойного растрескивания мерзлых массивов пород следует учитывать зависимость процесса в породах разного состава от их температурного режима. Исследованиями Н.Н. Романовского, В.В. Баулина и других установлено, что морозобойные трещины, проникающие в многолетнемерзлую толщу, образуются в различных по составу породах при различных значениях среднегодовой температуры. В песчаных отложениях глубокие трещины образуются при $t_{cp} < -4... -6^{\circ}C$, в супесчано-суглинистых – при $t_{cp} < -2... -4^{\circ}C$, в торфяниках при $t_{cp} < -1^{\circ}C$. Очевидно, что градиент температуры в промерзшем сезонно-талом или сезонно-мерзлом слое, который определяет напряженное состояние пород, пропорционален величине амплитуды температурных колебаний на поверхности почвы. По данным наблюдений, в низкотемпературных ($t_{cp} \leq -3^{\circ}C$) многолетнемерзлых породах супесчано-суглинистого состава морозобойное растрескивание идет при $A_{п.п} > 13-15^{\circ}C$ ($A_{п.п}$ – физическое значение амплитуды температурных колебаний на поверхности почвы), в высокотемпературных (t_{cp} до $-2^{\circ}C$) – при $A_{п.п} > 15-17^{\circ}C$. Указанные значения амплитуд характеризуют оптимальные температурные условия образования полигонов морозобойных трещин размерами от 6–8 до 18–20 м. На таких расстояниях обеспечиваются необходимые для зарождения трещин условия: ровный рельеф поверхности и однородный состав пород. При меньших значениях $A_{п.п}$ расстояние между трещинами увеличивается до 40 м и вероятность их образования уменьшается. Сказанное объясняет, почему в пределах первой мерзлотно-температурной зоны, где распространены высокотемпературные многолетнемерзлые толщи, морозобойное трещинообразование может возникать в условиях резко континентального климата на участках с небольшой высотой снега и при отсутствии или с редкой древесно-кустарниковой растительностью. На севере, в IV и V зонах, где распространены низкотемпературные многолетнемерзлые толщи, морозобойные трещины могут образовываться в условиях морского климата.

Прогноз развития рассматриваемого процесса включает: 1) изучение закономерности распространения полигональных форм рельефа и повторно-жильных льдов в естественных условиях по данным аэрофотоматериалов и полевым наблюдениям; 2) районирование территории на основе карты типов сезонного оттаивания пород, при котором выделяются участки, потенциально благоприятные для морозобойного растрескивания пород, в зависимости от теплообмена на поверхности почвы, определяющего среднегодовую температуру ($t_{\bar{g}}$) и амплитуду годовых колебаний температуры ($A_{п}$) от состава и влажности ($W_{ест}$) пород сезонно-талого слоя (СТС) и от степени расчлененности рельефа (табл. 10.5). Очевидно, морозобойное растрескивание вероятно во всех мелкодисперсных породах и в торфе с естественной влажностью более $2/3 W_{п}$ ($W_{п}$ – полная влагоемкость) в границах распространения длительно устойчивых и устойчивых континентальных и резкоконтинентальных типов СТС при слабой расчлененности рельефа. Относительно неблагоприятные и неблагоприятные условия относятся к участкам с переходными и полупереходными морскими типами СТС, с небольшой естественной влажностью пород ($W_{ест} < 1/3 W_{п}$ – в торфах; $W_{ест} < W_{п}$, $W_{п}$ – влажность предела раскатывания – в супесях и суглинках; $W_{ест} < 1/3 W_{кр}$ – в песках) и со значительной расчлененностью рельефа (расстояние между врезами или с превышением (более 2–3 м) поверхно-

сти на расстояниях более десятков метров. Затем по результатам прогноза изменений t_{cp} , A_{II} , ξ и свойств пород (см. гл. IV, V, VII, VIII), происходящих под влиянием техногенных нарушений природных условий, определяются участки, где процесс может развиваться впервые, или участки, где будет происходить расширение и углубление трещин. Для этого может быть использована математическая модель С.Е. Гречищева, в которой механические свойства мерзлых пород (модули мгновенной и длительной деформации растяжения $E_{мг}$, $E_{дл}$, предел длительной прочности на разрыв σ_{∞}^p) определяются в зависимости от абсолютного значения температуры поверхности грунта из эмпирических уравнений:

$$E_{мг} = E_0^{мг} (1 + \beta_0^{мг} |t|), \quad (10.2.2)$$

$$E_{дл} = E_0^{дл} (1 + \beta_0^{дл} |t|), \quad (10.2.3)$$

$$\sigma_{\infty}^p = \sigma_0^p (1 + \beta_0^p \sqrt{|t|}), \quad (10.2.4)$$

где $E_0^{мг}$, $E_0^{дл}$, $\beta_0^{мг}$, $\beta_0^{дл}$, β_0^p – эмпирические константы. Температурные напряжения в грунте зависят от коэффициента линейного температурного расширения α_{∞} .

Образование криогенных трещин в массиве мерзлого грунта возможно, если выполняется условие:

$$\frac{(1 - \nu)\sigma_{\infty}^p}{\psi \cdot E_{\infty}} < \alpha_{\infty} t_{01}, \quad (10.2.5)$$

$$\text{где } \psi = 1 + \frac{t_{02} E_{мг}}{t_{01} E_{\infty}} \sqrt{\frac{\omega_2^2 \tau_p^2 + \left(\frac{E_{\infty}}{E_{мг}}\right)^2}{\omega_2^2 \tau_p^2 + 1}},$$

где t_{01} – средняя температура поверхности грунта под снегом самого холодного месяца; t_{02} – амплитуда короткопериодных (вторичных) температурных колебаний на поверхности грунта под снегом за самый холодный месяц (вторичная амплитуда); $\omega_2 = 22 \cdot 10^{-3}$ 1/ч – частота короткопериодных (вторичных) температурных колебаний; $E_{мг}$, E_{∞} – модули мгновенной и предельно-длительной деформации растяжения мерзлого грунта при температуре t_{01} ; τ_p – время релаксации при растяжении мерзлого грунта, принимаемое равным 254; ν – коэффициент Пуассона мерзлого грунта (при растяжении он может быть принят равным 0,35); σ_{∞}^p – предел длительной прочности мерзлого грунта при растяжении и температуре t_{01} ; α_{∞} – коэффициент линейного температурного расширения мерзлого грунта при перепаде температур от -2°C до t_{01} .

Средняя температура поверхности грунта под снегом самого холодного месяца t_{01} может быть определена расчетным путем по существующим методикам. В расчетной схеме С.Е. Гречищева этот параметр определяется по методике В.Г. Порхаева:

$$t_{01} = t_{B \min} / \sqrt{1 + 2\sqrt{\omega_1 \lambda_m C_m R_{CH}^2} + \omega_1 \lambda_m C_m R_{CH}^2}, \quad (10.2.6)$$

где $t_{B \min}$ – средняя температура воздуха самого холодного месяца; $\omega_1 = 0,71 \cdot 10^{-3}$ 1/ч – частота колебаний температуры воздуха с периодом, равным 1 году; λ_m – коэффициент теплопроводности мерзлого грунта; C_m – объемная теплоемкость мерзлого грунта; R_{CH} – среднее за первую половину зимы термическое сопротивление снежного покрова, равное отношению высоты снега к коэффициенту теплопроводности.

Типизация условий развития морозобойного растрескивания дисперсных пород (Л.С. Гарагула, 2001)

Группы типов СТС (характеризуемые t_c – в числителе, A_n – в знаменателе), выделенные по степени благоприятности для развития процесса (при прочих равных условиях)	Состав пород (в порядке уменьшения трещиноподобности при прочих равных условиях)	Влажность пород СТС ($W_{ест}$)			Степень расчлененности рельефа (характеризуется длиной l нерасчлененной поверхности, необходимой для возникновения трещины, по Б.Н. Достовалову)
		торф, оторфованные суглинки и супеси	пылеватые суглинки и супеси, суглинки	пески	
<p>1. Оптимально благоприятная:</p> $\begin{matrix} \text{от } -2 \text{ до } -5 \text{ и } < -5 \\ 13,3 - 17; 17 - 21 \text{ и } > 21 \end{matrix}$ <p>(большие градиенты температуры в СТС в зимнее время)</p> <p>2. Благоприятная:</p> $\begin{matrix} \text{от } 0 \text{ до } -1 \\ > 21 \end{matrix}$ $\begin{matrix} \text{от } -1 \text{ до } -2; \text{от } -2 \text{ до } -5 \text{ и } < -5 \\ 11 - 13,5 \end{matrix}$ <p>(большие градиенты температуры)</p> <p>3. Относительно неблагоприятная:</p> $\begin{matrix} \text{от } 0 \text{ до } -1; \text{от } -1 \text{ до } -2 \\ < 7,5; 7,5 - 11 \end{matrix}$ $\begin{matrix} \text{от } -2 \text{ до } -5 \text{ и } < -5 \\ < 7,5; 7,5 - 11 \end{matrix}$ <p>(небольшие градиенты температуры)</p>	<p>1. Торф, оторфованные суглинки и оторфованные супеси.</p> <p>2. Пылеватые суглинки и пылеватые супеси.</p> <p>3. Суглинки и супеси.</p> <p>4. Пески и крупнообломочные породы с песчаным заполнителем.</p>	<p>1. Оптимально благоприятная:</p> $2/3 W_n < W_{ест} < W_n \quad 2/3 W_n < W_{ест} < W_{кр}$ <p>2. Благоприятная:</p> $W_{ест} > W_n \quad W_{ест} > W_n \quad W_{ест} > W_n$ <p>3. Неблагоприятная:</p> $W_{ест} < 1/3 W_n \quad W_{ест} < W_p \quad W_{ест} < 1/3 W_{кр}$ <p>$W_{ест}$ – естественная влажность пород; W_n – полная влагоемкость пород; W_p – влажность предела раскатывания; $W_{кр} = 0,91 W_n$</p>	<p>1. Оптимально нерасчлененная поверхность</p> $l > \frac{2\sigma_p}{\alpha G \text{grad}}, \text{ где } G = \frac{E}{2(1+\mu)}$ <p>σ_p – сопротивление мерзлой породы на разрыв; α – коэффициент линейного сокращения пород мерзлого массива; G – упругости при сдвиге; E – модуль Юнга; μ – коэффициент Пуассона; grad t – градиент температуры</p> <p>2. Расчлененность поверхности пренебрежимо мала, если:</p> $l < \frac{2\sigma_p}{\alpha G \text{grad}}$		

Амплитуда вторичных колебаний температуры поверхности грунта под снегом t_{02} 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:

$$t_{02} = t_{B2} / \sqrt{1 + 2\sqrt{\omega_2 \lambda_m C_m R_{CH}^2} + \omega_2 \lambda_m C_m R_{CH}^2}, \quad (10.2.7)$$

где t_{B2} – полуразность максимальной и минимальной температур воздуха самого холодного месяца.

Выражая из уравнения (10.2.6) значение t_{01} , можно получить величину критической минимальной среднемесячной температуры поверхности грунта, ниже которой становится возможно криогенное растрескивание грунта:

$$|t_{kp}| = \frac{(1-\nu)\sigma_\infty^p}{\alpha_\infty E_\infty} - \frac{E_{mz} t_{02}}{E_\infty} \sqrt{\frac{\omega_2^2 \tau_p^2 + \left(\frac{E_\infty}{E_{mz}}\right)^2}{\omega_2^2 \tau_p^2 + 1}}. \quad (10.2.8)$$

Определив из уравнения (10.2.6) значение t_{01} с учетом возможного изменения мощности и свойств снежного покрова и сопоставив полученную величину с t_{kp} , можно получить условие возникновения криогенных трещин. Криогенное растрескивание становится возможным, когда:

$$|t_{kp}| < |t_{01}|. \quad (10.2.9)$$

Величина амплитуды вторичных колебаний температуры воздуха t_{B2} определяется по результатам наблюдений на ближайшей метеостанции. При отсутствии этих данных t_{B2} допускается рассчитывать по формуле:

$$t_{B2} = |t_{Bmin}| \left| 3,62 \frac{0,6(t_{XII} + t_{II})}{t_I} - 1 \right|, \quad (10.2.10)$$

где t_I , t_{II} , t_{XII} – соответственно среднемесячные температуры воздуха за январь, февраль и декабрь.

Термомеханические свойства грунтов, необходимые для прогноза криогенного растрескивания, определяются в зависимости от прогнозируемой температуры t_{01} лабораторными методами. Для ориентировочных расчетов значения E_{mz} , E_∞ , σ_∞^p , α_∞ могут назначаться по справочным материалам.

Прогнозная оценка морозобойного растрескивания пород (Пример 43)

Определить возможность возникновения криогенных трещин в естественных условиях и при уменьшении мощности снега для района г. Анадырь. Грунты представлены торфом с коэффициентом теплопроводности в мерзлом состоянии $\lambda_m = 1,0$ Вт/м·К, объемной теплоемкостью $C_m = 500$ Вт·ч/м³·К, мощность снега за первую половину зимы в естественных условиях $h_{CH} = 0,3$ м, коэффициент теплопроводности $\lambda_{CH} = 0,2$ Вт/м·К. По данным метеонаблюдений, среднемесячные температуры воздуха декабря, января и февраля равны соответственно $-20,9$, $-22,8$, $-22,7$ °С. По данным лабораторных определений в соответствии с формулами (10.2.2–10.2.4) зависимость механических свойств мерзлого торфа от температуры выражается:

$$\begin{aligned}\sigma_{\infty} &= 0,06(1 + 5\sqrt{|t|}), \text{ [МПа]}, \\ E_{\infty} &= 3(1 + 10,56|t|), \text{ [МПа]}, \\ E_{\text{мг}} &= 180(1 + 0,52|t|), \text{ [МПа]}.\end{aligned}$$

Коэффициент линейного температурного расширения α_{∞} в интервале температур от -2° до -16°C равен $68 \cdot 10^{-6}$ 1/ч.

В естественных условиях при $h_{\text{сн}} = 0,3\text{ м}$ и $\lambda_{\text{сн}} = 0,20$ Вт/м·К термическое сопротивление снега $R_{\text{сн}} = 1,5$ м²·К/Вт. При этом значении $R_{\text{сн}}$ по формуле (10.2.6) определяем минимальную среднемесячную температуру поверхности почвы под снегом:

$$t_{01} = -22,8 / \sqrt{1 + 2\sqrt{0,71 \cdot 10^{-3} \cdot 1,0 \cdot 500 \cdot 1,5^2} - 0,71 \cdot 10^{-3} \cdot 1 \cdot 1,5^2} = -12^{\circ}\text{C}.$$

При этой температуре определяем механические характеристики мерзлого торфа:

$$\begin{aligned}\sigma_{\infty} &= 0,06(1 + 5\sqrt{|-12|}) \approx 1,1 \text{ МПа}, \\ E_{\infty} &= 3(1 + 10,56|-12|) \approx 383,2 \text{ МПа}, \\ E_{\text{мг}} &= 180(1 + 0,52|-12|) \approx 1303,2 \text{ МПа}.\end{aligned}$$

Определяем амплитуду вторичных колебаний температуры поверхности грунта под снегом t_{02} , найдя предварительно по формуле (10.2.9) амплитуду вторичных колебаний температуры воздуха $t_{\text{в2}}$:

$$\begin{aligned}t_{\text{в2}} &= \left| -22,8 \left| 3,62 \left| \frac{0,6 - 20,9 + (-22,7)}{-22,8} - 1 \right| \right| \right| \approx 12,8^{\circ}\text{C}, \\ t_{02} &= \frac{12,8}{\sqrt{1 + 2\sqrt{22 \cdot 10^{-3} \cdot 1 \cdot 500 \cdot 1,5^2} + 22 \cdot 10^{-3} \cdot 1 \cdot 500 \cdot 1,5^2}} = 2,0^{\circ}\text{C}\end{aligned}$$

По формуле (10.2.8) определяем критическую среднемесячную температуру начала криогенного растрескивания грунтов $t_{\text{кр}}$:

$$|t_{\text{кр}}| = \frac{(1 - 0,35)1,1}{68 \cdot 10^{-6} \cdot 383,2} - \frac{1303,2 \cdot 2,0}{383,2} \sqrt{\frac{(22 \cdot 10^{-3})^2 \cdot 25^2 + \left(\frac{383,2}{1302,2}\right)^2}{(22 \cdot 10^{-3})^2 \cdot 25^2 + 1}} \approx 23,7^{\circ}\text{C}$$

Поскольку $|t_{\text{кр}}| = 23,7^{\circ}\text{C}$ больше, чем $|t_{01}| = 12$, т.е. условие (10.2.9) не выполняется, криогенного растрескивания грунтов в естественных условиях не происходит.

Для оценки возможности возникновения криогенных трещин при уменьшении мощности снежного покрова проведем аналогичные расчеты при меньших термических сопротивлениях, равных 1,0 и 0,5 (м²·ч·°C)/ккал (что соответствует мощностям снега 0,2 и 0,1 м). Результаты расчетов приведены в таблице:

$h_{\text{сн}}$	$R_{\text{сн}}$	$ t_{01} $	σ_{∞}	E_{∞}	$E_{\text{мг}}$	t_{02}	$ t_{\text{кр}} $
0,3	1,5	12,0	1,10	383,2	1303,2	2,0	23,7
0,2	1,0	14,3	1,19	455,6	1517,3	2,8	19,9
0,1	0,5	17,6	1,32	559,5	1824,3	4,6	14,2

По результатам расчетов строим график зависимости t_{01} и $t_{кр}$ от термического сопротивления (или мощности) снежного покрова (рис. 10.2). Точка пересечения кривых $t_{кр}$ и t_{01} определяет критическую величину термического сопротивления снега, ниже которой при заданном температурном режиме воздуха возможно криогенное трещинообразование пород. В нашем примере это значение равно $0,67 \text{ м}^2 \cdot \text{К}/\text{Вт}$. При коэффициенте теплопроводности снега $\lambda_{сн} = 0,2 \text{ Вт}/\text{м} \cdot \text{К}$ это соответствует $0,134 \text{ м}$.

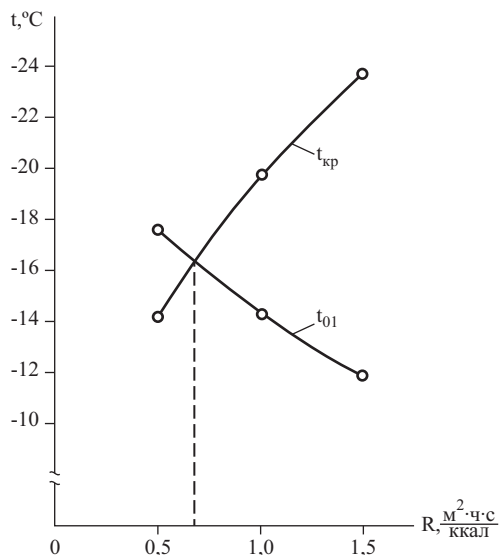


Рис. 10.2. К определению критического термического сопротивления снега

Во время весеннего половодья и таяния снега температура стенок зияющих трещин в мерзлой толще остается низкой, попадающая в них вода замерзает, цементируя трещины и превращая мерзлую толщу в сплошной массив. Повторные чередующиеся морозобойные растрескивания и цементация трещин льдом приводят к развитию полигональных систем ледяных жил, представляющих собой совокупности элементарных жилок (см. фото 10.1-10.4).

Полигонально-жильные образования, возникающие в результате процессов морозобойного растрескивания, представлены ледяными и грунтовыми жилами. В зависимости от условий формирования по соотношению ледяной и минеральной части жил Н.Н. Романовским (1972) выделено четыре типа полигонально-жильных образований (рис. 10.3).

1. Изначально-грунтовые жилы, формирующиеся в сезонноталом и сезонномерзлом слоях в результате периодически повторяющихся процессов – морозобойного растрескивания, формирования элементарных ледяных жилок, их оттаивания и заполнения отложениями различного состава (песчаными, глинистыми, лессовыми).

2. Ледяные жилы, формирующиеся в мерзлой толще ниже сезонноталого слоя. Полигонально-жильные образования с жильным льдом являются двухъярусными формами: верхний ярус – грунтовый, обладает чертами изначально-грунтовых жил, нижний – повторно-жильный лед. К этому типу относятся и ледогрунтовые жилы, являющиеся вариациями развития ледяных жил.

3. Псевдоморфозы по ледяным жилам, возникающие в результате вытаивания жильного льда и заполнения пространства перекрывающими отложениями.

4. Первично-грунтовые жилы различного состава, образующиеся в зонах ветровой деятельности зимой при попадании лессового, песчаного и мелкого гравийного материала в открытые морозобойные трещины.

Зависимость полигонально-жильных образований от температурного режима пород определяет их зональный характер, наличие переходных форм от первого типа ко второму, в пределах одной или расположенных рядом полигональных систем. Для разных литолого-фациальных разновидностей пород этот переход осуществляется при различном температурном режиме (рис. 10.3). На широтно-зональные закономерности накладывается влияние континентальности климата и геолого-структурных особенностей, имеющих региональный, а зональный характер.

В I мерзлотно-температурной зоне (по В.А. Кудрявцеву, см. §1 гл.VI) процесс трещинообразования развит на участках распространения многолетнемерзлых толщ. Необходимые температурные градиенты для образования морозобойных трещин в этой зоне наблюдаются в районах с резко континентальным климатом. Процесс трещинообразования здесь связан с формированием изначально-грунтовых жил и редко – повторно-жильных льдов.

Во II мерзлотно-температурной зоне процессы морозобойного трещинообразования развиты в условиях резко континентального климата, приурочены к участкам распространения многолетнемерзлых толщ и, как правило, не приводят к образованию повторно-жильных льдов. В этой зоне распространено формирование изначально-грунтовых жил.

В III мерзлотно-температурной зоне морозобойное трещинообразование развито широко, и в зависимости от сочетания температурного режима и континентальности климата на отдельных участках преобладает формирование либо изначально-грунтовых жил, либо ледяных жил. Для этой зоны характерно формирование двухъярусных жил, нижняя часть которых ледяная, верхняя, преобладающая, – грунтовая. Размер полигональной решетки варьирует в зависимости от условий от первых метров до десятка и более.

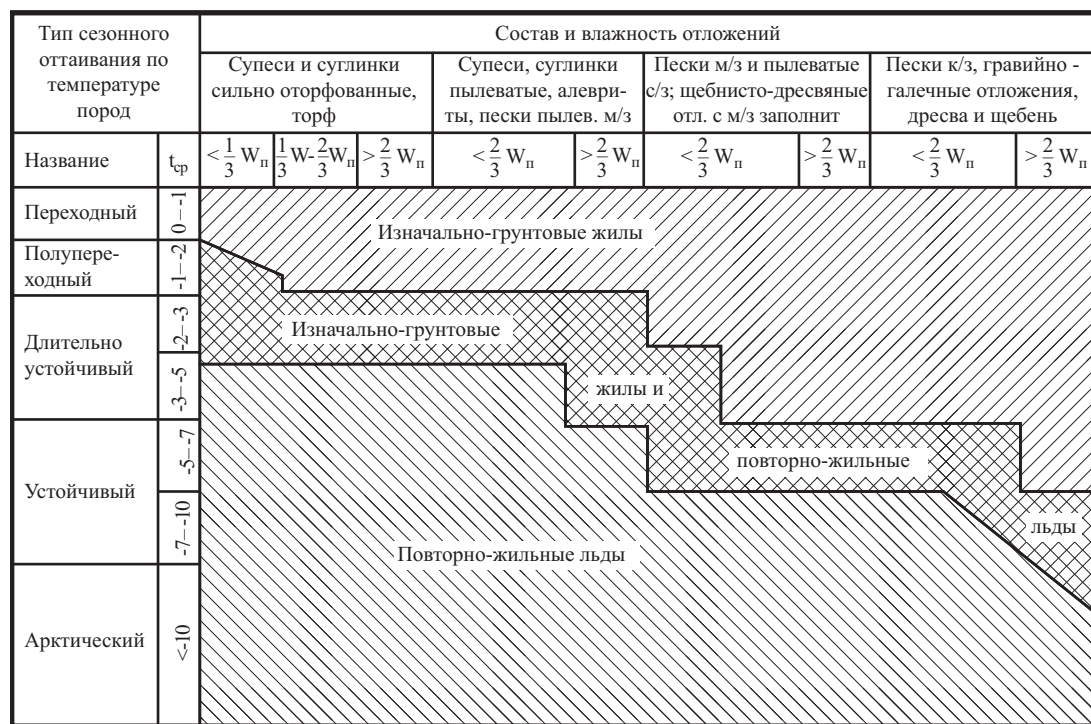


Рис. 10.3. Схема соотношения изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов в отложениях разного состава и влажности в СТС в зависимости от типов сезонного оттаивания по t_{cp} . Схема составлена Н.Н. Романовским для континентальных, повышенно и резко континентальных типов СТС (по В.А. Кудрявцеву). W_{II} – полная влагоемкость отложений за вычетом незамерзшей воды

В пределах IV и V мерзлотнотемпературных зон благоприятные температурные градиенты для образования морозобойных трещин отмечаются повсеместно, за исключением районов с мощными снежным и моховым покровами. Интенсивно растрескивание происходит в условиях резко континентального климата, при этом размеры полигонов достигают десятка метров. В условиях морского климата размер полигональной решетки увеличивается. В пределах пойм, а также прибрежно-озерных и прибрежно-морских участков морозобойное трещинообразование приводит к образованию повторно жильных льдов. Мощность этих льдов при накоплении осадков может достигать нескольких десятков метров. На высоких элементах рельефа формируются смешанные ледогрунтовые жилы.

Морозобойное трещинообразование приводит к возникновению полигонально-валиковых форм рельефа. При этом полигоны ограничены органоминеральным валиком высотой до 0,5–1 м, который развивается постепенно по мере роста жил и нивелируется при затухании этого роста. Между валиками смежных полигонов находится понижение, под которым формируется ледяная жила. В возникновении плоско- и округло-бугристых форм кроме растрескивания принимают участие торфообразование, пучение, термокаст и эрозия. Вытаивание систем ледяных жил приводит к образованию бугристого рельефа и округлых форм – останцов-байджерахов. Исследованию полигональных форм рельефа и истории их развития посвящены работы А.И. Попова, А.А. Величко, Н.Н. Романовского, Б.И. Втюрина.

Кроме крупных полигональных форм в III–IV температурных зонах на равнинах и склонах гор встречаются мелкие структурные формы такие как «пятна – медальоны» диаметром 0,5–1,0 м и каменные многоугольники («венки», кольца, полосы) диаметром 1–2,5 м. Их образование связано с комплексом процессов и с мелкополигональным растрескиванием. Они отличаются сортировкой и распределением материала в глинистых покровных отложениях, содержащих щебень и обломки. По периферии эти формы окаймлены валиком из преобладающего каменного материала. Неравномерное промерзание сверху и с боков закрытых (замкнутых) систем талого грунта слоя сезонного оттаивания (внутри структур) приводит к увеличению гидростатического давления и к переходу тиксотропной влажной почвы (породы) в пластично-текучее состояние. Нередко при этом происходит разрыв поверхностной мерзлой корки пород и излияние на поверхность разжиженной массы, может происходить и ориентированное выпучивание каменного материала.

Таким образом, морозобойное растрескивание приводит к образованию жильных льдов и своеобразного рельефа. Оно наблюдается не только в грунтах, но и в материалах инженерных сооружений (плотинах, покрытиях дорог и аэродромов, наземных и подземных коммуникациях, стенах домов). Н.И. Быковым в 1940 г. описаны такие трещины на одной из улиц в г. Свободном (Забайкалье). Земляное полотно улицы, отсыпанное из супесчаного грунта, в начале ноября 1933 г. при температуре воздуха от -25 до -30°C было покрыто правильными поперечными трещинами, расстояние между которыми колебалось от 10 до 35 м при ширине 1–3 см и глубине 40–50 см. Аналогичные трещины на расстоянии 7–15 м друг от друга наблюдались в 1964–1967 гг. в Якутске на дороге, отсыпанной из гудронизированного песка по суллинистому основанию. Эти трещины расположены перпендикулярно оси улиц, прослеживаются через всю проезжую часть и тротуары и переходят даже на цоколи зданий. Они же влияют на кабели связи, уложенные в грунте. В.Ф. Жуковым в 1944 г. описаны случаи возникновения криогенных трещин на ленточных фундаментах в Чите, образование которых очевидно было связано с резким понижением температуры воздуха до -27°C . При этом морозобойные трещины на расстоянии 4,2 м друг от друга прошли через кирпичный фундамент здания, разорвав его. Морозобойные трещины образуются на строительных площадках при сооружении зданий в зимний период. Известен случай влияния морозобойных трещин на устойчивость зданий, построенных в Якутске по принципу сохранения многолетнемерзлых грунтов в основании: в 1966 г. трещина в фундаментах основания явилась причиной образования сквозной трещины в железобетонной

рандбалке монолитного цокольного перекрытия и в стене четырехэтажного жилого дома, построенного в 1956–1957 гг. Многолетний рост морозобойных трещин в асфальтовом покрытии аэродрома в Амдерме привел к необходимости его реконструкции в начале 90-х годов.



Фото 10.1. Морозобойные трещины



Фото 10.2. Сеть полигонально-жильных льдов по морозобойным трещинам. Фото Г.З. Перлштейна

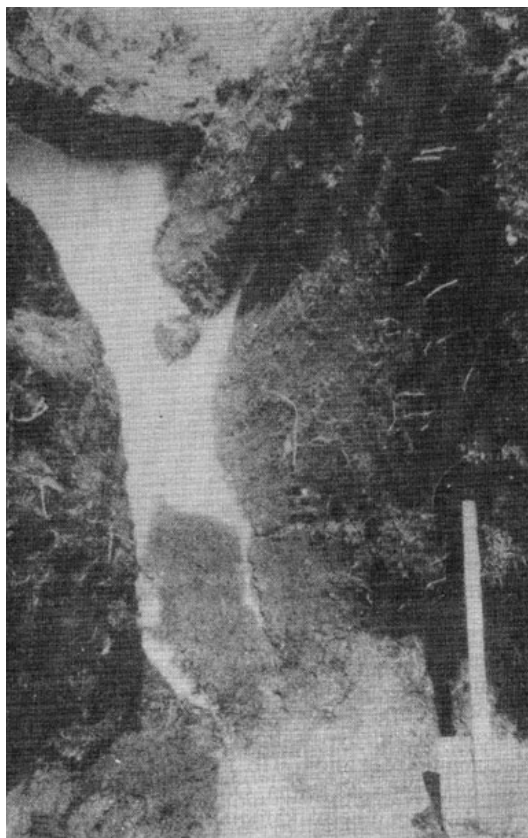


Фото 10.3. Эпигенетическая ледяная жила



Фото 10.4. Повторно-жильные сингенетические льды

§ 3. Закономерности развития и прогнозирование пучения пород

Пучение грунтов зависит от их состава и сложения, водных свойств, влажностного и температурного режимов, от условий промерзания. Под последними понимается система, в которой идет промерзание (открытая или закрытая), положение фронта промерзания в разрезе и скорость промерзания. В открытой системе промерзание грунта сопровождается подтоком влаги к фронту промерзания из нижележащих талых или немерзлых слоев, в закрытой – промерзание идет без подтока влаги извне к фронту промерзания.

Процесс пучения в песчаных и суглинистых грунтах идет в различных условиях. Пески в открытой системе являются непучинистыми, в закрытой они становятся пучинистыми, если их влажность равна или близка к полной влагоемкости. Величина пучения песков определяется мощностью промерзающего слоя водонасыщенного песка.

В суглинистых породах при их промерзании в открытой системе пучение в соответствующих условиях достигает максимальной величины. В закрытой – выпучиваются суглинки с малой величиной набухания, если их влажность больше влажности порога пучения. Влажность порога пучения определяет минимум кристаллов льда, образующихся у фронта при данном темпе промерзания, который необходим для нарушения исходной плотности скелета грунта. Поэтому она определяется водными свойствами пород и температурными условиями на поверхности почвы. В.А. Кудрявцевым (1971) предложена следующая формула для определения влажности порога пучения $\omega_{\text{пн}}$:

$$\omega_{\text{пн}} = \omega_{\text{н}} + n (\omega_{\text{кр}} - \omega_{\text{н}}), \quad (10.3.1)$$

где $\omega_{\text{кр}} = 0,91 \omega_{\text{н}}$; $\omega_{\text{н}}$ – полная влагоемкость; $W_{\text{н}}$ – незамерзшая вода; n – коэффициент, зависящий от континентальности климата. Значения n приводятся в **табл. 10.6** и выбираются в зависимости от величины амплитуды годовых колебания температур на поверхности почвы $A_{\text{н}}$.

<i>Таблица 10.6</i>			
Значения коэффициента n в формуле (10.3.1)			
$A_{\text{н}}, ^\circ\text{C}$	< 14	14–19	>19
n	0,5	0,6	0,7

Влажность порога пучения значительно отличается от полной влагоемкости грунта, и разность между ними тем больше, чем меньше темп промерзания.

Зависимость влажности порога пучения от темпа промерзания приводит к тому, что суглинистые грунты с различной влажностью могут иметь одну и ту же относительную величину пучения, если темп их промерзания различен. Кроме того, если в породах одного и того же состава в условиях морского климата некоторая относительная величина пучения определяется при $n = 0,5$, то в континентальных условиях она будет достигнута при $n = 0,7$, т.е. при более высокой влажности.

Для определения величины морозного пучения пород предложены эмпирические уравнения (Н.А. Пузаков, И.А. Золотарь, В.О. Орлов, Э.Д. Ершов, Г.М. Фельдман). Они используются для оценки избыточного льдовыделения в глинистых породах. Например, уравнение Э.Д. Ершова позволяет определить льдонакопление (i) в промерзающей породе в зависимости от объемного содержания незамерзшей воды при температуре прекращения пучения $W_{\text{из}}(t_{\text{к}})$ и объемной влажности, обусловленной миграцией влаги $W_{\text{мг}}$:

$$i = 0,09[W - W_{\text{из}}(t_{\text{к}})] + 1,09W_{\text{мг}},$$

где W – влажность глинистой породы к началу промерзания.

Уравнение, полученное Г.М. Фельдманом (1988) для расчета величины пучения ($h_{п}$) в условиях открытой системы на основе уравнения тепло- и массопереноса А.В. Лыкова (1968), имеет вид:

$$h_{п} = 1,09 \int_0^t q_{\text{миг}} d\tau,$$

где $q_{\text{миг}}$ – поток мигрирующей воды, кг/(м² ч); τ – время миграции, ч;

$$q_{\text{миг}} = A + B \frac{d\xi}{dt},$$

где A и B – коэффициенты, равные:

$$A = 5,85 \cdot 10^{-4} \rho_d (W_{\text{tot}} - W_w) (0,34 + 670a'); \\ B = 1,83 \rho_d (W_{\text{tot}} - W_w) (0,34 + 670a') - (W_\rho - W_w) \rho_d$$

где ρ_d – плотность сухого грунта; W_{tot} – начальная влажность; W_w – влажность за счет незамерзшей воды на границе промерзания; a' – коэффициент влагопроводности; W_ρ – влажность грунта на границе пластичности.

Развитие и формы проявления в рельефе процесса сезонного пучения пород зависят от минерального состава, дисперсности, влажности, температуры, скорости промерзания. Минералы группы каолинита способствуют миграции связанной воды и повышению пучинистости каолинистых глин. Монтмориллонитовые глины содержат большее количество связанной влаги, но их влагопроводные свойства хуже. Поэтому монтмориллонитовые глины менее пучинистые по сравнению с каолинистыми. Наибольший размер минеральных частиц, при котором ощущается воздействие скелета породы на миграцию воды, составляет 0,1–0,07 мм. Наибольшее пучение свойственно породам, дисперсность которых соответствует размерам пылеватых частиц (0,05–0,005 мм). Дальнейшее увеличение степени дисперсности (от 0,005 до 0,002 мм и менее) приводит к уменьшению миграции влаги и интенсивности пучения. При таких размерах частиц увеличивается количество прочносвязанной воды, которая не участвует в процессах миграционного влагонакопления, и хуже влагопроводность.

Плотность глинистых пород в сухом состоянии (ρ_d), соответствующая максимальному их пучению, составляет 0,8–0,9 от максимальной плотности ($\rho_{\text{оп}}$) при стандартном уплотнении. Если эти породы подвергнуть уплотнению, то это приведет к уменьшению потока миграционной влаги.

Значение критической плотности глинистых сухих пород (ρ_{cr}), при котором пучение не происходит, может быть оценено формулой:

$$\rho_{cr} = \frac{0,92 \rho_d}{0,92 + W_{cr} \rho_d},$$

при $\rho_d > \rho_{cr}$ пучение проявляется лишь за счет начальной влажности, модуль пучения не превышает 3,5 см/м.

На миграцию влаги и льдонакопление в промерзающем слое пород большое влияние могут оказывать грунтовые (надмерзлотные) воды. Их влияние зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод (УГВ) и высоты капиллярной каймы. Наибольшим оно оказывается в случае, если к началу промерзания пород УГВ находится в пределах СМС (СТС), наименьшим, когда капиллярная кайма оказывается ниже подошвы СМС.

Ориентировочно выделяют минимальное расстояние между максимальной глубиной сезонного промерзания и максимальным положением УГВ (Δh_{\min}), при котором грунтовые воды не оказывают влияния на увлажнение (*табл. 10.7*).

Таблица 10.7

Минимальное значение Δh_{\min} , м	
Вид грунта	Δh_{\min} , м
Глина с монтмориллонитовой и иллитовой основой	3,5
Глина с каолинитовой основой	2,5
Супеси (в том числе пылеватые)	1,5
Пески мелкие пылеватые	1

Зависимость процесса пучения глинистых пород от миграции влаги к фронту промерзания обуславливает его зависимость от скорости промерзания, которая определяется составом и влажностью пород, особенностями теплообмена на земной поверхности, значениями среднегодовой температуры и амплитуды годовых колебаний температуры (t_{ξ} и A_n) (*табл. 10.8*). Э.Д. Ершов и Ю.П. Лебедеко на основе классификации В.А. Кудрявцева выделили три группы типов СТС и СМС: низкоградиентный медленного промерзания, среднеградиентный умеренного промерзания и высокоградиентный быстрого промерзания. Очевидно, что интенсивность пучения при прочих равных условиях будет наименьшей в типах СТС и СМС быстрого промерзания (*табл. 10.9*).

Таблица 10.8

Зависимость удельных градиентов температуры (в числителе, °С/м) и скорости промерзания (в знаменателе, см/сут) от среднегодовой температуры пород t_{ξ} и амплитуды годовых колебаний температуры на поверхности пород A_n

t_{ξ}	Типы сезонного оттаивания A_n						
	морской, A_n менее 7,5°C	умеренно морской, A_n от 7,5 до 11°C	умеренно континентальный, A_n от 11 до 13,5°C	континентальный, A_n от 13,5 до 17°C	повышенно континентальный, A_n от 17 до 21°C	резко континентальный, A_n от 21 до 24°C	особо резко континентальный, A_n более 24°C
Арктический, t_{ξ} ниже -10°C				$\frac{5,3}{1,2}$	$\frac{6,3}{1,4}$	$\frac{7,7}{1,8}$	$\frac{9,5}{2,2}$
Устойчивый, t_{ξ} от -5 до -10°C			$\frac{4,0}{0,92}$	$\frac{4,8}{1,1}$	$\frac{5,8}{1,3}$	$\frac{7,1}{1,6}$	$\frac{8,2}{1,8}$
Длительно устойчивый, t_{ξ} от -2 до -5°C		$\frac{2,3}{0,53}$	$\frac{3,4}{0,78}$	$\frac{4,7}{0,108}$	$\frac{5,2}{1,2}$	$\frac{6,2}{1,43}$	$\frac{7,2}{1,66}$
Полупереходный, t_{ξ} от -1 до -2°C	$\frac{<2,1}{<0,48}$	$\frac{2,1}{0,48}$	$\frac{3,2}{0,73}$	$\frac{3,8}{0,88}$	$\frac{4,8}{1,1}$	$\frac{5,8}{1,33}$	$\frac{6,8}{1,57}$
Переходный, t_{ξ} от 0 до -1°C	$\frac{<2,0}{<0,45}$	$\frac{2,0}{0,45}$	$\frac{3,1}{0,7}$	$\frac{3,6}{0,85}$	$\frac{4,6}{1,06}$	$\frac{5,6}{1,33}$	$\frac{6,5}{1,5}$
Слой сезонного оттаивания отсутствует или не превышает 0,1–0,2 м							
Низкоградиентный тип медленного промерзания							
Среднеградиентный тип умеренного промерзания							
Высокоградиентный тип быстрого промерзания							

Максимальное пучение глинистых пород происходит в открытой системе и незначительное – в закрытой за счет перераспределения влаги в промерзающем слое под влиянием миграционного потока к фронту промерзания. В песчаных и более крупнодисперсных породах пучение происходит в закрытой системе при наличии или отсутствии водоносного горизонта. В первом случае пучение происходит при инъекции воды в промерзший слой породы под влиянием давления, возникающего в закрытой системе в связи с увеличением объема замерзающего водоносного горизонта, ограниченного снизу и по бокам водонепроницаемыми границами.

Таблица 10.9

Типы пучения дисперсных пород			
Основные характеристики и условия	Классификационные параметры		Типы пучения
	Название	интервалы изменения	
Температурный режим промерзания	Удельный градиент температуры, $(\text{grad } t)_{\text{уд}}$, °C/м; скорость промерзания, $v_{\text{уд}}$, см/сут	$(\text{grad } t)_{\text{уд}} < 4, v_{\text{уд}} < 0,95$	Низкоградиентный, медленного промерзания
		$4 < (\text{grad } t)_{\text{уд}} < 6,5, 0,95 < v_{\text{уд}} < 1,5$	Среднеградиентный, умеренного промерзания
		$(\text{grad } t)_{\text{уд}} > 6,5, v_{\text{уд}} > 1,5$	Высокоградиентный, быстрого промерзания
Гранулометрический состав и массообменные свойства	Коэффициент диффузии влаги, K_w , см/с; термоградиентный коэффициент, δ_p , г/(см ³ ·°C)	$K_w \delta_p > 10^{-5}$	Сильномиграционный (глинистый)
		$10^{-6} < K_w \delta_p < 10^{-5}$	Миграционный (суглинистый)
		$10^{-7} < K_w \delta_p < 10^{-6}$	Слабомиграционный (песчаный)
		$K_w \delta_p < 10^{-7}$	Немиграционный (песчаный)
Минеральный состав, физико-химические и механические свойства	Коэффициент объемной относительной усадки, β , доли единицы	$\beta < 0,5$	Слабоусадочный
		$0,5 < \beta < 1,0$	Усадочный
		$\beta > 1,0$	Сильноусадочный
Влагонасыщение	Влажность пород, W , доли единицы	$W < W_p$	Маловлажный
		$W_p < W < W_n$	Влажный
		$W > W_n$	Переувлажненный

Во втором случае пучение крупнодисперсных пород происходит, если их влажность к началу промерзания превышает $W_{\text{кр}}$, которая равна $0,91 W_n$ (W_n – влажность при полной влагоемкости). Интенсивность пучения в этом случае не может превышать значения $1,09(W_n - W_{\text{кр}})$, где $W_{\text{нп}}$ и $W_{\text{кр}}$ задаются как объемные величины.

Знание причин и условий развития морозного пучения пород СТС (СМС) позволяет определить содержание и последовательность работ, необходимых для прогнозирования процесса. Изучение и прогнозирование процесса начинается с анализа аэро- и космоснимков, полевых геокриологических исследований, в результате которых может быть составлена карта типологического районирования по характеристикам, определяющим возможность развития и особенности проявления процесса в рельефе (см. *табл.* 10.10). Анализ карты может дать представление о том, где условия соответствуют максимальному сезонному пучению пород, а где процесс может проявляться слабо.

Наиболее благоприятные условия существуют на участках с переходными и полупереходными умеренно континентальными и континентальными типами СТС, представленными пылеватыми и оторфованными суглинками с влажностью на начало промерзания, близкой к полной влагоемкости, с уровнем грунтовых вод, залегающим в СТС или вблизи его подошвы.

Непучинистыми могут быть практически все породы с влажностью меньше $W_{п}$ (меньше $W_{кр}$ в песках) на участках с неглубоким сезонным оттаиванием, соответствующим устойчивым морским и умеренно континентальным типам СТС, при сработке вод сезонно-талого слоя к началу зимнего промерзания. Для каждого выделенного района (типа местности): 1) определяются возможные изменения температурного режима (t_{ξ} , $A_{п}$) и глубины сезонного промерзания или оттаивания пород (ξ) в зависимости от нарушений природных факторов и с учетом динамики климата; 2) возможные изменения состава, влажности, свойств пород в слое ξ и режима грунтовых вод; 3) оценивается потенциальная пучиноопасность пород по сопоставлению их естественной влажности, определяемой перед началом зимнего промерзания, с рассчитанным значением влажности предела пучения ($W_{пр}$) для конкретной породы. Сравнительная оценка пучинистости пород в разных типах местности может быть дана на основе классификации грунтов по нормативным значениям относительного пучения, предложенной Р.В. Максимаком. В этой классификации (*табл. 10.11*) в зависимости от консистенции ($K_{к}$), определяемой по В.А. Приклонскому ($K_{к} = (W - W_{р})/I_{п}$, где W – исходная (наблюдаемая) влажность грунта; $W_{р}$ – влажность предела раскатывания; $I_{п}$ – число пластичности), грунты различного гранулометрического состава делятся на четыре категории: I – практически непучинистые, II – слабопучинистые, III – среднепучинистые и IV – сильнопучинистые. Далее: 4) выбирается расчетная модель и рассчитываются величины пучения пород в естественных (изученных при полевых исследованиях) условиях. По сопоставлению результатов расчета с данными полевых и специальных режимных наблюдений проверяется корректность расчетной схемы, ее применимость к конкретным условиям. В случае необходимости модель уточняется; 5) для прогнозируемых условий с помощью выбранной расчетной схемы прогнозируются изменения величины пучения и категории пучинистости пород для каждого типа местности; 6) на основе изучения пространственной изменчивости состава, влажности пород, глубины залегания грунтовых вод и пространственной и временной изменчивости зимнего промерзания отложений дается оценка неравномерности пучения и возможности образования пучин. Последняя задача решается с привлечением материалов дешифрирования аэрокосмических снимков.

По В.О. Орлову (1977), возможность развития пучения в породах однородного состава в слое сезонного промерзания определяется по влажности предела пучения пород $w_{пр}$, при которой заполнение пор льдом в процессе промерзания не вызывает нарушения исходной плотности скелета грунта. Влажность предела пучения определяет начальное условие пучения грунта любого вида, выражаемое неравенством

$$W > W_{пр}, \quad (10.3.2)$$

где W – предзимняя средняя влажность грунта в пределах промерзающего слоя, доли единицы;

$$W_{пр} = 0,92 \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s \rho_d} + 0,08 W_w(t_k); \quad (10.3.3)$$

где ρ_s, ρ_d ; – соответственно плотность льда, твердых частиц и скелета талой породы, т/м³ (г/см³); $W_w(t_k)$ – содержание незамерзшей воды в промерзающем грунте, доли единицы, при температуре равной $0,5t_k$; t_k – температура прекращения пучения грунта, °С.

Температура прекращения пучения породы t_k характеризует минимальную температуру зоны промерзания, при которой прекращается перемещение и кристаллизация пленочной воды, способной вызвать увеличение объема промерзающей породы. Значение t_k зависит от дисперсности и физико-химических свойств породы и для основных ее видов приведено в *табл. 10.12* (по В.О. Орлову, 1977).

Таблица 10.10

Типизация условий развития сезонного пучения (Л.С. Гарагуля, 2001)					
Группы типов СТС (характеризуемые t_{ξ} – в числителе, A_n – в знаменателе), выделенные по степени благоприятности для развития процесса (при прочих равных условиях)	Состав пород СИС и СМС (в порядке уменьшения пучинистости)	Влажность пород СТС (W) и СМС (в порядке уменьшения пучинистости)		Подразделение грунтовых и надмерзлотных вод по степени их влияния на пучение (в порядке уменьшения влияния)	
		мелко-дисперсных	крупно-дисперсных	по продолжительности существования горизонта вод	по глубине залегания уровня вод в период промерзания пород
1. Оптимально благоприятная: $\frac{\text{от } 0 \text{ до } \pm 1; \text{ от } \pm 1 \text{ до } \pm 2}{11 - 13,5; 13,5 - 17; 17 - 21 \text{ и } > 21}$ $\frac{\text{от } \pm 2 \text{ до } \pm 5}{13,5 - 17; 17 - 21 \text{ и } > 21}$ 2. Относительно благоприятная: $\frac{\text{от } 0 \text{ до } \pm 1; \text{ от } \pm 1 \text{ до } \pm 2}{< 7,5; 7,5 - 11}$ $\frac{\text{от } \pm 2 \text{ до } \pm 5}{7,5 - 11; 11 - 13,5}$ $\frac{\text{от } \pm 5 \text{ до } \pm 10}{13,5 - 17; 17 - 21 \text{ и } > 21}$ 3. Неблагоприятная: $\frac{\text{от } \pm 5 \text{ до } \pm 10}{< 7,5; 7,5 - 11; 11 - 13,5}$	1. Пылеватые суглинки и пылеватые супеси 2. Оторфованные суглинки и оторфованные супеси 3. Суглинки, супеси, пылеватые пески, крупнообломочные породы с супесчано-суглинистым заполнителем 4. Пески, галечники крупнообломочные породы с песчаным заполнителем	1. $W \approx W_n$ 2. $W_{\text{мн}} < W < W_n$ 3. $W < W_{\text{мн}}$ здесь: $W_{\text{мн}} = W_{\text{из}} + n(W_{\text{кр}} - W_{\text{из}})$ $W_{\text{мн}}$ – влажность порога пучения (по В.А. Кудрявцеву); $W_{\text{из}}$ – количество незамерзшей воды; $W_{\text{кр}} = 0,91W_n$ $n = \begin{cases} 0,5 \text{ при } A_n < 14^\circ\text{C} \\ 0,6 \text{ при } A_n = 14 - 19^\circ\text{C} \\ 0,7 \text{ при } A_n > 19^\circ\text{C} \end{cases}$	1. $W \equiv W_n$ 2. $W_{\text{кр}} < W < W_n$ здесь: $W_{\text{кр}} = 0,91W_n$ 3. $W < W_{\text{кр}}$	1. Постоянно существующие 2. Периодически исчезающие 3. Периодически появляющиеся	1. Уровень вод залегает в СТС или СМС (породы в пределах слоя содержат свободную воду) 2. Уровень вод в СТС залегает на глубине не более $\xi + h_k$ 3. Уровень вод в СМС залегает на глубине, превышающей $\xi + h_k$, здесь ξ – мощность СМС; h_k – высота капиллярной каймы

Таблица 10.11

Классификация грунтов по нормативным значениям относительного пучения e_n (Р.В. Максимак, 1979)				
Грунт	Категории грунта и соответствующие значения относительного пучения			
	I $e_n < 0,01$	II $0,01 \leq e_n < 0,04$	III $0,04 \leq e_n < 0,1$	IV $e_n \geq 0,1$
Крупнообломочные грунты с глинистым заполнителем, включая мелкие пылеватые пески	$K_k < 0,35$	$0,35 \leq K_k < 0,65$	$0,65 \leq K_k < 0,75$	$K_k \geq 0,75$
Супесь	$K_k < 0,25$	$0,25 \leq K_k < 0,55$	$0,55 \leq K_k < 0,73$	$K_k \geq 0,73$
Супесь пылеватая, суглинок, глина	$K_k < 0,15$	$0,15 \leq K_k < 0,45$	$0,45 \leq K_k < 0,7$	$K_k \geq 0,7$
Суглинок и глина пылеватые	$K_k < 0,1$	$0,1 \leq K_k < 0,4$	$0,4 \leq K_k < 0,65$	$K_k \geq 0,65$

Количество незамерзшей воды в мерзлых грунтах W_w при отсутствии опытных данных для всех видов грунтов допускается определять по формуле:

$$W_w = k_w W_p + 0,9 \frac{k_{n.p.}}{k_p} W, \quad (10.3.4)$$

где W_p – влажность грунта на границе раскатывания, доли единицы; k_w – коэффициент, безразмерный, принимаемый по таблице 10.12 в зависимости от вида грунта и его отрицательной температуры, °C; $k_{n.p.}$ – концентрация порового раствора в засоленном грунте; k_p – равновесная

концентрация порового раствора в засоленном грунте ($k_{n.p.}$ и k_p определяются по соответствующим указаниям СНиП П-18-76); W – влажность грунта, доли единицы. Коэффициент k_w определяется по температуре поверхности пород, средней за период промерзания. Для промежуточных значений температуры величина коэффициента принимается по интерполяции. Для удобства расчета k_w и возможности применения машинной обработки данных по этим табличным значениям k_w найдены аппроксимирующие функции $k_w(t) = f(t)$, представляющие собой простые аналитические зависимости k_w от температуры грунта. Результаты аппроксимации приведены в *табл. 10.13*.

Таблица 10.12

Грунт	Число пластичности грунта, I_p , д.е.	Температура прекращения пучения, t_k , °С	Значения параметра η	Значения коэффициента k_w при температуре грунта t , °С								
				-0,3	-0,5	-1	-2	-3	-4	-6	-8	-10
Супесь Супесь пылеватая	$0,02 < I_p \leq 0,07$	-1,5' -2	5,55 5	0,6	0,5	0,4	0,35	0,33	0,3	0,28	0,26	0,25
Суглинок Суглинок пылеватый	$0,07 < I_p \leq 0,13$	-2 -2,5	4,25 5	0,7	0,65	0,6	0,5	0,48	0,45	0,43	0,41	0,4
Суглинок Суглинок пылеватый	$0,13 < I_p \leq 0,17$	-2,5 -3	3,8 5,35	-	0,75	0,65	0,55	0,53	0,5	0,47	0,46	0,45
Глина	$I_p > 0,17$	-4	2,5	-	0,95	0,9	0,65	0,63	0,6	0,58	0,56	0,55

Таблица 10.13

Грунты	Число пластичности грунтов, I_p , дол. ед.	Формула расчета k_w по температуре грунта t , °С
Пески и супеси	$I_p \leq 0,02$	$k_w = 0$
Супеси	$0,02 < I_p \leq 0,07$	$k_w = 1/(2,44 + 1,481g t)$
Суглинки	$0,07 < I_p \leq 0,13$ $0,13 < I_p \leq 0,17$	$k_w = 0,58 t ^{-0,17}$ $k_w = 1/(1,55 + 0,71g t)$
Глины	$I_p > 0,17$	$k_w = 1$ при $t > -0,5$ $k_w = (0,936 - 0,128t^2)^{1/2}$ при $0,5 \geq t \geq -2$ $k_w = 0,702 t ^{-0,107}$ при $t < -2$

Выражение W_{pr} не учитывает способности влаги к миграции, являющейся основным источником сегрегационного льдовыделения. Процесс миграции влаги обуславливает развитие пучения глинистых грунтов и при начальной предзимней влажности ниже влажности предела пучения.

Возможность пучения тонкодисперсных грунтов за счет миграции влаги в них в жидкой фазе определяется наличием начальной (предзимней) влажности в грунте выше критического значения, ($W > W_{cr}$):

$$W_{cr} = \frac{1}{2\rho_s} \left(\sqrt{1 + 3\rho_s W_L (1 + \rho_s W_L) e^{-2,8I_p}} - 1 \right), \quad (10.3.5)$$

где W_L – влажность грунта на границе текучести, доли единицы; I_p – число пластичности, доли единицы.

Критическая влажность пучения W_{cr} характеризует предельно стабильное состояние глинистого грунта, при котором содержание связанной воды не влияет на ее подвижность в промерзающем и нижележащем талом грунте.

Оптимальные условия пучения за счет миграционного влагонакопления в зоне промерзания характеризуются пределом активной влажности W_{opt} .

$$W_{opt} = W_{cr} + \frac{W_p}{2k_B I_t \eta} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4k_B I_t \eta}{W_p} [W_{cr} + W_w(t_k)]} \right), \quad (10.3.6)$$

где k_B – параметр, выражающий отношение коэффициента влагопроводимости талого и мерзлого грунта; в практических расчетах k_B может быть принят равным:

$$k_B = \frac{W}{W_{пол}} \text{ при } k_B \leq 1, \quad (10.3.7)$$

здесь $W_{пол}$ – влажность, соответствующая полному водонасыщению талого грунта, доли единицы; I_t – температурный импульс, возбуждающий движение влаги в промерзающем грунте:

$$I_t = \frac{t_0}{t_{opt}}, \quad I_t \leq 1, \quad (10.3.8)$$

где t_0 – расчетная температура у поверхности грунта, °С, приравненная к средней температуре поверхности грунта за период промерзания; t_{opt} – оптимальная для движения влаги температура охлаждающей среды, °С:

$$t_{opt} = \sqrt[3]{t_k \left(\text{grad } t_{cr} \psi d_f \right)^2}, \quad (10.3.9)$$

где $\text{grad } t_{cr}$ – значение критического градиента температуры в зоне промерзания, равное в среднем 10°С/с; d_f – глубина промерзания грунта, м; ψ – коэффициент, равный:

$$\psi = \sqrt{\frac{W - W_w(t_0) + B\sqrt{t_k/t_0}}{W - W_w(t_k) + B}}, \quad (10.3.10)$$

$$\text{здесь } B = k_B I_t \eta \frac{(W - W_{cr})^2}{W_p};$$

$W_w(t_0)$ содержание незамерзшей воды в мерзлом грунте при температуре $0,5t_0$; η – табулированный параметр, определяемый по **табл.** 10.12.

При начальной (предзимней) влажности немерзлого грунта, равной значению W_{opt} , его пучение за счет миграции воды будет максимальным, поэтому, если начальное влагосодержание W превышает W_{opt} , в расчетах миграционного влагонакопления значение W принимается равным W_{opt} .

Оценка удельного миграционного влагонакопления W_{mg} в промерзающем грунте производится по формуле:

$$W_{mg} = B\psi \sqrt{\frac{t_k}{t_0}}, \quad (10.3.11)$$

обозначения те же, что в вышеприведенных формулах (10.3.2)–(10.3.9).

Расчетная глубина промерзания породы d_f определяется как нормативная глубина сезонного промерзания в соответствии с указаниями СНиП П-18-76 для районов глубокого сезонного промерзания пород.

В области распространения многолетнемерзлых пород монолитномерзлого вида, где наблюдается их смыкание с полностью промерзающим слоем сезонного оттаивания, при расчете характеристик пучения необходимо учитывать следующие две особенности. Во-первых, промерзание грунтов сезонно-талого слоя протекает в течение неполного зимнего периода и прекращается значительно раньше перехода температуры поверхности грунта через 0°C . Эта особенность должна быть учтена при определении характеристик пучения путем введения в расчетные схемы значений средней температуры поверхности грунта t_c не за весь период, а за фактический период промерзания сезонно-талого слоя до момента смыкания его с многолетнемерзлой толщей.

Определение момента смыкания $\tau_{\text{см}}$, а также периода промерзания сезонно-талого слоя $\tau_{\text{пр}}$ и средней температуры поверхности за этот период $t_{\text{ср}}$ и $\tau_{\text{пр}}$ показано в гл. VI. Во-вторых, отсутствие подтока воды в промерзающий грунт извне, т.е. со стороны многолетнемерзлых пород, обуславливает процесс пучения не во всем промерзающем слое, а лишь в некоторой верхней, активной его части, называемой зоной активного пучения $d_{\text{акт}}$. Значение $d_{\text{акт}}$ слоя сезонного оттаивания $\xi_{\text{от}}$ определяется по формуле:

$$d_{\text{акт}} = \frac{(W - W_{\text{cr}}) \xi_{\text{от}}}{W - W_{\text{cr}} + W_{\text{mg}}}, \quad (10.3.12)$$

обозначения – см. формулы (10.3.4) и (10.3.10).

В этом случае в расчетных формулах d_f принимается равной $d_{\text{акт}}$.

Выражения параметров $W_{\text{орт}}$, I_t , $t_{\text{орт}}$, ψ , B , W_{mg} , $d_{\text{акт}}$ представляют собой систему нелинейных уравнений, которая проще решается путем приведения ее к уравнению вида $I_t = F(I_t)$:

$$I_t = \frac{|t_0|}{\sqrt[3]{100|t_k|v \frac{\xi_{\text{от}}^2}{(1 + abcI_t \sqrt{v})^2}}}, \quad (10.3.13)$$

где $a = \frac{k_B \eta}{W_p}$, $b = W - W_{\text{cr}}$, $c = \sqrt{\frac{t_k}{t_0}}$, $v = \frac{z + ab^2 c I_t}{e + ab^2 I_t}$, $e = W - W_w(t_k)$, $z = W - W_w(t_0)$.

Полученное степенное уравнение относительно I_t решается с использованием численного метода последовательных итераций. Для первого приближения можно рекомендовать принять $I_t = 1$. Тогда, если значение правой части уравнения (10.3.13) будет ≥ 1 , расчет I_t можно прекратить и согласно принятой методике вычислить необходимые параметры при $I_t = 1$.

Величина пучения промерзшего слоя глинистого ненарушенного грунта (внешняя нагрузка p_i отсутствует) мощностью d_f определяется из выражения:

$$h_f = \frac{\rho_d d_f}{\rho_w} i_{\text{ef}} - s_f(Pg), \quad (10.3.14)$$

где ρ_d , ρ_w – плотность соответственно скелета грунта и воды, т/м^3 ; i_{ef} – избыточное льдовыделение, доли единицы, характеризующее количество замерзшей воды, вызывающей пучение грунта; $s_f(Pg)$ – усадка талого грунта, м, возникающая при пучении грунта в вышележащем промерзшем слое d_f .

В практических целях используются значения средней интенсивности пучения f :

$$f = \frac{h_f}{d_f}, \quad (10.3.15)$$

а модуля пучения m_f :

$$m_f = \frac{100f}{1-f} \quad (10.3.16)$$

В условиях $p_i = 0$, $d_f < 2,5-3$ м, $W < W_{\text{opt}}$ оценка значений h_f и f может производиться без учета величины усадки ($s_f = 0$).

Величина избыточного льдовыделения в промерзающем грунте определяется по различным расчетным схемам в зависимости от предзимнего влагосодержания грунта при $W > W_{pr}$:

$$i_{ef} = 0,09[W - W_w(t_k)] + 1,09W_{mg}; \quad (10.3.17)$$

$$\text{при } W \leq W_{pr}, i_{ef} = \psi \sqrt{\frac{t_k}{t_0}} [1,09W - (W_{pr} - W)], \quad (10.3.18)$$

обозначения те же, что и в формулах (10.3.2–10.3.15).

Модуль пучения m_f используется в качестве количественного показателя при подразделении пучинистых грунтов по степени пучинистости на следующие группы:

- потенциально пучинистые $m_f = 0$;
- слабопучинистые $0 < m_f \leq 3,5$;
- среднепучинистые $3,5 < m_f \leq 7$;
- сильнопучинистые $7 < m_f \leq 12$;
- чрезмернопучинистые $m_f > 12$.

Расчет величины сезонного пучения пород (Пример 44)

Определить величину h_f и среднюю интенсивность f пучения аллювиального незасоленного суглинка на оголенной площадке первой надпойменной террасы в районе г. Надым. В результате мерзлотной съемки и лабораторных работ получены следующие данные: $W_{\text{ест}} = 0,35$, $W_p = 0,22$, $W_L = 0,33$, $I_p = 0,11$, $p_s = 2,67$ г/см³, $\rho_d = 1,4$ г/см³, среднегодовая температура поверхности грунта $t_n = -4,56^\circ\text{C}$, амплитуда годовых колебаний температуры $A_n = 24,76^\circ\text{C}$, глубина сезонного оттаивания $\xi_{\text{от}} = 1,84$ м.

Последовательность расчета может быть следующая:

1) из **табл.** 10.12 и 10.13 для данного вида суглинка находим

$$t_k = -2^\circ\text{C}, \eta = 4,25, k_w = 0,58|t|^{-0,17};$$

2) по формуле (10.3.4) определяем $W_w(t_k)$:

$$W_w(t_k) = 0,58 \left| \frac{-2}{2} \right|^{-0,17} \cdot 0,22 \approx 0,13;$$

3) по формуле (10.3.3) рассчитываем:

$$W_{pr} = 0,92 \frac{2,67 - 1,4}{2,67 \cdot 1,4} + 0,08 \cdot 0,13 \approx 0,32;$$

4) по (10.3.5) находим:

$$W_{cr} = \frac{1}{2 \cdot 2,67} \left(\sqrt{1 + 3 - 2,67 \cdot 0,33(1 + 2,67 \cdot 0,33)e^{-2,8 \cdot 0,11}} - 1 \right) = 0,22$$

Видно, что $W > W_{pr}$ и $W > W_{cr}$, следовательно, можно сделать вывод о том, что на рассматриваемом участке будет развиваться процесс пучения грунтов сезонно-талого слоя при его промерзании. Оценим параметры этого процесса:

5) рассчитав полную влагоемкость

$$W_{нол} = \frac{\rho_B - \rho_d}{\rho_B \cdot \rho_d} = \frac{2,67 - 1,4}{2,67 \cdot 1,4} \approx 0,34,$$

находим, что $k_B = 0,35/0,34 \approx 1,03 > 1$ (по 10.3.7), следовательно, для дальнейших расчетов принимаем $k_B = 1$;

6) так как условия характеризуются наличием многолетнемерзлых пород монолитного вида, и происходит смыкание промерзшего сезонно-талого слоя с многолетнемерзлыми породами, необходимо определить период полного промерзания слоя $\zeta_{от}$ и среднюю температуру поверхности грунта за этот период t_{cp}^{τ} , которую примем за расчетную температуру поверхности грунта t_0 . Используя метод расчета $\tau_{см}$; $\tau_{пр}$, t_{cp}^{τ} , изложенный в § 7 гл. VI, получим $t_{cp}^{\tau} = t_0 = -16,8^\circ\text{C}$;

7) находим значение I_t , предварительно рассчитав величины a, b, c, e, z :

$$a = \frac{1 \cdot 4,25}{0,22} \approx 19,3; b = 0,35 - 0,22 = 0,13; c = \sqrt{\frac{2}{16,8}} \approx 0,35; e = 0,35 - 0,13 = 0,22;$$

$$z = 0,35 - 0,22 \cdot 0,58 \left(\frac{16,8}{2} \right)^{-0,17} = 0,35 - 0,09 = 0,26; \text{ при } I_t = 1$$

$$v = \frac{0,26 + 19,3 \cdot 0,13^2 \cdot 0,35}{0,22 + 19,3 \cdot 0,13^2} \approx 0,7;$$

согласно (10.3.13):

$$I_t = \frac{16,8}{\sqrt[3]{100 \cdot 2 \cdot 0,7 \frac{1,84^2}{(1 + 19,3 \cdot 0,13 \cdot 0,35 \cdot 1 \cdot \sqrt{0,7})^2}}} \approx 2,6$$

Таким образом, задав $I_t = 1$, получим, что правая часть уравнения (10.3.13) равна 2,6, т.е. для дальнейшего расчета берется $I_t = 1$;

8) находим значение W_{opt} по (10.3.5):

$$W_{opt} = 0,22 + \frac{0,22}{2 \cdot 1 \cdot 1 \cdot 4,25} \left(1 + \sqrt{\frac{4 \cdot 1 \cdot 1 \cdot 4,25}{0,22} (0,22 + 0,13)} \right) \approx 0,38;$$

$W < W_{opt}$, следовательно, для расчета W_{mg} надо использовать значение W ;

9) для расчета W_{mg} надо найти значения B и ψ :

$$B = 1 \cdot 1 \cdot 4,25 \frac{(0,35 - 0,22)^2}{0,22} \approx 0,33,$$

$$\psi = \sqrt{\frac{0,35 - 0,09 + 0,33\sqrt{2/16,8}}{0,35 - 0,13 + 0,33}} \approx 0,82, \text{ (по 10.3.10)}$$

$$W_{mg} = 0,33 \cdot 0,82\sqrt{2/16,8} \approx 0,093; \text{ (по 10.3.11)}$$

10) находим величину зоны активного пучения:

$$d_{\text{акт}} = \frac{0,13 \cdot 1,84}{0,13 + 0,093} \approx 1,07 \text{ мм; (по 10.3.12)}$$

11) вычисляем величину избыточного льдовыделения по (10.3.17), так как $W > W_{pr}$:

$$i_{ef} = 0,09 \cdot (0,35 - 0,13) + 1,09 \cdot 0,093 = 0,12;$$

12) определим h_f , f и m_f , учитывая, что при отсутствии внешней нагрузки, $d_f < 2,5-3$ м и $W < W_{\text{opt}}$ усадкой можно пренебречь, тогда:

$$h_f = \frac{1,4 \cdot 1,07}{1} \cdot 0,12 = 0,18 \text{ м, (по 10.3.14)}$$

$$f = \frac{0,18}{1,07} = 0,16, \text{ (по 10.3.15)}$$

$$m_f = \frac{100 \cdot 0,16}{1 - 0,16} = 19. \text{ (по 10.3.16)}$$

Таким образом, породы рассмотренного участка относятся к чрезмернопучинистым.

Закономерности формирования и прогноз развития бугров пучения. В естественных условиях в области распространения многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания процессы пучения могут приводить к образованию бугров пучения. Локальное накопление льда может происходить: 1) путем сегрегационного льдовыделения вследствие миграции влаги под влиянием градиента температуры и влажности и 2) путем передвижения воды под действием гидростатического давления, развивающегося в закрытых системах при их промерзании. В первом случае образующиеся бугры пучения называются сегрегационными, во втором – инъекционными.

Сегрегационные бугры пучения достигают высоты 1,5–2 м и редко выходят за пределы 4 м. Их диаметры бывают различными. На торфяниках иногда образуются сложные системы бугров, разделенные канавообразными углублениями, с накоплением органических остатков. Такие образования называются бугристыми торфяниками. По наблюдениям А.И. Попова в Западной Сибири (Попов, 1957), естественная влажность суглинка под торфяником достигала 35–80%, тогда как за его пределами по периферии она не превышала 15–20%. Это подтверждает наличие процесса миграции влаги под торфяник. Торфяники с буграми миграционного пучения встречаются чаще в области распространения высокотемпературных многолетнемерзлых пород. Они развиты на Европейском Севере СССР и в Западной Сибири и менее – в восточных районах Сибири. Севернее этой зоны развитие бугристых торфяников осложняется образованием в них систем жильных льдов и сопутствующими процессами. Образование миграционных бугров пучения наблюдается и в минеральных грунтах. Они приурочены к периферии полос

стока, берега и старичных проток, окраинной части озер и болот. Основными условиями их образования являются неравномерность промерзания и наличие талых массивов водонасыщенных пород, из которых идет миграция влаги к фронту промерзания. Именно поэтому минеральные бугры пучения развиваются на окраинной части таликов, на участках с несливающейся мерзлотой.

Второй тип бугров пучения представлен буграми, образующимися вследствие накопления инъекционного льда в условиях промерзания крупных закрытых систем. Схема образования таких бугров, носящих названия в России «булгуннях» (Якутия), гидролакколиты (по предложению Львова, 1916; Толстихина, 1932), а в Америке – «пинго», показана на рис. 10.4.

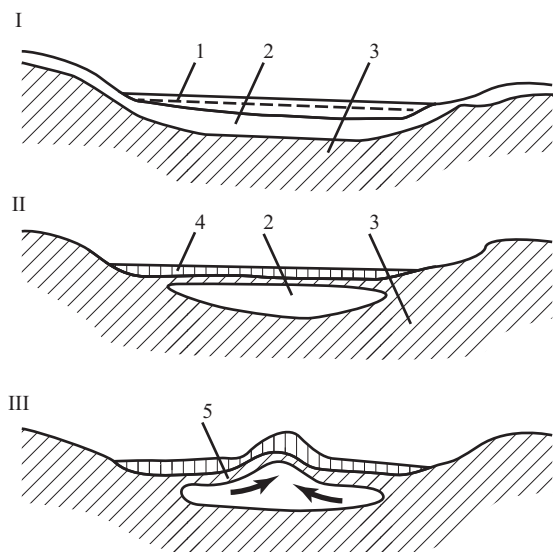


Рис. 10.4. Схема образования булгунняхов (по Б.Н. Достовалову, 1967).

1 – вода, 2 – талый грунт, 3 – мерзлая толща, 4 – лед, 5 – отжатый вверх талый и мерзлый грунт, образовавший булгуннях: I – начальная стадия, летнее протаивание; II – промерзание воды и грунта на дне и образование закрытой системы, III – нарастание давления в системе при промерзании и выжимании талого и мерзлого грунта вверх в слабом месте, приводящее к образованию булгуньяха

Определение вероятного размера многолетнего бугра пучения и динамики его роста (Пример 45)

В исследованном районе в связи с осушением термокарстовых озер и новообразованием многолетнемерзлых пород необходимо определить возможный максимальный объем многолетнего бугра пучения и динамику его роста. Мерзлотные условия характеризуются следующими данными: $t_{\text{в}} = -11^{\circ}\text{C}$; $A_{\text{в}} = 23^{\circ}\text{C}$; $z_{\text{сн}} = 0,4 \text{ м}$; $p_{\text{сн}} = 0,22 \text{ г/см}^3$. Отложения в пределах подозерного талика представлены водонасыщенной супесью с $\gamma_{\text{ск}} = 1450 \text{ кг/м}^3$; $\omega = 30\%$; пористостью $n = 0,46$; $\lambda_{\text{м}} = 1,3 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$; $Q_{\text{ф}} = 35000 \text{ Вт}\cdot\text{ч/м}^3$. Площадь подозерного талика составляет 1500 м^2 , глубина чаши оттаивания к моменту осушения озера и началу промерзания пород достигает 20 м .

Решение.

1. Рассчитываем объем воды ($V_{\text{в}}$), содержащейся в талике. Так как объем грунта в чаше оттаивания составляет $1500 \text{ м}^2 \cdot 20 \text{ м} = 30000 \text{ м}^3$, а пористость равна $0,46$, то:

$$V_{\text{в}} = 30000 \cdot 0,46 = 13800 \text{ м}^3.$$

2. Рассчитываем суммарное увеличение объема грунта (ΔV) при полном промерзании талика за счет увеличения объема воды, перешедшей в лед:

$$V_{\text{л}} = 13\,800 \cdot 1,09 = 15\,042 \text{ м}^3$$

$$\Delta V_{\text{л}} = V_{\text{л}} - V_{\text{в}} = 15\,042 - 13\,800 = 1242 \text{ м}^3.$$

3. Наблюдениями установлено, что при промерзании талика наряду с образованием бугра пучения происходит равномерное по площади вспучивание поверхности (гидротермическое движение). Высота поднятия поверхности в среднем составляет 7 см. Рассчитываем соответствующее ему увеличение объема грунта:

$$V_{\text{п.п.}} = 1500 \cdot 0,07 = 105 \text{ м}^3.$$

4. Находим максимально возможный объем бугра (V) при полном промерзании пород в чаше оттаивания:

$$V = \Delta V_{\text{л}} - V_{\text{п.п.}} = 1242 - 105 = 1137 \text{ м}^3.$$

Если площадь основания равна 120 м^2 , то, очевидно, высота бугра может достигать 9,6 м.

5. Для ориентировочной оценки динамики роста многолетнего бугра пучения можно воспользоваться приближенной формулой Стефана (3.9.7). Так как в соответствии с этой формулой глубина промерзания пропорциональна \sqrt{t} , то, следовательно, увеличение объема мерзлого грунта будет пропорционально \sqrt{t} , соответственно, и рост бугра будет следовать этой закономерности.

Находим глубину промерзания талика через 10, 50 и 100 лет. Среднегодовая температура на поверхности отложений в период промерзания равна: $\Delta t_{\text{сн}} = 23 \cdot 0,213 = 5^\circ\text{C}$; $t_0 = -11 + 5 = -6^\circ\text{C}$. Тогда в соответствии с (3.9.7):

$$H_{\tau=10} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,3 \cdot |6| \cdot 10 \cdot 8760}{35000}} = 6,2 \text{ м};$$

$$H_{\tau=50} = 6,2 \cdot \sqrt{5} \approx 14 \text{ м};$$

$$H_{\tau=100} = 6,2 \cdot \sqrt{10} \approx 19,6 \text{ м}.$$

В соответствии с глубиной промерзания будет происходить увеличение объема грунта. За первые десять лет увеличение составит:

$$V_6 = 1500 \cdot 6,2 \cdot 0,46 = 4278 \text{ м}^3;$$

$$\Delta V_{\text{л}} = 4278 \cdot 1,09 - 4278 = 385 \text{ м}^3.$$

При площади основания бугра, равной 120 м^2 , высота его в течение десяти лет промерзания талика достигнет 3,2 м. Через 50 лет она соответственно увеличится примерно в 2,25 раза, а через 100 лет – в 3,15 раза, при этом талик промерзнет.

Предлагаемый метод оценки динамики роста многолетнего бугра пучения является приближенным, так как при расчетах не учитываются миграция влаги к фронту промерзания, усадка и уплотнение обезвоживающихся прослоев пород. Однако этот метод может быть использован в процессе мерзлотной съемки для ориентировочного прогноза.

Булгуньяхи (см. **фото 10.5**) распространены в Центральной Якутии, в «аласах» – котловинах, образовавшихся при вытаивании повторно-жильных льдов. Распространены они на севере европейской части России и в Западной Сибири (где носят название «хасыреев»), на Северном Урале, в Забайкалье, на северо-востоке России и в Северной Америке.

Инъекционные однолетние бугры пучения (см. **фото 10.6**) образуются за счет надмерзлотных вод. Необходимым условием их образования является неравномерность промерзания водоносного сезонно-оттаявшего слоя, в результате чего в образующемся замкнутом пространстве надмерзлотные воды приобретают напор. При дальнейшем промерзании пород воды под напором внедряются в промерзший слой и замерзают, образуя бугры с ледяной линзой (подземную наледь). Возможность образования и величина подземной наледи определяются помимо указанных причин составом грунтов в слое сезонного промерзания и оттаивания, их фильтрационными свойствами, режимом и динамикой надмерзлотных вод.

Пучины, появляющиеся на дорогах, аэродромах и строительных площадках, представляют собой сезонные бугры миграционного или инъекционного происхождения. Они наблюдаются как в зоне многолетнемерзлых пород, так и в районах глубокого сезонного промерзания. Их предупреждение и борьба с ними являются одной из проблем инженерного мерзлотоведения.

Процессы пучения в различных мерзлотно-температурных зонах и геоструктурных областях. Для широтных зон максимальные глубины сезонного промерзания и оттаивания отмечаются вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород. К югу и к северу от нее эти глубины уменьшаются, соответственно ведут себя и теплообороты в слое сезонного промерзания и оттаивания. Минимальные темпы промерзания (оттаивания) отмечаются вблизи южной границы области вечной мерзлоты. К югу и к северу от нее эти темпы возрастают. Все это свидетельствует о более благоприятных условиях для развития процессов пучения вблизи южной границы распространения мерзлых толщ как в области сезонного промерзания, так и в области сезонного оттаивания.

При переходных и полупереходных типах сезонного промерзания и оттаивания (t_{ζ} от 0 до $\pm 2^{\circ}\text{C}$) отмечаются максимальные величины пучения, достигающие 10–20 и даже 50 см. Характерной особенностью в этих условиях является развитие процессов пучения в течение всей зимы. Нередко интенсивность пучения не уменьшается, но даже возрастает в весеннее время. Максимальная суммарная величина пучения, как правило, приурочена к верхней трети слоя сезонного промерзания (оттаивания). В пределах первых двух мерзлотно-температурных зон большое значение имеют смены температуры воздуха и особенно оттепели. Последние приводят к уменьшению температурных градиентов в слое сезонного промерзания и уменьшению темпов промерзания. В результате создаются благоприятные условия для формирования шлиров льда и роста пучения.



Фото 10.5. Инъекционный бугор пучения

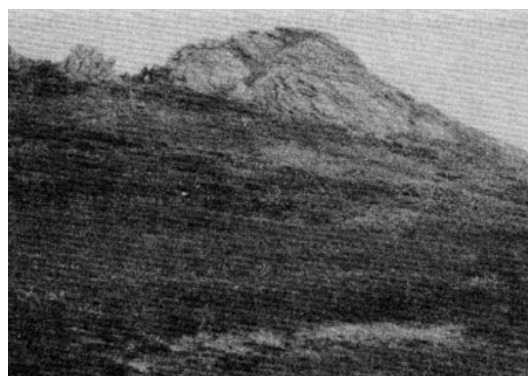


Фото 10.6. Разрушающийся булгуньях (Центральная Якутия)

§ 4. Закономерности формирования и прогноз развития наледей

Наледями называются ледяные тела, образованные преимущественно горизонтальными слоями льда при замерзании воды, вылившейся под напором на поверхность речного льда и прилегающей части долины, вследствие перемерзания русла реки, а также внедрения под напором и замерзания воды между слоями породы (**подземные наледы**). Наледи формируются как в области развития многолетнемерзлых пород, так и за ее пределами, в условиях континентального климата. Наледные тела характеризуются различной формой и размерами.

По генезису различают наледы, образующиеся:

- а) за счет поверхностных вод рек, ручьев и озер;
- б) за счет подземных вод – вод слоя сезонного оттаивания и грунтовых вод талых зон, вод подрусовых аллювиальных потоков (сквозных и несквозных таликов) и вод глубокой подмерзлотной и межмерзлотной циркуляции;
- в) за счет смешанных источников питания (поверхностных и подземных вод). Такие наледы имеют широкое распространение.

Наледи поверхностных вод образуются в результате зимнего перемерзания сечения потока и в связи с этим повышения гидродинамического давления воды, которое приводит к нарушению сплошности ледяного покрова и излиянию воды на поверхность льда.

Наледи подземных вод образуются: 1) на местах выхода постоянно действующих субаэральных источников; 2) на местах выхода постоянно действующих субаквальных источников. Над источниками и ниже их существуют полыньи, не замерзающие в течение всей или большей части зимы; 3) при сжатии живого сечения потока грунтовых вод (в том числе и подрусового) в результате зимнего промерзания пород, приобретения водами напора, прорыва их через сезонно-мерзлый слой и излияния на поверхность. Сжатие потока грунтовых вод может быть вызвано как естественными причинами, так и вмешательством человека.

По положению в рельефе наледы подразделяются на водораздельные, склоновые и оснований склонов, террасовые, конусов выноса, логов, пойменные, русловые, обрывов, искусственных выработок.

По залеганию наледы делятся на наземные и погребенные (подземные), а по времени образования – на современные и древние (ископаемые).

Механизм образования подземных наледей имеет сходство с механизмом образования инъекционных бугров пучения – булгунняхов, или гидролакколитов.

По длительности существования наледы делятся на: сезонные (образующиеся зимой и существующие часть лета), летующие (формирующиеся зимой, сохраняющиеся до конца лета) и многолетние («**тарыны**»). Это гигантские наледы, встречающиеся на северо-востоке Якутии и образующиеся зимой благодаря выходам на поверхность крупнодебитных источников в условиях особо резко континентального климата. Летом они оттаивают частично.

Наледи имеют различный период формирования. Некоторые наледы формируются в начале зимы, другие образуются в середине и в конце зимы, в период максимально глубокого зимнего промерзания. Третьи формируются в течение всей зимы.

В зависимости от дебита источников, морфологического строения наледного участка и мерзлотных условий на прилегающей территории площади, занимаемые наледями, и объемы льда наледей (*табл.* 10.14) бывают различными.

Продолжительность существования наледей определяется режимом родников. Нарастание тела наледи определяется дебитом источника в зимнее время, разрушение – интенсивностью таяния льда в весенне-летний период. Процесс таяния льда определяется количеством поглощенной солнечной радиации и структурой радиационно-теплового баланса поверхности. В условиях Крайнего Севера большие и гигантские наледы не успевают полностью оттаять за короткий летний период, в результате чего образуются многолетние наледы. Они могут быть развивающимися, стабильными и деградирующими. Условия развития многолетних на-

ледей можно записать в зависимости от соотношения приращения и потерь объема льда следующим образом:

- 1) $Q_{\text{прих}} > Q_{\text{расх}}$ – развивающиеся;
- 2) $Q_{\text{прих}} = Q_{\text{расх}}$ – стабильные;
- 3) $Q_{\text{прих}} < Q_{\text{расх}}$ – деградирующие.

Схема расчета режима и динамики наледи может быть иллюстрирована следующим примером.

Таблица 10.14

Подразделение наледей по площади и по объему льда			
Наименование	Площадь наледи, м ² , по В.Г. Петрову	Объем льда наледи, м ³ , по А.И. Калабину	Объем льда наледи, м ³ , по А.С. Симакову
Крайне малые	Менее 10 ²	–	До 10 ⁴
Малые	От 10 ² до 10 ³	До 10 ⁴	От 10 ⁴ до 10 ⁵
Средние	От 10 ³ до 10 ⁴	От 10 ⁴ до 10 ⁵	От 10 ⁵ до 10 ⁶
Большие	От 10 ⁴ до 10 ⁵	От 10 ⁵ до 5–10 ⁵	От 10 ⁶ до 10 ⁷
Очень большие	От 10 ⁵ до 10 ⁶	От 5–10 ⁵ до 10 ⁶	От 10 ⁷ до 10 ⁸
Гигантские	Более 10 ⁶	Более 10 ⁸	Более 10 ⁸

Оценка динамики роста наледи и ее оттаивания (Пример 46)

В исследуемом районе в долинах рек наблюдаются однолетние и многолетние наледи, образующиеся в местах разгрузки подземных вод. В одной из долин изучен режим источника, расположенного в нижней части склона и приуроченного к зоне разлома, по которой идет разгрузка подмерзлотных пластово-трещинных вод кембрийского комплекса отложений. Дебит источника в период формирования (нарастания) наледи меняется следующим образом (*табл. 10.15*).

Таблица 10.15

Дебит источника, м ³ /сут, формирующего налель						
Дата замера						
1965 г.			1966 г.			
1/X	1/XI	4/XII	2/I	1/II	1/III	3/IV
31	27,5	20,0	13,5	10,0	6,5	4,0

Высота наледи в конце зимы достигает в среднем 1,9 м, занимая площадь – примерно 1500 м². Рост наледи начинается с 10–15 ноября.

Климатические условия района характеризуются: $t_b = -9,5^\circ\text{C}$; $A_b = 26,4^\circ\text{C}$, среднелетняя температура воздуха $t_{\text{в.лет}} = 9,7^\circ\text{C}$. Коэффициент теплообмена на поверхности наледи в летнее время $\alpha_n = 12,75 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$. Необходимо определить, является ли эта налель однолетней или многолетней и какова доля поверхностных вод и атмосферных осадков в формировании наледи.

Решение.

1. Определяем объем воды источника V_b , идущей на формирование наледи. В соответствии с продолжительностью роста наледи (с 15 ноября по 1 апреля) и изменением дебита источника в это время (см. *табл. 10.15*) по среднемесячным величинам дебита (*рис. 10.5*) находим:

$$V_b = 22,5 \cdot 15 + 17,2 \cdot 31 + 11,7 \cdot 31 + 8,3 \cdot 28 + 5,2 \cdot 31 = 1627 \text{ м}^3.$$

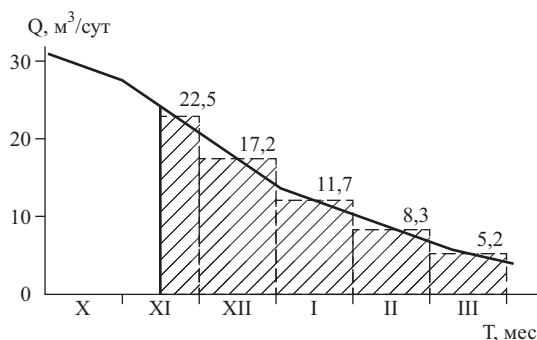


Рис. 10.5. Дебит источника, формирующего наледь; заштрихованная площадь показывает расход воды в период нарастания наледи

Следовательно, объем наледи за счет воды источника составит:

$$V_{\text{л}} = 1627 \cdot 1,09 = 1773,4 \text{ м}^3.$$

2. Определяем среднюю высоту наледи, образующейся за счет источника (\bar{h}), если известно, что площадь наледи (S) перед началом оттаивания составляет 1500 м^2 :

$$\bar{h} = \frac{V_{\text{л}}}{S} = \frac{1773,4}{1500} \approx 1,2 \text{ м}.$$

3. Определяем долю поверхностных вод и атмосферных осадков ($V'_{\text{в}}$) в формировании наледи, если средняя высота наледи в конце зимы составляет $1,9 \text{ м}$, а за счет вод источника она может достигнуть $1,2 \text{ м}$:

$$V'_{\text{в}} = (1,9 - 1,2) \cdot 1500 \cdot 1,09 = 963 \text{ м}^3.$$

Следовательно, доля поверхностных вод и атмосферных осадков в формировании наледи составляет:

$$V'_{\text{в}} / (V'_{\text{в}} + V_{\text{л}}) \cdot 100 \approx 37\%.$$

4. Находим максимально возможную мощность оттаивания наледи ($h_{\text{от}}$) за счет тепла солнечной радиации. Не учитываем затрат тепла на испарение и полагаем, что весь радиационный баланс R на поверхности наледи тратится на плавление льда. В этом случае текущая разница температур воздуха и поверхности тающей наледи (0°C) составит:

$$\Delta t_R = t_{\text{в}} - 0 = R / \alpha_{\text{п}}. \quad (10.4.1)$$

Переходя к средним за летний период величинам, имеем соотношение:

$$\bar{R} \cdot \tau_{\text{л}} = h_{\text{от}} \cdot L \cdot \rho_{\text{л}}, \quad (10.4.2)$$

где \bar{R} – средняя за лето величина радиационного баланса; $\tau_{\text{л}}$ – продолжительность летнего периода; $h_{\text{от}}$ – мощность оттаивающего за лето слоя льда; L – удельная теплота фазового перехода воды, равная $92,8 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/кг}$; $\rho_{\text{л}}$ – плотность льда, равная $\approx 910 \text{ кг/м}^3$.

Из (10.4.1) и (10.4.2) получим выражение для расчета максимально возможной мощности наледи, оттаивающей за один летний период:

$$h_{\text{от}} = \frac{\alpha_{\text{н}} \cdot t_{\text{в.лет}} \cdot \tau_{\text{л}}}{L \cdot \rho_{\text{л}}}, \quad (10.4.3)$$

для принятых условий эта величина равна:

$$h_{\text{от}} = \frac{12,75 \cdot 9,7 \cdot 3240}{92,8 \cdot 910} = 4,75 \text{ м.}$$

Отсюда следует, что наледь мощностью 1,9 м является однолетней. В условиях данного района она оттаит в первую половину лета, и на оттаивание будут оказывать дополнительное отепляющее влияние воды атмосферных осадков и поверхностного стока.

Наличие наледи сказывается на температурном режиме подстилающих пород. Температурное влияние наледообразования многофакторно и имеет различную направленность в разные сезоны. Так, в период формирования в зимнее время замерзание воды на поверхности наледного тела повышает температуру этой поверхности относительно температуры воздуха и предохраняет как собственно наледь, так и подстилающие породы от охлаждения. В летний период наблюдается противоположная картина: в течение времени стаивания наледи температура подстилающих пород не поднимается выше 0°C. Выпадающий на наледь снежный покров, как правило, пропитывается водой и включается в объем наледного льда, не выполняя при этом отепляющей функции. В то же время наледь обладает термическим сопротивлением, и в этом плане принимает участие в формировании температурного режима пород. Следует иметь в виду условия радиационно-теплого баланса на поверхности наледи (высокие значения альбедо, небольшие коэффициенты теплообмена).

Схема расчета влияния наледи на температурный режим подстилающих пород иллюстрирована следующим примером.

Расчет влияния наледи на температурный режим подстилающих пород (Пример 47)

Расчитать температурный режим аллювиальных отложений на участке поймы, где в зимний период за счет поверхностных и подземных вод образуется однолетняя наледь. Установлено, что рост наледи начинается с 1–5 октября (с момента устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C) и продолжается до конца февраля. Высота наледи к этому периоду в среднем составляет $h_{\text{нал}} = 2,8$ м. В первых числах мая наледь начинает таять и исчезает к концу июля. Продолжительность зимнего периода составляет 7 месяцев. В *табл.* 10.16 приведены данные, характеризующие годовой ход составляющих радиационного баланса и среднемесячные температуры воздуха. Установлено, что после окончания роста наледи в марте и апреле ее поверхность не имеет постоянного снежного покрова, так как он сдувается ветрами, скорость которых в эти месяцы велика (13–15 дней в месяц скорость ветра превышает 6 м/сек).

Коэффициент турбулентного теплообмена на поверхности наледи $\alpha_{\text{н}} = 11,6$ Вт/(м²·К), а на поверхности почвы – $\alpha_{\text{п}} = 23,2$ Вт/(м²·К).

Решение.

Для определения среднегодовой температуры пород на участке развития наледи необходимо определить ход температуры на поверхности наледи в период ее существования и на поверхности почвы после ее схода. Очевидно, что во время роста наледи, т.е. с октября по февраль включительно, температура ее поверхности будет значительно выше температуры воздуха, так как в этот период идет кристаллизация воды и выделяющееся тепло препятствует понижению температуры поверхности. Обратная картина будет иметь место в период таяния наледи, с мая по июль,

когда фазовый переход льда в воду создает на поверхности «нулевую завесу». В соответствии со сказанным определим ход среднемесячных температур на поверхности наледи и почвы.

Таблица 10.16

Годовой ход изменения составляющих радиационного баланса и температуры воздуха на участке развития наледи (среднемесячные значения)

Месяцы	Суммарная радиация на горизонтальную поверхность	Альbedo поверхности	Поглощенная радиация	Эффективное излучение земной поверхности	Радиационный баланс	Среднемесячная температура воздуха
	$Q_{\text{сум}}, \text{Вт/м}^2$	$A, \%$	$Q_{\text{п}}, \text{Вт/м}^2$	$I, \text{Вт/м}^2$	$R, \text{Вт/м}^2$	$t_{\text{в}}, ^\circ\text{C}$
I	17	65	6	24	-18	-36,9
II	46	65	16	24	-8	-29,0
III	113	68	36	29	7	-21,1
IV	207	68	66	27	39	-7,6
V	235	50	118	33	85	3,6
VI	248	45	136	67	69	12,5
VII	210	41	124	48	76	15,7
VIII	160	18	131	49	82	12,2
IX	110	26	81	38	43	4,5
X	64	40	38	37	1	-7,3
XI	25	70	8	22	-14	-20,9
XII	13	70	4	22	-18	-35,6
Год						-9,2

1. Находим среднемесячную температуру поверхности наледи в марте и апреле в период, когда наледь сформировалась, дальнейший рост ее не происходит, а таяние еще не началось. Из условий задачи следует, что температура поверхности наледи в это время будет отличаться от температуры воздуха на величину радиационной поправки. Радиационный баланс в эти месяцы составляет в марте $R_{\text{III}} = 7 \text{ Вт/м}^2$ и в апреле $R_{\text{IV}} = 39 \text{ Вт/м}^2$. Соответственно радиационная поправка будет равна:

$$\Delta t_{R,\text{III}} = \frac{R_{\text{III}}}{\alpha_{\text{н}}} = \frac{7}{11,6} \approx 0,6^\circ\text{C}; \quad \Delta t_{R,\text{IV}} = \frac{39}{11,6} \approx 3,4^\circ\text{C}.$$

Следовательно, среднемесячные температуры поверхности наледи равны:

$$t_{\text{III}} = -21,1 + 0,6 = -20,5^\circ\text{C}; \quad t_{\text{IV}} = -7,6 + 3,4 = -4,2^\circ\text{C}.$$

2. С мая по июль, в период таяния наледи, температура на ее поверхности равна 0°C . Допуская, что температурный режим в наледи (по глубине) является в это время изотермическим вследствие фильтрации талых и поверхностных вод сквозь наледь, принимаем, что температура на поверхности почвы (под наледью) в это время равна 0°C .

3. В августе и сентябре поверхность почвы освобождается от наледи и покрывается редкой травяной растительностью. Альbedo поверхности изменится и в августе будет равно 18%, а в сентябре – 26% (табл. 10.16). Соответствующие радиационные поправки для этих месяцев равны:

$$\Delta t_{R,VIII} = \frac{R_{VIII}}{\alpha_{II}} = \frac{82}{23,2} \approx 3,5^{\circ}\text{C} \text{ и } \Delta t_{R,IX} = \frac{R_{IX}}{\alpha_{II}} = \frac{43}{23,2} \approx 1,9^{\circ}\text{C}.$$

С учетом радиационной поправки среднемесячная температура поверхности почвы равна в августе $15,7^{\circ}\text{C}$, в сентябре – $6,4^{\circ}\text{C}$.

4. С октября по февраль включительно, т.е. в течение пяти месяцев, происходит формирование наледи (длительность периода наледообразования $\tau_{II} = 5 \cdot 730 = 3650$ час). Очевидно, что тепло, выделяемое при кристаллизации воды в процессе роста наледи, повышает температуру на поверхности наледи пропорционально количеству воды, поступающей и замерзающей на единице поверхности.

Если бы рост наледи не был ограничен дебитом водотока, то к концу зимнего периода наледь бы достигла максимальной мощности, которая может быть рассчитана по (10.4.3) при среднезимней температуре воздуха $t_{в.зим} = -22,6^{\circ}\text{C}$:

$$h = \frac{\alpha_{II} \cdot \tau_{II} \cdot t_{в.зим}}{L \cdot \rho_{II}} = \frac{11,6 \cdot 3650 \cdot 22,6}{92,8 \cdot 910} = 11,3 \text{ м.}$$

При этом температура на поверхности наледи в период ее формирования, т.е. в течение τ_{II} , была бы равна 0°C .

В природе питание наледи ограничено и мощность ее достигает $t_{нал} = 2,8$ м. Это говорит о прерывистости намерзания воды на поверхность наледного тела – т.е. периоды излияния и замерзания воды сменяются периодами отсутствия разгрузки воды. В периоды активного наледообразования температура на поверхности наледи близка к 0°C . В промежутки между излияниями воды происходит охлаждение поверхности льда до отрицательных температур.

Следовательно, повышение температуры на поверхности наледи по сравнению с температурами воздуха будет происходить на величину $\Delta t_{нал}$, которая может быть определена из (10.4.3):

$$\Delta t_{нал} = \frac{h_{нал} \cdot L \cdot \rho_{II}}{\alpha_{II} \cdot \tau_{II}} = \frac{2,8 \cdot 92,8 \cdot 910}{11,6 \cdot 3650} = 5,6^{\circ}\text{C}.$$

Если рост наледи во времени происходит равномерно, то можно принять, что среднемесячные температуры на поверхности наледи в период с октября по февраль на $5,6^{\circ}\text{C}$ выше среднемесячных температур воздуха.

Значения среднемесячных температур на поверхности наледи в период ее существования и на поверхности почвы после ее схода приведены в *табл.* 10.17. При неравномерном росте можно рассчитать поправки на среднемесячные температуры пропорционально изменению дебита водотока, используя то же уравнение.

Таблица 10.17

Годовой ход среднемесячных температур на поверхности наледи в период ее формирования и на поверхности почвы после ее схода

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Температура, $^{\circ}\text{C}$	-31,3	-23,4	-20,5	-4,2	0	0	0	15,7	6,4	-1,7	-15,3	-30,0	-8,7

5. Для того чтобы определить среднегодовую температуру пород, очевидно, необходимо определить влияние наледи как теплоизоляционного покрова. Это можно сделать, используя методику гл. III (уравнения (3.10.8), (3.10.16) и (3.10.17). При этом термическое сопротивление снежного покрова $\bar{R}_{\text{сн}}$ в указанных зависимостях заменяется среднезимним термическим сопротивлением наледного льда $\bar{R}_{\text{нал}}$.

Средняя за зиму мощность наледи $h_{\text{ср}}$ определяется по методу средневзвешенных величин, при этом с октября по февраль средняя мощность наледи принята равной 1,4 м, так как рост ее происходил равномерно, а в течение марта и апреля она была неизменной и равной 2,8 м, т.е.:

$$h_{\text{ср}} = \frac{1,4 \cdot 5 + 2,8 \cdot 2}{7} = 1,8 \text{ м.}$$

Среднее термическое сопротивление наледного льда при величине коэффициента теплопроводности льда $\lambda_{\text{л}} = 2,3 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ составит:

$$\bar{R}_{\text{нал}} = h_{\text{ср}} / \lambda_{\text{л}} = 1,8 / 2,3 = 0,78 \text{ (м}^2\cdot\text{К)/Вт.}$$

6. Исходные данные для расчета геокриологических характеристик в соответствии с условиями задачи принимались следующие: теплопроводность пород $\lambda_{\text{т}} = \lambda_{\text{м}} = 1,74 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$; теплопроводность льда $\lambda_{\text{л}} = 2,30 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, $\gamma_{\text{ск}} = 1350 \text{ кг/м}^3$; влажность пород $\omega = 23\%$; влажность за счет незамерзшей воды $\omega_{\text{н}} = 0\%$. Тогда, согласно формулам (4.1.6–4.1.8), объемная теплоемкость пород $C_{\text{об.т}} = 673 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/(м}^3\cdot\text{К)}$, $C_{\text{об.м}} = 493 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/(м}^3\cdot\text{К)}$; теплота фазовых переходов $Q_{\text{ф}} = 28814 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^3$. Суммы летних и зимних градусочасов на поверхности пород рассчитываются по данным *табл.* 4 и составляют: $\Omega_{\text{л}} = 16133 \text{ град}\cdot\text{час}$ и $\Omega_{\text{з}} = -92272 \text{ град}\cdot\text{час}$. Среднее термическое сопротивление слоя наледного льда, как определено выше, $\bar{R}_{\text{нал}} = 0,78 \text{ (м}^2\cdot\text{К)/Вт}$, иные напочвенные покровы (в том числе и снежный) отсутствуют.

По формуле (3.10.17) находится величина сезонного теплооборота в породах B , расчет производится аналогично расчетам в примере 11. Величина теплооборота $B = 48752 \text{ (Вт}\cdot\text{час)/м}^2$. Используя полученное значение теплооборота, из уравнений (3.10.8) и (3.10.16) находятся среднегодовая температура пород и глубина сезонного оттаивания пород на наледной поляне:

$$t_{\xi} = -4,35^{\circ}\text{C} \text{ и } \xi_{\text{стс}} = 1,15 \text{ м,}$$

а по формуле (3.10.5) определяется годовое утепляющее влияние наледи, как теплоизолирующего покрова $\Delta t_{\text{нал}} = +4,35^{\circ}\text{C}$.

Расчеты показали, что формирование однолетней наледи высотой 2,8 м в исследованном районе приводит к повышению среднегодовой температуры пород под наледью на $4,8^{\circ}\text{C}$ по сравнению со среднегодовой температурой воздуха, равной $-9,2^{\circ}\text{C}$. Такое же влияние в рассматриваемом районе может оказывать снежный покров высотой порядка 0,2 м при плотности $0,2 \text{ г/см}^3$.

§ 5. Закономерности развития и прогнозирование термокарста

Динамика термокарста, который представляет собой осадку земной поверхности в результате вытаявания подземных льдов, зависят от льдонасыщенности верхних горизонтов многолетнемерзлых толщ и от условий теплообмена, обеспечивающих многолетнее оттаивание, либо постепенное увеличение глубины сезонного оттаивания, сопровождающееся вытаяванием льдов вблизи кровли ММП. Одной из форм его проявления в рельефе является озерный термокарст, когда образующиеся котловины заполняются водой. Термокарстовые осадки, сопровож-

дающиеся стоком воды, приводят к возникновению особого микрорельефа: термоцирков, термокаров, байджерахов, бугристо-западных форм.

Генезис подземных льдов определяет характерные черты термокарстовых явлений. Мерзлые толщи в зависимости от содержания льда разделяются на три группы, имеющие региональную приуроченность. К первой отнесены эпикриогенные отложения, содержащие внутригрунтовые льды: сегрегационные, инъекционные, небольших размеров повторно-жильные и пластовые различного генезиса. Они распространены на севере Восточно-Европейской и Западно-Сибирской низменностей. Вторая группа включает мерзлые толщи, в строении которых принимают участие синкриогенные отложения с сингенетическими повторно-жильными льдами («ледовый комплекс»). Они распространены на низменностях Центральной и Северной Якутии, в межгорных впадинах Верхояно-Чукотской горной области. В третью группу отнесены сильнольдистые эпи- и синкриогенные отложения и мономинеральные подземные льды на территориях Хатанго-Пясинской части Северо-Сибирской низменности, Анадырско-Пенжинской депрессии на Чукотке.

Развитие термокарста при многолетнем оттаивании мерзлой толщи определяется соотношением глубины оттаивания и глубины залегания сильнольдистых пород (или мономинеральных залежей льда). Динамика осадки поверхности и ее глубина зависят от скорости оттаивания льдонасыщенных пород и их мощности.

В естественных, и особенно в техногенно измененных условиях возникновение термокарста связано с увеличением глубины сезонного оттаивания пород при сохранении отрицательной среднегодовой температуры (Кудрявцев, 1959). Возможность процесса определяется наличием льдонасыщенных пород в кровле многолетнемерзлой толщи и постепенным увеличением глубины сезонного оттаивания на протяжении нескольких лет. Развитие процесса обусловлено динамикой глубины сезонного оттаивания ($\xi_{от}$). Наблюдениями установлено, что в течение одного летнего сезона увеличение $\xi_{от}$ во влажных дисперсных отложениях (включая льдонасыщенные породы в кровле многолетнемерзлой толщи) не превышает среднемноголетнюю глубину более чем на 0,2–0,3 м. Поэтому осадка поверхности под влиянием однократного увеличения $\xi_{от}$ даже при максимальной тепловой осадке оттаивающих пород в кровле многолетнемерзлой толщи не превышает 0,05–0,1 м. Это не приводит к изменению теплообмена на поверхности, и термокарст не развивается или в течение 2–3 лет затухает. При условии, если в понижении рельефа происходит увеличение высоты снега до критического значения или образуется слой воды критической толщины, термокарст переходит в прогрессивную фазу развития.

Климатические предпосылки развития термокарста дополняются техногенными нарушениями ландшафтов. Удаление почвенно-растительного слоя, подтопление поверхности, изменение режима поверхностного и подповерхностного стока вод влияют на энергообмен на земной поверхности и в подстилающих породах (Гарагуля, 1985). При этом увеличивается количество поглощенной солнечной радиации, усиливается конвективный теплообмен в породах, что дает увеличение положительной части годового теплооборота в слое пород с годовыми колебаниями температуры. Последнее обуславливает повышение отепляющего влияния снежного покрова и приводит к увеличению глубины сезонного протаивания отложений, способствуя развитию термокарста. На БАМе отмечались активизация и новообразование процесса на участках застойных техногенных водоемов незначительной глубины (0,2–0,3 м). Наблюдения на освоенных территориях свидетельствуют о высокой скорости техногенно обусловленного процесса, во много раз (иногда на порядок) превышающей его скорость в естественной обстановке. При большой начальной скорости процесса образование термокарстовых осадков стабилизируется, затухает. Причиной этой особенности является зависимость процесса от размера площади, на которой возникают условия, благоприятные для его развития. В связи с многомерностью температурного поля в толще пород существуют свои предельные раз-

меры участков, при которых возможно развитие термокарста. Для оценки этой зависимости С.Ю. Пармузиным были проведены расчеты динамики приращения глубины многолетнего оттаивания пород и осадки земной поверхности в полосе нарушений разной ширины 16 и 40 м. В ее пределах среднегодовая температура пород (t_{ξ}) скачкообразно повышалась до $+0,5^{\circ}\text{C}$, а на прилегающих участках она изменялась от -1 до -5°C . Многолетнемерзлые отложения, подстилающие СТС, представлены суглинком с суммарной влажностью 47%. Их относительная осадка при оттаивании составляет 0,2 м. Результаты расчетов показали, что под полосой с нарушенными условиями (под влиянием которых t_{ξ} повышается до $+0,5^{\circ}\text{C}$) в первые годы идет увеличение глубин оттаивания (0,2–0,3 м/год). Однако при низкой среднегодовой температуре окружающих пород ($t_{\xi} < -3^{\circ}\text{C}$) и ширине полосы, равной 16 м, приращение глубины оттаивания ($\Delta\xi$) под центром нарушения стабилизируется и через 10 лет достигает стационарного состояния. Так, при $t_{\xi} = -5^{\circ}\text{C}$ максимальное увеличение глубины оттаивания пород под центром полосы с нарушенными условиями теплообмена не превышает 0,7 м, а при $t_{\xi} = -3^{\circ}\text{C}$ – примерно 0,9 м. Осадка поверхности в первом случае – 0,1 м, а во втором – около 0,18 м. В том, и в другом случае термокарст развиваться не будет. При высокой среднегодовой температуре окружающих многолетнемерзлых пород ($t_{\xi} > -1^{\circ}\text{C}$) глубина оттаивания под центром полосы нарушений через 10 лет достигает 1,8 м, через 30 лет – 2 м. Осадка поверхности стабилизируется через 15 лет и составит около 0,4 м. В случае заполнения ее водой t_{ξ} в полосе может превысить $+1^{\circ}\text{C}$, тогда (особенно при потеплении климата) термокарстовое понижение углубляется (при наличии льдонасыщенных горизонтов пород) и расширяется за пределы полосы, т.е. на юге криолитозоны возникают условия для прогрессирующего термокарста. Такие условия вероятны при ширине полосы, равной 40 м и высокой среднегодовой температуре (выше -1°C) окружающих мерзлых толщ, так как в этом случае через 25–30 лет $\Delta\xi$ составит 3,4–3,5 м, а величина осадки поверхности превысит 0,4 м. Однако эта ширина полосы оказывается недостаточной для развития термокарста, если t_{ξ} окружающих многолетнемерзлых толщ ниже -3°C .

Очевидно, что развитие процесса зависит от среднегодовой температуры пород на участке с соответствующими (изменившимися) условиями теплообмена. Результаты расчетов позволяют заключить, что, чем больше отношение $t_{\text{уч}}^{+} > |t_{\text{окр}}^{-}|$, где $t_{\text{уч}}^{+}$ – среднегодовая температура на участке развития термокарста; $t_{\text{окр}}^{-}$ – среднегодовая температура ММП на окружающей территории, тем меньше предельные размеры участка, при которых будет развиваться прогрессирующий термокарст с полным или глубоким (более 3–5 м) оттаиванием льдонасыщенных пород. Если термокарст возникает на склонах, то его развитие зависит от парагенетических процессов: солифлюкции и термоэрозии. Под их влиянием он может локально (на небольшой площади и при отрицательной среднегодовой температуре пород на участке с нарушенными ландшафтными условиями) развиваться прогрессирующим путем.

Прогноз техногенных термокарстовых осадок эффективен на основе типизации территории по определяющим его факторам и условиям. К ним относятся: 1) глубина залегания подземных льдов и сильнольдистых ММП; 2) динамика температурного режима и увеличение глубины сезонного оттаивания или многолетнее оттаивание мерзлых пород; 3) генезис, состав, льдистость, криогенное строение мерзлых пород; 4) свойства оттаивающих пород; 5) рельеф поверхности. Кроме того, значение имеет размер площади участков, на которых создаются благоприятные условия теплообмена для возникновения процесса, и глубина залегания льдистых горизонтов пород или льда (в связи с влиянием многомерности верхних граничных условий на температурное поле в массиве пород). При залегании сильнольдистых пород (льда) вблизи подошвы СТС прогноз термокарста (в связи с колебаниями климата) может быть дан на основе типизации территории по перечисленным признакам в соответствии с закономерностями развития процесса, установленными в различных природно-климатических и мерзлотно-геологических условиях (табл. 10.18). Районирование территории

по характеристикам, полученным при проведении мерзлотной съемки и составлении геокриологических карт (карты типов сезонного оттаивания пород, карты геокриологических условий), позволяет дать оценку различных типов мерзлых толщ с точки зрения динамики процесса. Очевидно, что наибольшая вероятность термокарста существует в условиях, когда льдонасыщенные породы и мономинеральные залежи льда располагаются вблизи подошвы сезонного оттаивания, что наблюдается на побережьях в Арктике. Здесь распространение имеют сингенетические многолетнемерзлые толщи, представленные льдонасыщенными суглинками и супесями. На арктических побережьях есть условия для возникновения термокарста за счет увеличения глубины сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород при их отрицательной среднегодовой температуре. В зависимости от мощности и степени льдонасыщенности оттаивающего слоя многолетнемерзлых пород термокарстовые просадки можно подразделить на: мелкие (0,3–0,5 м), средние (0,5–1,0 м) и глубокие (> 1 м). Мощность слоя оттаивания можно рассчитать по приближенным уравнениям (см. гл. IV).

Степень дренируемости поверхности как признак районирования территории позволяет оценить влияние рельефа на динамику процесса.

Для того чтобы прогнозировать возникновение термокарста под влиянием техногенных воздействий на ландшафты, необходимо определить, приведут эти воздействия к повышению среднегодовой температуры поверхности и увеличению глубины сезонного оттаивания, или к смене знака и многолетнему оттаиванию мерзлых пород. Следует воспользоваться методами, приведенными в гл. III–V. Если техногенные воздействия приведут к увеличению глубины сезонного оттаивания пород, то следует решить серию задач (при известных показателях состава и свойств отложений и новых значений t_{ξ} и ζ), включающую: 1) расчет влияния ширины участка с измененными условиями поверхностного теплообмена на изменение температурного режима пород на этом участке; 2) расчет изменения температурного режима пород и глубины оттаивания при нарастании осадки поверхности, способствующей увеличению глубины оттаивания как под влиянием техногенного воздействия, так и последующего изменения в связи с изменяющимися условиями теплообмена по мере осадки.

Решение задач позволит выяснить, приведет ли техногенное увеличение глубины сезонного оттаивания пород к прогрессивному развитию процесса, связанному со сменой знака среднегодовой температуры на глубине ζ . Если приведет, то для прогнозирования термокарста следует рассчитать глубину многолетнего оттаивания отложений с учетом ширины участка с $t_{\xi} > 0^{\circ}\text{C}$ и определить соответствующую этой глубине, составу, льдистости и свойствам пород величину тепловой осадки.

При относительно глубоком залегании подземных льдов или сильнольдистых мерзлых пород (на глубине более 2 м от подошвы СТС) термокарст развивается при смене знака среднегодовой температуры пород и их многолетнем оттаивании. В этом случае при прогнозировании термокарста необходимо определить, достигнет ли граница оттаивания поверхности льда или льдистого горизонта (в зависимости от температурных условий на поверхности участка, его ширины и температурных условий в окружающих его массивах). Если да, то определяется динамика глубины оттаивания льдистого горизонта (льда) и рассчитывается соответствующая тепловая осадка пород.

Возможность развития термокарста на участках локальных нарушений поверхностных условий оценивается по методике Ю.Л. Шура (Шур, 1988). Влияние техногенных нарушений на возможность развития термокарста дается на основе анализа критических значений мощности снега и глубины водоемов, т.е. таких, при которых среднегодовая температура грунтов становится равной 0°C .

Критическая мощность снега может быть определена различными способами. Ее можно отыскать из положения, что при среднегодовой температуре грунта, равной 0°C , глубина сезонного протаивания $\xi_{\text{СТС}}$ равна глубине сезонного промерзания $\xi_{\text{СМС}}$.

Типизация условий развития термокарстовых осадков поверхности (Л.С. Гарагуля, 2001)

Группы типов СТС (характеризуемые t_{ξ} – в числителе, A_{Π} – в знаменателе), выделенные по благоприятности условий для возникновения термокарста при отрицательной t_{cp} пород (при залегании льдонасыщенных пород вблизи подошвы СТС)	Состав льдонасыщенных многолетнемерзлых пород	Генетические типы ММП с характерными криотекстурами	Суммарная льдистость ММП ($i_{об}$) и мощность льдонасыщенных пород ($h_{л.п.}$), обуславливающие глубину термокарстовых просадок при оттаивании	Уклон поверхности, определяющий степень дренирования термокарстовых просадок
<p>1. Благоприятная: $\frac{\text{от } -2 \text{ до } -5}{< 7,5, < 7,5; 7,5-11; 11-13,5}$</p> <p>2. Благоприятная: $\frac{\text{от } 0 \text{ до } -1; \text{от } -1 \text{ до } -2}{< 7,5; 7,5-11}$ $\frac{\text{от } -2 \text{ до } -5}{7,5-11; 11-13,5} \frac{\text{от } -5 \text{ до } -10}{13,5-17}$</p> <p>3. Неблагоприятная: $\frac{\text{от } 0 \text{ до } -1; \text{от } -1 \text{ до } -2}{11-13,5; 13,5-17; 17-21 \text{ и } > 21}$ $\frac{\text{от } -2 \text{ до } -5}{13,5-17; 17-21 \text{ и } > 21}$ $\frac{\text{от } -5 \text{ до } -10}{17-21 \text{ и } > 21}$</p>	<p>1. Пылеватые суглинки, пылеватые супеси</p> <p>2. Оторфованные суглинки и оторфованные супеси</p> <p>3. Суглинки, супеси, пылеватые пески, крупнообломочные породы с супесчано-суглинстым заполнителем</p> <p>4. Пески, крупнообломочные породы с песчаным заполнителем</p>	<p>1. Сингенетические ММП с сегрегационными, повторно-жильными и погребенными льдами</p> <p>2. Эпигенетические ММП с слоистой, ячистой, линзовидной, базальной текстурами, с иньекционными и повторно-жильными льдами</p> <p>3. Сингенетические ММП с массивной текстурой, эпигенетические с редкослоистой, сетчатой текстурами</p>	<p>1. При $i_{об} > 0,6$ а) $h_{л.п.} < 2$ м (мелкие просадки) б) $h_{л.п.}$ от 2 до 5 м (средние просадки) в) $h_{л.п.} > 5$ м (глубокие просадки)</p> <p>2. При $0,4 < i_{об} > 0,6$ а) $h_{л.п.} < 5$ м (мелкие и средние просадки) б) $h_{л.п.} > 5$ м (глубокие и средние просадки)</p> <p>3. При $i_{об} < 0,4$ а) $h_{л.п.} < 5$ м (мелкие просадки) б) $h_{л.п.} > 5$ м (средние просадки)</p>	<p>1. Плоские равнины с уклоном поверхности до 3–5° (бессточный термокарст, заболоченные просадки, озера)</p> <p>2. Равнины с уклоном поверхности до 5–10° (слабо дренированные, заболоченные просадки)</p> <p>3. Поверхности с уклоном более 10° (дренированные просадки, байджедрахи)</p>

Глубина сезонного оттаивания при $t_{\xi} = 0$ равна:

$$\xi_{СТС} = \sqrt{\frac{2\lambda_T \Omega_T}{Q_{\Phi}} + (R_T \lambda_T)^2} - R_T \lambda_T. \quad (10.5.1)$$

Аналогично глубина сезонного промерзания:

$$\xi_{СМС} = 1,2 \left(\sqrt{\frac{2\lambda_M |\Omega_X|}{Q_{\Phi}} + (R_X \lambda_M)^2} - R_X \lambda_M \right), \quad (10.5.2)$$

где λ_T, λ_M – коэффициенты теплопроводности соответственно талого и мерзлого грунтов; Q_{Φ} – теплота фазовых переходов воды; Ω_T, Ω_X – сумма градусочасов температуры соответственно теплого и холодного периодов; R_T – термическое сопротивление изоляции на поверхности почвы в теплый период, складывающееся из термического сопротивления искусственной изоляции, если она имеется, $R_{из}$, и термического сопротивления напочвенной растительности в летний период $R_{л}$; R_X – термическое сопротивление изоляции на поверхности почвы в холодный период, складывающееся из термического сопротивления искусственной изоляции, если она имеется, $R_{из}$, термического сопротивления напочвенной растительности в зимний период, R_3 и термического сопротивления снежного покрова $R_{сн}$.

Коэффициент 1,2 в формуле (10.5.2), введенный А.В. Павловым, учитывает влияние накопления снежного покрова и изменения его свойств во времени.

Решая уравнения (10.5.1 и 10.5.2) относительно R_x , получим значение критического термического сопротивления изоляции в холодный период:

$$R_x^{кр} = R_{из} + R_3 + R_{сн}^{кр} = \frac{0,6}{\lambda_m \xi_{стс}} \left(\frac{2\lambda_m \Omega_x}{Q_\phi} - \frac{1}{1,44} \xi_{стс}^2 \right), \quad (10.5.3)$$

При отсутствии искусственной изоляции и при удалении напочвенной растительности, учитывая, что, формула для определения критической мощности снега приобретает вид:

$$h_{сн}^{кр} = \frac{0,6\lambda_{сн}}{\lambda_m \xi_{стс}} \left(\frac{2\lambda_m \Omega_x}{Q_\phi} - \frac{1}{1,44} \xi_{стс}^2 \right). \quad (10.5.4)$$

Критическая глубина водоема $H_{кр}$ определяется по методике В.А. Кудрявцева (см. гл. V),

$$H_{кр} = H_{max} \left(1 + \frac{t_{max}}{t_{min}} \right), \quad (10.5.5)$$

где H_{max} – максимально возможная мощность льда в непромерзающих до дна водоемах, м; t_{max} – максимальная среднемесячная температура поверхности воды, °С; t_{min} – минимальная среднемесячная температура поверхности льда под снегом.

Для того чтобы добиться единообразия в исходных данных, необходимых для расчетов, параметры t_{max} и t_{min} в формуле (10.5.5) выражены через сумму градусочасов и среднегодовую температуру поверхности водоема и продолжительность летнего периода $\tau_{л}$.

$$H_{кр} = H_{max} \left(\frac{4\tau_{л}|t_{вод}|}{4\tau_{л}|t_{вод}| + \pi\Omega_T} \right). \quad (10.5.6)$$

При приближенных расчетах среднегодовую температуру поверхности водоема $t_{вод}$ допускается определять без учета испарения, турбулентного теплообмена и радиационного баланса аналогично определению среднегодовой температуры поверхности грунта, лишённого растительного покрова. В том случае, когда коэффициенты теплопроводности грунта сезонно-талого слоя в талом и мерзлом состоянии различаются, при расчетах $H_{кр}$ необходимо учитывать величину температурной сдвижки Δt_λ . Для этого значение $H_{кр}$, определенное по формуле (10.5.6), умножается на коэффициент

$$\left(1 + \frac{\Delta t_\lambda}{t_B} \right).$$

При увеличении глубины оттаивания грунта от первоначального естественного значения $\xi_{стс}^{ест}$ до некоторого нового $\xi_{стс}^{н}$ происходит оттаивание верхнего слоя ММП на величину $\Delta \xi = \xi_{стс}^{н} - \xi_{стс}^{ест}$. Величина осадки поверхности в первый год составит:

$$S_1 = \Delta \xi \cdot \delta, \quad (10.5.7)$$

где δ – относительная осадка грунта при протаивании.

Во второй и последующие годы сезонное оттаивание грунта происходит от новой поверхности осевшего и уплотнившегося грунта. Суммарная осадка поверхности грунта через n лет увеличения глубины сезонного оттаивания составит:

$$S_n = \frac{\Delta\xi \cdot \delta(1 - \delta^n)}{1 - \delta}. \quad (10.5.8)$$

Член выражения δ^n быстро убывает и фактически равен нулю при $n \approx 5$. Таким образом, максимальная осадка поверхности грунта будет равна

$$S = \Delta\xi \cdot \delta / (1 - \delta). \quad (10.5.9)$$

Как следует из формулы (10.5.9), глубина термокарстового понижения зависит от величины относительной осадки грунта при протаивании. Точно δ 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, рекомендованную «Руководством по проектированию оснований и фундаментов на вечномёрзлых грунтах» (М., 1980).

$$\delta = \frac{1,1W_c - W_k - 0,1W_n}{\gamma_w/\gamma_s + W_c}, \quad (10.5.10)$$

где W_c – суммарная влажность мерзлого грунта, доля единицы; W_n – влажность мерзлого грунта за счет незамерзшей воды, доля единицы; W_k – конечная влажность оттаявшего и уплотненного грунта; при отсутствии данных можно принять $W_k = W_r$ (W_r – влажность грунта, расположенного между ледяными прослоями; $W_r \approx W_p + 0,03$, где W_p – влажность на границе раскатывания); γ_w – удельный вес воды, γ_s – удельный вес минеральных частиц.

При прогнозе термокарста принимается, что процесс начинается при увеличении глубины сезонного оттаивания льдонасыщенных пород, залегающих вблизи кровли ММП, и образовании осадки поверхности. Возникшее понижение в рельефе либо дренируется и зимой полностью заполняется снегом, либо при отсутствии стока оно наполняется водой. В первом случае в пределах понижения толщина снежного покрова равна сумме глубины западины S и мощности снега в естественных условиях $h_{сн}$. Возможность перехода среднегодовой температуры грунта через 0°C и начала прогрессирующего оттаивания льдонасыщенных многолетнемерзлых пород или подземных льдов, залегающих вблизи поверхности, определяется соотношением:

$$S + h_{сн} \geq h_{сн}^{kp}, \quad (10.5.11)$$

если сформировавшаяся западина заполнена снегом;

$$S \geq H_{кр}, \quad (10.5.12)$$

если сформировавшаяся западина заполнена водой.

Прогнозная оценка условий развития термокарста (Пример 48)

По данным метеостанции г.Уренгой, среднегодовая температура воздуха $t_b = -7,0^\circ\text{C}$, амплитуда колебаний среднемесячных температур воздуха $A_b = 21,5^\circ\text{C}$, сумма градусочасов воздуха теплого и холодного периодов равны соответственно $\Omega_T = 27360^\circ\text{C}\cdot\text{ч}$, $\Omega_x = 95\,040^\circ\text{C}\cdot\text{ч}$,

суммы градусочасов оголенной поверхности почвы в теплый период $\Omega_T^{or} = 30240^\circ\text{C}\cdot\text{ч}$, продолжительность летнего периода $\tau_{л} = 4,1$ мес = 2952 ч, мощность снежного покрова в естественных условиях $h_{сн} = 0,4$ м, коэффициент теплопроводности снега $\lambda_{сн} = 0,24$ Вт/м·К, мощность льда на непромерзающих до дна водоемах $H_{max} = 0,6$ м. Грунты слоя сезонного оттаивания и верхнего горизонта ММП представлены суглинками с влажностью $W_c = 0,4$, $W_p = 0,15$, $W_H = 0,05$; $\lambda_T = 1,2$ Вт/м·К; $\lambda_M = 1,4$ Вт/м·К, $Q_{\phi} = 25000$ Вт·ч/м³.

Напочвенный покров представлен сфагновым увлажненным мхом мощностью 0,2 м с коэффициентами теплопроводности соответственно в летний период 0,33 Вт/м·К и в зимний период 0,5 Вт/м·К (термические сопротивления мха $R_{л} = 0,6$ м²·К/Вт и $R_3 = 0,3$ м²·К/Вт. Среднегодовая температура грунтов $t_{\xi} = -1^\circ\text{C}$, глубина сезонного оттаивания в естественных условиях $\xi_{стс}^{ест} = 0,8$ м, при удалении растительного покрова $\xi_{стс}^H = 1,2$ м.

Требуется определить возможность развития термокарста для случаев: а) увеличения мощности снега при сохранении напочвенного покрова; б) при удалении напочвенного растительного покрова, когда сформировавшееся при протаивании верхнего горизонта ММП понижение остается сухим; в) при удалении напочвенного растительного покрова, когда понижение заполняется водой.

Для первого случая при значениях термических сопротивлений растительности в естественных условиях, заданных свойствах грунтов по формуле (4.10.3), определив предварительно по (10.5.1), получаем из (10.5.3) значение критического термического сопротивления изоляции в холодный период:

$$\xi_{стс} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,2 \cdot 27360}{25000} + (0,6 \cdot 1,2)^2} - 0,6 \cdot 1,2 = 1,053 \text{ м,}$$

$$R_x^{кр} = \frac{0,6}{1,4 \cdot 1,053} \left(\frac{2 \cdot 1,4 \cdot 95040}{25000} - \frac{1}{1,44} \cdot 1,053^2 \right) = 4,019 \text{ м}^2 \cdot \text{К/Вт.}$$

Далее определяем $R_{сн}^{кр}$, учитывая, что искусственная теплоизоляция отсутствует:

$$R_{сн}^{кр} = R_x^{кр} - R_3 = 4,019 - 0,3 = 3,719 \text{ м}^2 \cdot \text{К/Вт.}$$

По полученному значению $R_{сн}^{кр}$ из соотношения $R_{сн}^{кр} = h_{сн} / \lambda_{сн}$ определяем критическую мощность снега:

$$h_{сн}^{кр} = R_{сн}^{кр} \lambda_{сн} = 3,719 \cdot 0,24 = 0,893 \approx 0,9 \text{ м.}$$

Таким образом, при увеличении мощности снега на величину, превышающую 0,9 м, на участке начнется многолетнее оттаивание грунтов.

Во втором случае значение $h_{сн}^{кр}$ определяется для участка, лишённого растительного покрова, по формуле (10.5.4). При расчете $\xi_{стс}^H$ в этом случае используются значения сумм градусочасов оголенной поверхности почвы за теплый период с учетом радиационной поправки, термическое сопротивление напочвенной растительности $R_{л} = 0$:

$$\xi_{стс}^H = \sqrt{\frac{2 \cdot 1,2 \cdot 30240}{25000}} = 1,704 \text{ м,}$$

$$h_{сн}^{кр} = \frac{0,6 \cdot 0,24}{1,4 \cdot 1,704} \left(\frac{2 \cdot 1,4 \cdot 95040}{25000} - \frac{1}{1,44} \cdot 1,704^2 \right) = 0,528 \approx 0,5 \text{ м.}$$

Далее по формуле (10.5.9) определяем осадку поверхности грунта при увеличении мощности слоя сезонного оттаивания от естественной ($\zeta_{\text{стс}}^{\text{ест}} = 0,8$ м) до сформировавшейся на участках с нарушенным растительным покровом ($\zeta_{\text{стс}}^{\text{ест}} = 1,2$ м). Относительная осадка при протаивании грунта по формуле (10.5.10) равна:

$$\delta = \frac{1,1 \cdot 0,4 - (0,15 + 0,03) - 0,1 \cdot 0,05}{0,38 + 0,4} \approx 0,33.$$

Осадка поверхности при $\Delta \zeta = 1,2 - 0,8 = 0,4$ м равна:

$$S = \frac{0,4 \cdot 0,33}{1 - 0,33} = 0,197 \approx 0,2 \text{ м.}$$

Поскольку сумма $S = 0,2$ м и $h_{\text{сн}} = 0,4$ м превышает значение $h_{\text{сн}}^{\text{кр}} = 0,5$ м, то условие (10.5.11) выполняется, удаление растительного покрова на участке приведет к началу многолетнего протаивания грунта и развитию термокарста.

В третьем случае для оценки возможности развития процесса при условии, что сформировавшаяся западина заполнится водой, по формуле (10.5.6) определяется критическая глубина водоема $H_{\text{кр}}$. Предварительно рассчитываем среднегодовую температуру поверхности водоема. В первом приближении $t_{\text{вод}}$ можно принять равной:

$$t_{\text{вод}} = t_{\text{в}} + \Delta t_{\text{сн}},$$

где $\Delta t_{\text{сн}}$ – отепляющее влияние снежного покрова.

По приближенной формуле В.А. Кудрявцева $\Delta t_{\text{сн}}$ определяется из выражения:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \Delta A_{\text{сн}} = A_{\sigma} \left(1 - e^{-h_{\text{сн}} \sqrt{\pi \cdot C_{\text{сн}} / (\lambda_{\text{сн}} \cdot T)}} \right),$$

где $C_{\text{сн}}$ – объемная теплоемкость снега ≈ 200 Вт·ч/м³·К.

$$\Delta t_{\text{сн}} = 21,5 \cdot \left(1 - e^{-0,4 \sqrt{\pi \cdot 200 / (0,24 \cdot 8760)}} \right) \approx 4,2 \text{ } ^\circ\text{C.}$$

$$t_{\text{вод}} = -7,0 + 4,2 = -2,8 \text{ } ^\circ\text{C.}$$

Учитывая, что максимальная мощность льда на непромерзающих до дна водоемах в районе исследований равна 0,6 м, получим:

$$H_{\text{кр}} = 0,6 \left(\frac{4 \cdot 2952 \cdot |-2,8|}{4 \cdot 2952 \cdot |-2,8| + \pi \cdot 27360} \right) = 0,17 \approx 0,2 \text{ м.}$$

Следовательно, на участках с удаленным моховым покровом при увеличении глубины сезонного оттаивания пород и образовании просадочного понижения глубиной более 0,2 м, заполняемого водой, создаются условия для дальнейшего оттаивания многолетнемерзлых отложений и развития термокарста.

Приведенные соотношения могут быть использованы для количественного обоснования мероприятий по регулированию процессов многолетнего оттаивания грунта и термокарста. Например, таких мероприятий, как:

- создание насыпи, сооружаемой для предотвращения тепловых осадков грунтов (см. пример 34);
- уменьшение высоты или плотности снежного покрова для понижения его термического сопротивления (см. пример 11);
- создание теплоизолирующих покрытий из высокопористых материалов;
- уменьшение глубин искусственных или естественных водоемов
- регулирование влажности грунтов слоя сезонного протаивания.

В процессе развития термокарста могут образовываться водоемы с несквозными или сквозными таликами под ними. Прогноз образования этих таликов и развития их во времени, а также изменения их конфигурации может быть определен так, как это показано в главе IX (примеры 39 и 40).

Для развития термокарста и образования водоемов большое значение имеет водный баланс. В случае, когда сток и испарение превышают поступление влаги (за счет атмосферных осадков, поверхностного стока и воды от вытаивания подземного льда), термокарстовый водоем высыхает. При этом меняется температурный режим донных отложений в сторону понижения среднегодовой температуры вплоть до отрицательных значений, при которых начинается процесс многолетнего промерзания пород. Оценить динамику новообразования мерзлоты можно так, как это показано в главе VI (пример 21).

При образовании многолетнемерзлых толщ пород водоносный горизонт в несквозном подозерном талике становится межмерзлотным и приобретает напор. Неравномерность высыхания озера и последующего промерзания пород приводит к тому, что в местах, полностью не осушенных, или там, где мощность новообразованных мерзлых пород небольшая, происходит формирование крупных инъекционных бугров пучения (**булгунняхов**). Их размер может достигать нескольких десятков метров в высоту и нескольких сот метров в поперечнике с ледяными линзами в бугре до 30–40 м. Расчет возможности образования таких бугров и приближенная оценка их размеров могут быть выполнены так, как это показано в § 3 данной главы (пример 45).

Особенности формирования термокарста в различных широтных зонах и геоструктурных областях. Характер термокарста определяется генезисом, условиями залегания подземных льдов и широтной зональностью их распространения. Развитие термокарста зависит от соотношения глубин залегания подземных льдов и глубин сезонного оттаивания пород. Эта зависимость приводит к тому, что широтная зональность термокарста определяется широтной зональностью сезонного оттаивания.

Широтная зональность распространения подземных льдов характеризуется тем, что при перемещении с юга на север в верхней части разреза эпигенетические льды сменяются сингенетическими. В I и II мерзлотно-температурных зонах имеют повсеместное распространение эпигенетические льды, представленные как в виде льда-цемента, так и в виде отдельных шпиров и линз льда. Как правило, эти льды приурочены к кровле многолетнемерзлых толщ (в пределах 1–2 десятков метров).

В указанных зонах термокарст связан с вытаиванием льдов в тонкодисперсных эпигенетически промерзших рыхлых отложениях. К ним относятся делювиальные и элювиальные отложения, аллювиальные русловые, пойменные и старичные фации, аллювиально-озерные и прибрежно-озерные отложения водораздельных равнин, ледниковые и водно-ледниковые отложения, а также морские, представленные глинистыми, суглинистыми, супесчаными, иногда песчаными разновидностями (в последних на Югорском полуострове, Ямале и в других местах распространены пластовые льды). Форма термокарста определяется условиями залегания льдов. Залегание последних в виде отдельных линз обуславливает образование небольших чашеобразных понижений, озер небольшого размера (диаметром в десятки метров) и небольшой глубины. Характерной особенностью термокарста этого типа является групповое распростра-

нение озер на сравнительно больших площадях, измеряемых десятками и сотнями квадратных километров. В этом случае отдельные озера разобщены береговыми перешейками, относительно сухими, сложенными малольдистыми отложениями. Образование термокарста в I и II зонах связано с оттаиванием многолетнемерзлых толщ. Динамика слоя сезонного оттаивания пород значительно реже приводит к образованию термокарста.

В IV и V зонах термокарст связан с вытаиванием повторно-жильных льдов в сингенетически промерзших толщах. Особенностью залегания этих льдов является их расположение у подошвы сезонно-талого слоя, в связи с чем незначительное увеличение глубины летнего оттаивания пород, как правило, приводит к образованию термокарста. Эпигенетические льды в IV и V мерзлотно-температурных зонах залегают на больших глубинах (20–30 м и более) и поэтому не имеют большого значения в образовании термокарста. Сингенетические льды приурочены к пойменной фации аллювиальных отложений, прибрежно-озерной фации озерных и прибрежно-морской фации морских отложений. Повторно-жильные льды распространены в тонкодисперсных разновидностях этих отложений.

В пределах рассматриваемых зон глубина сезонного оттаивания незначительна, и повторно-жильные льды залегают на глубине нескольких десятков сантиметров от поверхности. Незначительное изменение на поверхности почвы (нарушение растительного покрова, изменение высоты снега, изменение влажности грунтов в сезонно-талом слое и т.п.) приводит к образованию термокарста. Вытаивание льдов, оседание поверхности и образование водоемов приводит к отепляющему действию слоя воды, и среднегодовая температура пород повышается и увеличивается глубина сезонного оттаивания под водоемом. Таким образом, образование термокарстового озера создает благоприятные условия к дальнейшему развитию процесса.

В Центральной Якутии развитие термокарста выражается в нескольких стадиях (Соловьев, 1962), по утверждению Н.П. Босикова (1991), получивших у местного населения собственные названия, вошедшие и в научный язык. Начальная стадия, характеризующаяся нарушением поверхности, появлению небольших заполненных водой опусканий и мочажин, называется **«быллар»**. На следующей стадии формируется озерная котловина (**«дюдюдя»**). Углубление котловины и образование по отношению к поверхности воды приподнятых до нескольких метров берегов приводит к появлению **«тымпы»**. Заканчивается процесс постепенным высыханием или спуском озера и образованием сухой котловины – **«аласа»** с луговой растительностью и засоленными почвами (Десяткин, 2008), где встречаются инъекционные бугры пучения – **булгунняхы**. Весь цикл может быть коротким и занимать от первых десятков лет (Brouchkov и др., 2004), или, наоборот, растягиваться на порядок и более в зависимости от мерзлотных условий.

Термокарст в IV и V мерзлотно-температурных зонах может возникать при неравномерном сезонном оттаивании сильнольдистых сингенетически промерзших солифлюкционных отложений и сильнольдистых прибрежно-озерных и аллювиальных отложений со слоистыми криогенными текстурами. Формы термокарста различны и определяются характером изменений на поверхности.

В III мерзлотно-температурной зоне образование термокарста за счет вытаивания эпигенетических льдов ослабевает и почти полностью прекращается. Термокарст за счет вытаивания повторно-жильных льдов имеет небольшое распространение, так как эти льды в зоне встречаются редко. Термокарст в III зоне распространен на участках, аномальных для этой зоны. На участках с температурным режимом пород, характерным для I и II зон, развитие термокарста связывается с вытаиванием эпигенетических льдов.

Распространение и характер термокарста различны в различных геолого-структурных областях. Наибольшее распространение он имеет на низменно-равнинных территориях, сложенных мощной толщей рыхлых отложений. В горноскладчатых областях термокарст имеет незначительное распространение и приурочен к аллювиальным террасам, реже – к нагорным. Происхождение термокарста связано с вытаиванием погребенных ледников.



Фото 10.7. Начальная стадия развития термокарстового озера (Западная Сибирь)

§ 6. Влияние заболачивания и болотообразования на геокриологические условия

Вплоть до последнего времени заболачивание рассматривалось как один из факторов ландшафта, оказывающий влияние на формирование температурного режима горных пород и их сезонного промерзания и оттаивания наравне с такими факторами, как растительный покров, снежный покров (Кудрявцев, Достовалов, 1967; Кудрявцев, 1978; «Основы...», 1974; Ершов, 2002). Анализ влияния заболоченности включал рассмотрение степени увлажнения пород, различия во влиянии снежного покрова на влажных и сухих породах, влияние водоемов. Роль собственно заболачивания как процесса образования болота и заторфовывания горных пород не рассматривалась. В действительности заболачивание приводит к формированию болот, которые являются особыми гидрофильными ландшафтами и должны, таким образом, при анализе влияния на температурный режим горных пород рассматриваться наравне с ландшафтами суходолов. Так, по определению Н.И. Пьявченко (1963), «болото есть географический ландшафт, закономерно возникающий и развивающийся под влиянием факторов среды и растительности, которые определяются постоянной или периодической избыточной влажностью и проявляются в гидрофильности напочвенного покрова, болотном типе почвообразовательного процесса и накоплении торфа». Вместе с тем определение Н.И. Пьявченко не учитывает способность болот к саморазвитию (эндодинамической эволюции). Появление торфа при заболачивании знаменует вступление болотного ландшафта в стадию направленного развития, когда определенные гидрофильные фитоценозы последовательно сменяют друг друга вслед за торфонакоплением и образованием торфяных залежей. Эта преемственность определяется свойствами слоев торфа, отложенных предыдущими фитоценозами, которые создают определенную экологическую обстановку для возникающих следом растительных ассоциаций, изменяя условия обводнения, питания, насыщения кислородом. В этом отношении болота могут рассматриваться как особые болотные экосистемы, развивающиеся путем последовательной смены гидрофильных растительных сукцессий.

Вне пределов криолитозоны процесс болотообразования изучен хорошо, установлено, что развитие болот характеризуется рядом закономерностей, обусловленных их природой, генезисом и географическим распространением. Несмотря на разнообразие болотных сукцессий, общим для них является то, что болотообразование, за редким исключением, начинается с возникновения низинных болот с богатым, евтрофным режимом питания. Затем постепенно или сравнительно быстро происходит переход болотных систем к мезотрофному и, наконец, к олиготрофному типу питания. Таким образом, в ходе торфонакопления происходит трансформация низинных болот в верховые. Как правило, травяные болотные фитоценозы замещаются (через

ряд промежуточных фитоценозов) моховыми или древесно-моховыми ценозами. В разных природных зонах болотные сукцессии различаются между собой, но отмеченные закономерности в целом сохраняются.

Исследование динамики болотных систем в границах современной криолитозоны севера Евразии показывает, что в голоцене (последние 12–12,5 тыс. лет), несмотря на разнообразие сукцессий, можно выделить несколько эволюционных рядов, определяемых генезисом болот. По генезису болота криолитозоны, так же как и вне ее, разделяются на 2 типа: 1) образующиеся при заболачивании суходолов, 2) образующиеся при зарастании озер. В области распространения многолетнемерзлых пород болота второго типа по особенностям механизма зарастания и заторфовывания озер, а также по исходному тепловому состоянию донных отложений нами разделяются на два подтипа – болота, образованные зарастанием: а) мелководных водоемов и б) глубоководных водоемов. Критерием подразделения озер по глубине является критическая глубина водоема, менее которой температура на поверхности донных отложений будет отрицательной. Поскольку критическая глубина водоема определяется в основном климатическими характеристиками, имеющими зональную природу, эта величина подчиняется зональной изменчивости. В направлении с юга на север критическая глубина водоемов криолитозоны увеличивается с нескольких десятков сантиметров до одного и более метра.

При заболачивании суходолов в болотных сериях лесные разнотравные группировки сменяются зеленомошными (или травяно-гипновыми) и сфагновыми фитоценозами. Происходит постепенный переход от евтрофного типа питания к мезотрофному и олиготрофному.

При заторфовывании мелководных водоемов с пологими берегами водно-болотные растения окаймляют зеркала воды сериями поясов-колец: гипновым, осоковым, вахтовым. После смыкания болотной растительности в центральной части водоема и последующего вертикального нарастания торфяной залежи развиваются осоковые, осоково-гипновые, осоково-сфагновые, сфагновые, кустарничково-сфагновые и лиственнично-сфагновые болота. Для таких болотных серий характерен переход от евтрофного типа питания к олиготрофному.

Глубоководные водоемы с крутыми берегами зарастают сплавидами. Зарастание их происходит от поверхности, с заторфовыванием от дна озерных чаш. В экологических сериях болотных массивов этого типа сменяют друг друга травянистые топяные растительные группировки, гипновые, сфагновые или древесно-сфагновые болотные фитоценозы. Поднятие поверхности болотного массива над уровнем грунтовых вод здесь вызывает изменение условий питания растений: от богатого евтрофного до бедного олиготрофного.

Эволюция болот в криолитозоне сопровождается направленной динамикой ландшафтных условий, а поскольку ландшафты регулируют теплообмен пород с атмосферой, то в процессе развития болот происходит изменение теплового состояния пород и их температурного режима. Температурный режим и геокриологические условия болот связаны с их генезисом и стадией развития (или с положением в экологической серии).

Болотные массивы, образующиеся при заторфовывании относительно глубоководных водоемов, на начальных этапах развития являются тальмами. По мере зарастания озер (с образованием сплавин) и поднятия поверхности болота над уровнем грунтовых вод происходит понижение среднегодовых температур пород и на определенном этапе их промерзание с образованием эпикриогенных толщ. Отличительной криолитологической чертой таких отложений является широкое распространение мощных линз сегрегационно-инъекционного льда (до 1,5 м по вертикали). Процесс многолетнего промерзания талых болотных массивов рассматриваемого типа сопровождается развитием крупных бугров пучения, высотой до 10 м и более, и ростом повторно-жильных льдов (на позднем этапе – после завершения многолетнего промерзания отложений).

Зарастание мелководных водоемов, под дном которых развиты сезонно- и многолетнемерзлые толщи, при снижении обводнения поверхности и пород ведет к понижению теплового

уровня пород болотных массивов. В результате формируются синкриогенные и эпикриогенные (на бывших таликовых участках) многолетнемерзлые отложения, отличающиеся высокой льдистостью за счет текстурообразующего льда и включающие в себя инъекционные льды, но меньшей, чем в случае с зарастающими глубоководными водоемами, мощности. При многолетнем промерзании на поверхности массивов образуются бугры пучения высотой до 1–1,5 м и повторно-жильные льды, как правило, целиком включенные в толщу биогенных отложений.

Заболачивание минеральных почв в ходе естественных смен растительного покрова приводит к сточению геокриологических условий. Так, на юге криолитозоны (в Южной Якутии, Амурской области) при заболачивании водораздельных поверхностей среднегодовая температура пород понижается с $0 - + 0,5^{\circ}\text{C}$ (в сосново-лиственничных лесах) до $-1,5^{\circ}\text{C}$ (в лиственнично-сфагновых болотах) и $-1,7...-3,5^{\circ}\text{C}$ (в сфагновых верховых безлесных болотах). В ходе болотообразования, в зависимости от исходного теплового состояния пород, здесь образуются как синкриогенные, так и эпикриогенные мерзлые толщи, имеющие высокую льдистость. Среди криогенных процессов преобладает морозобойное трещинообразование и рост повторно-жильных льдов, однако возможно и образование площадей морозно гопучения.

Болотные системы представляют собой устойчивые сочетания современного влаголюбивого растительного покрова с подстилающими его торфяными отложениями, формирующимися в результате ежегодного отмирания и неполного разложения растительных остатков в условиях определенного водно-минерального питания. Развитие заболачивания при благоприятных условиях протекает динамично и способно в течение короткого времени изменить облик существовавших прежде ландшафтов. Если для полного зарастания озер болотной растительностью необходимо иногда 500–600 лет, то в Южной Якутии для зарастания мелких водоемов достаточно нескольких десятков лет. Характерными особенностями болотных систем являются: 1) особый характер растительного покрова – гидрофильный и безлесный в криолитозоне; 2) наличие зарастающих озер и мочажин с открытыми зеркалами воды; 3) особый состав и строение пород (торф, сапрпель), отличающихся большой влажностью и образующих слоистые залежи; 4) высокая скорость развития болотных ландшафтов. Последнее обстоятельство определяет последовательное и направленное изменение геокриологических условий в пределах болотных массивов.

Заболачивание изменяет условия теплообмена на поверхности почвы. При этом заболачивание следует рассматривать как системное воздействие факторов и снежного и растительного покровов, обводнения поверхности, состава, влажности и теплофизических свойств горных пород. При развитии болот, выражающемся в вертикальном росте и пространственном распространении торфяных залежей, поднятии поверхности болот над уровнем грунтовых вод, происходит изменение водонасыщенности торфов.

В талых болотных системах по уровню и режиму водосодержания выделяются два горизонта: нижний, основной, находящийся ниже уровня грунтовых вод, и верхний, именуемый деятельным слоем болот. Содержание влаги в нижнем слое определяется видовым составом, степенью разложения и плотностью слагающих его торфов. Изменение влажности нижнего горизонта происходит в сравнительно узком диапазоне. В зависимости от этих параметров влажность торфов, соответствующая их полной влагоемкости, изменяется от 70 до 95%. Другая картина содержания влаги в деятельном слое болот. Здесь колебания влажности в течение года происходят в диапазоне нескольких десятков процентов. При этом величина содержания влаги определяется целым рядом факторов (типом торфа, степенью его разложения, зольностью, а также характером колебания уровня грунтовых вод). Верхний предел содержания воды в деятельном слое болот соответствует влажности в нижнем горизонте, а нижний предел зависит от процессов влагопереноса и от движения капиллярной влаги. Было установлено (Чечкин, 1970), что средняя влажность слоя промерзания и протаивания неосушенных болот (при его мощности до 1 м) может быть определена по следующей формуле:

$$W = W_{max} e^{-\gamma Z_{ep}},$$

где W – средняя влажность слоя в % по объему; W_{max} – влажность деятельного слоя у поверхности грунтовых вод; γ – численный коэффициент; Z_{ep} – глубина залегания грунтовых вод от поверхности болота. Коэффициент γ характеризует величину изменения средней влажности в зависимости от колебания уровня грунтовых вод. Его значения составляют для гряд грядово-мочажинного болота $1,22 \cdot 10^{-2}$, для западин 10^{-2} , для выпуклого мохового болота $1,1 \cdot 10^{-2} - 0,6 \cdot 10^{-2}$. Эти зависимости могут быть использованы при прогнозе сезонного промерзания (протаивания) болотных массивов. При динамике влагосодержания торфа в ходе эволюции талых болотных систем изменяется весь комплекс теплофизических характеристик и затраты тепла на фазовые переходы и величина температурной сдвижки. Затраты тепла на фазовые переходы (рис. 10.6) изменяются в широком диапазоне: от 63000 Вт·ч/м³ для низинных травяных болот до 29000 Вт·ч/м³ для ерниково-лишайниковых верховых болот. При этом отмечается очевидная тенденция к уменьшению теплоты фазовых переходов как следствие снижения влагосодержания.

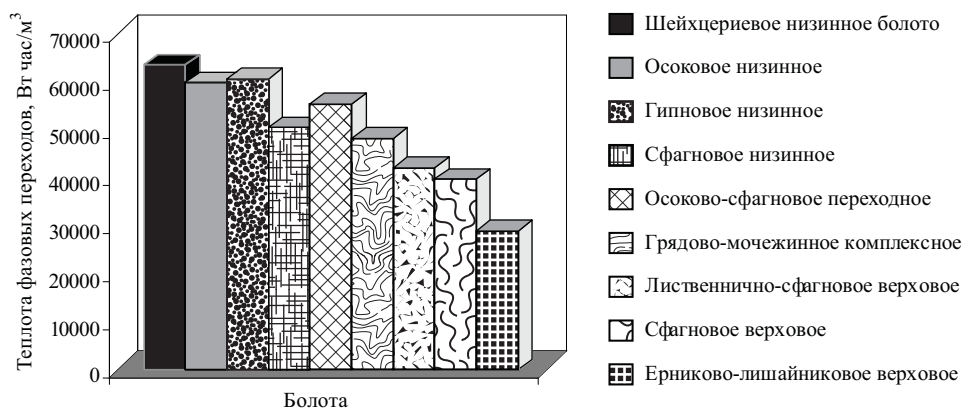


Рис. 10.6. Изменение теплоты фазовых переходов влаги при болотообразовании

Значения величины температурной сдвижки при эволюции болотных систем снижаются (рис. 10.7). Для болотных систем Алдано-Тимптонского междуречья (Алданское плоскогорье и Чульманское плато) температурная сдвижка изменяется в диапазоне от $-1,2$ до $-2,9^{\circ}\text{C}$. Уменьшение сдвижки приводит к повышению среднегодовой температуры пород. Но одновременно снижение влагосодержания пород в ходе эволюции сопровождается уменьшением обогревающего влияния снежного покрова вследствие сокращения годовых теплооборотов в породах, почти на порядок превышающим величину температурной сдвижки (рис. 10.8). В целом наблюдается снижение обогревающего влияния снега при прогрессивном развитии болот и переходе от низинной стадии к переходной и верховой. В южной части криолитозоны снижение обогревающего влияния снега при смене низинных гипновых или вахтовых топяных болот верховыми сфагновыми или древесно-сфагновыми достигает 40–45% и является причиной начала многолетнего промерзания последних.

Для болот характерно увеличение критического термического сопротивления снега при уменьшении теплоты фазовых переходов в торфах. Эта тенденция проявляется в области малых значений теплоты фазовых переходов влаги, характерных для слабообводненных болот. Снежный покров, так же как и для суходольных ландшафтов, в болотных системах криолитозоны оказывает решающее значение на формирование температурного режима горных пород.

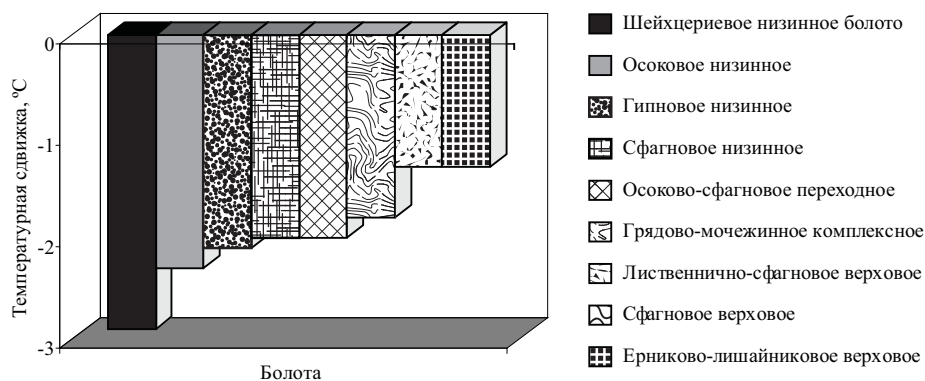


Рис. 10.7. Изменение охлаждающего влияния температурной сдвигки при болотообразовании

Большое влияние на формирование температурного режима болот оказывает растительный покров. Влияние растительного покрова как слоя теплоизоляции определяется его мощностью и влажностью, которые тесно связаны с видовым составом. Так, сравнительно сухой сфагновый покров с влажностью менее 0,5 от полной влагоемкости имеет теплопроводность всего около 0,15 Вт/(м·°С), а при увеличении влажности до 0,9–1,0 от полной влагоемкости его теплопроводность возрастает до 0,35–0,4 Вт/(м·°С) (более чем в два раза), что снижает его охлаждающее влияние. Поэтому в топяных, сильно обводненных болотах с полностью или частично погруженным в воду растительным покровом его влияние на формирование температурного режима мало и может не приниматься во внимание при расчетах. Это относится к вахтовым, шейхцериевым и частично осоковым низинным травяным болотам, а также к сфагновым низинным болотам, растительный покров которых образуют погруженные в воду сфагновые мхи (куспидатум, майис, обтузум).

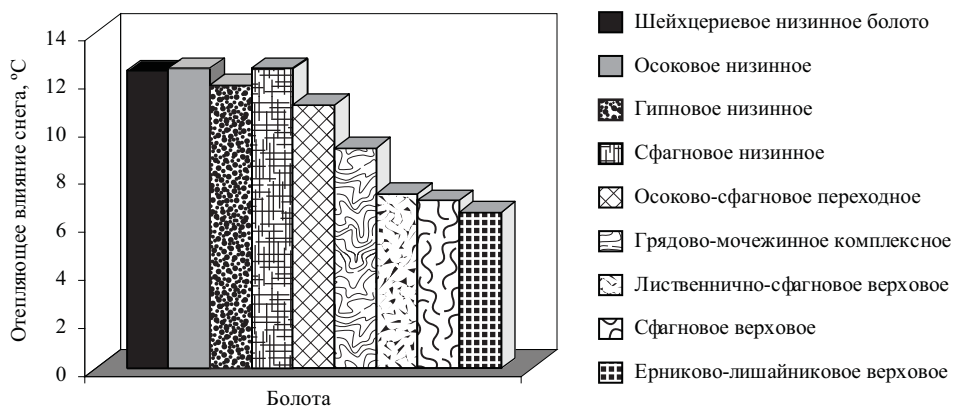


Рис. 10.8. Изменение отепляющего влияния снежного покрова при болотообразовании

Сфагновый покров оказывает охлаждающее влияние на среднегодовые температуры пород в болотах с появлением на них приподнятых над уровнем грунтовых вод кочек, бугров, гряд, заселенных мхами, произрастающими в условиях пониженной влажности (сфагнум варнсторффи, магелланикум, скуаррозум, фускум). Для болотных сукцессий юга криолитозоны охлаждающее влияние растительного покрова изменяется от 0 до $-1,5^{\circ}\text{C}$ (рис. 10.9). При переходе к регрессивной стадии развития с появлением лишайниковых растительных ассоциаций охлаждающее влияние покрова вновь уменьшается (до $-0,3-0,5^{\circ}\text{C}$).

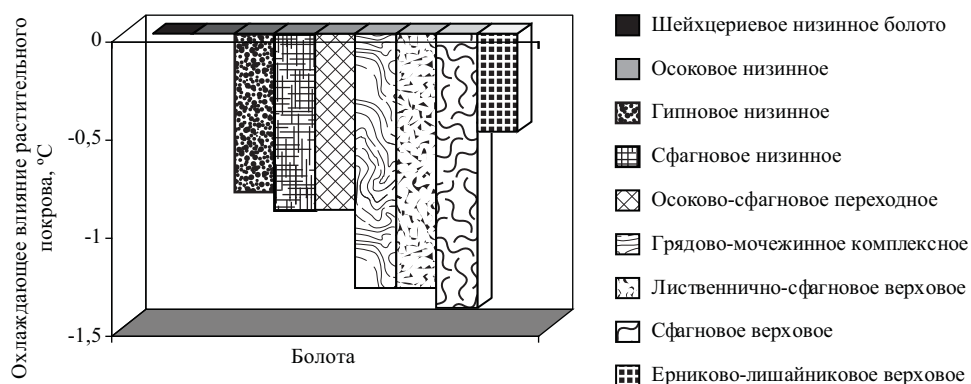


Рис. 10.9. Изменение охлаждающего влияния растительного покрова при болотообразовании

При расчетах влияния растительного покрова болот на среднегодовые температуры пород необходимо определение коэффициентов их теплопроводности. В случае отсутствия соответствующих лабораторных определений теплопроводность напочвенных моховых покровов может быть получена по эмпирической формуле (Гаврильев, 1984), устанавливающей связь этого теплофизического параметра с естественной влажностью мохового покрова. Для талых мхов применяется зависимость (размерность коэффициента теплопроводности Вт/(м·К):

$$\lambda_T = 0,034 + 0,1257\omega - 0,0227\omega^2 + 0,00133\omega^3,$$

для мерзлых мхов используется уравнение:

$$\lambda_M = 0,034 + 0,132(\omega - 0,5),$$

где $0,5 \leq \omega \leq 5$; при $\omega \leq 0,5$ величина λ_M постоянная и равна $0,034$ Вт/(м·К).

§ 7. Региональные особенности проявления криогенных склоновых процессов

Мерзлотные склоновые процессы включают различные, как правило, возникающие одновременно процессы, формирующие склоны. На их развитие влияют:

- крутизна склона;
- состав и свойства отложений, слагающих склон;
- влажность отложений и динамика поверхностных и подземных вод;
- особенности сезонного промерзания и оттаивания пород.

Развитие склоновых процессов определяет:

- направление движения минерального материала и воды;
- расстояние, на которое перемещаются минеральный материал и вода;
- характер перемещения минерального материала и воды (совместно или отдельно, рассеянно или сконцентрированно, вдоль линий или по площади);
- объемы перемещаемого материала;
- последовательность событий.

Для характеристики склонов принимается разделение, данное в основном Е.В. Шанцером (1966). По морфологии, строению и характеру перемещения обломочного материала выделяются **обвально-осыпные, десерпционнно-солифлюкционные, делювиальные, оползневые и полигенные** типы склонов. На склонах с крутизной более $35\text{--}37^\circ$ преобладают обваливание

и осыпание. При меньших углах, от 35 до 15°, а иногда меньше, развиваются крип, солифлюкция (гелифлюкция), грязевые потоки, криогенные оползни, при крутизне 1–15° характерны криогенный крип, дефлюкция, гелифлюкция и курумы.

Обвальнo-осыпные склоны наблюдаются в условиях расчлененного горного рельефа. При крутизне склонов более 35° отделившиеся от массива обломки горных пород начинают самостоятельно двигаться под действием силы тяжести. При объеме отделившихся блоков более 10 м³ процесс называется **обваливанием**, при меньшем – **осыпанием** или **камнепадом**. Обвалы могут вызывать **сели** – значительные по объему грязевые и грязекаменные потоки, катастрофически быстро формирующиеся в реках, загромаждаемых обвальными массами. Для горных областей криолитозоны характерны **лавины**. Различают **снежные, каменные и снежно-каменные** лавины. Снежные лавины – следствие накопления значительных масс снега в зимнее время. Каменные лавины возникают вследствие крупных обвалов, сопровождающихся оползневыми явлениями. При пересечении водных источников лавина обводняется и может перейти в **каменный поток** или **сель**, в зависимости от состава материала. Скорость движения каменных лавин может достигать 100 км/час. Снежно-каменные лавины образуются при захвате снежной лавиной обломочного чехла на склоне. Количество обломков по отношению к массе снега составляет не более нескольких процентов.

Оползание горных пород на склонах, при котором преобладает скольжение по имеющимся или формирующимся поверхностям, приводит к образованию **оползней**, с сохранением строения смещающегося слоя (глыб) пород.

В области распространения многолетнемерзлых пород при сезонном оттаивании отложения на склонах оказываются водонасыщенными и легко деформируются или текут. Важно, что под их подошвой залегает мерзлая толща, являющаяся водоупором для грунтовых вод. Это создает благоприятные условия для гравитационного перемещения воды и минерального материала вниз по склону. Можно выделить (Каплина, 1965) несколько типичных для криолитозоны склоновых процессов, отвечающих морфологии поверхности, составу и влажности отложений: крип, солифлюкция (гелифлюкция), грязевые потоки, криогенные оползни, каменные потоки (курумы), термоденудация, термоабразия, термоэрозия.

Крип – многолетнее медленное оползание рыхлого покрова отложений вниз по склону. Механизм процесса – увеличение объема материала при нагревании, увлажнении или пучении перпендикулярно склону, затем уменьшение объема при охлаждении, высыхании или оттаивании и его смещение вертикально в направлении силы тяжести. При этом в результате цикла увеличения и уменьшения в объеме происходит смешение материала вниз по склону. Крип можно разделить на **сухой**, или **температурный**, или **сползание** – медленное (несколько мм или долей мм/год) движение сухого обломочного материала (песка, дресвы, щебня), не скрепленного растительностью, в результате изменения объема при колебаниях температуры. Крип распространен и в областях вне криолитозоны.

Криогенный крип типичен для криолитозоны и связан с увеличением объема рыхлого материала при промерзании и его уменьшением при протаивании. Зимой при замерзании водонасыщенного слоя пород происходит его пучение перпендикулярно склону. При летнем оттаивании материал опускается под действием гравитации вертикально и таким образом несколько смещается вниз по склону (*рис. 10.10*).

При вязком или пластично-вязком течении материала по склону процесс носит название **солифлюкции**, под которой понимается течение увлажненных грунтов в результате их промерзания и последующего оттаивания по твердому основанию, являющемуся одновременно водоупором (от лат. *solum* – почва, земля и *fluctio* – порода), так и в районах, где мерзлота отсутствует, а в качестве водоупора выступают, например, скальные породы. Именно на горных склонах солифлюкция и была описана впервые. При этом в областях развития многолетнемерзлых пород этот процесс предлагается называть **гелифлюкцией**, или **криогенной солиф-**

люкцией, чтобы подчеркнуть особенности, обусловленные водоупором – многолетнемерзлыми породами. Оттаивание снижает прочность пород за счет их увлажнения, а структурные связи оказываются разрушенными из-за образования ледяных включений и прослоев в период промерзания (Суходровский, 1979). Кроме того, при вытаивании ледяных включений сохраняются полости, в которых происходит фильтрация воды, взвешивающей минеральные частицы и облегчающей движение материала по мерзлоте водоупору.

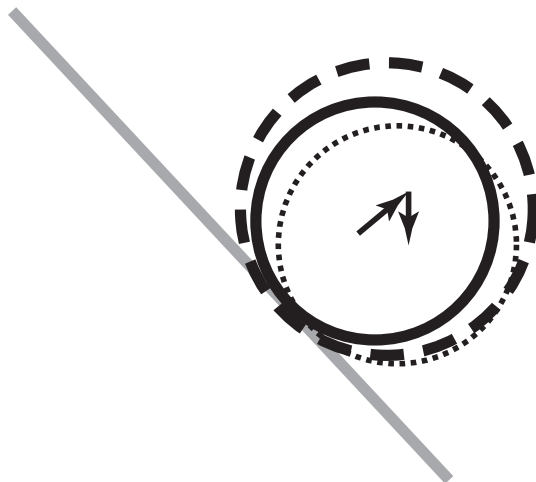


Рис. 10.10. Схема развития крипа: начальное положение (жирная черная линия), увеличение в объеме (жирная пунктирная линия), уменьшение объема (тонкая пунктирная линия), движение центра тяжести (стрелки)

Различают **медленную** (от несколько сантиметров до метров в год) и **быструю** (до 1 м/ч) солифлюкцию (гелифлюкцию). Быстрая солифлюкция формирует наледы, в форме язычков, занимающих самые пониженные участки склонов (**фото 10.8**). Медленная солифлюкция захватывает обширные площади, а быстрая, наоборот, локализована. Медленную солифлюкцию называют **закрытой солифлюкцией**, так как она наблюдается в условиях сохранения растительного покрова. Например, скорость смещения (за летний сезон) пылеватых суглинков при крутизне склонов до 15° составляет 2–10 см/год. Солифлюкция (гелифлюкция) начинается с началом протаивания отложений на склонах крутизной всего $2\text{--}3^\circ$, при большей крутизне склонов скорость движения увеличивается и солифлюкция может перейти в **спływ** (**фото 10.11**) или **грязевый поток**. Передвижение материала при солифлюкции происходит неравномерно, в зависимости от состава отложений: мелкий материал передвигается быстрее вместе с влагой, а грубый отстает, задерживаясь на месте до момента своего протаивания в нижней части. За быстрыми смещениями следует период восстановления структурных связей, а время между двумя фазами движения изменяется от 10–12 часов до нескольких суток (Шестернев, 2005). В растительном покрове хотя и образуются разрывы, но в целом покров сохраняет целостность. При этом на склонах образуются **солифлюкционные террасы, покровы, «языки», гряды, полосы, нагорные террасы**. На склонах в низинных тундрах в комплексе с солифлюкцией развивается делювиальный смыв. К числу характерных эрозионно-солифлюкционных форм относятся **делли** – неглубокие ориентированные вдоль склонов борозды и ложбины. Делли создают особый веерообразный рисунок на склонах. Ширина деллей разнообразна и колеблется от 5 до 30 м, расстояние между ними – от 10 до 60 м. Глубина вреза деллей составляет в среднем 1–2 м, достигая 2–3 м в нижних частях склонов. Дно ложбин покрыто влаголюбивой растительностью или заболочено.



Фото 10.8. Быстрая солифлюкция с нарушением растительного покрова, п. Ямал

На Ямале солифлюкция развивается на склонах крутизной $5\text{--}20^\circ$ при мощности талого слоя $0,4\text{--}1,0$ м (рис. 10.6).



Рис. 10.11. Схема распространения солифлюкции на севере Западно-Сибирской плиты, области: 1 – быстрой солифлюкции (оплывины, ложбины) в местах развития термоэрозии на склонах крутизной более $15\text{--}20^\circ$; 2 – медленной солифлюкции (солифлюкционные террасы, потоки, валы, гряды, покровы) на склонах крутизной $3\text{--}40^\circ$; 3 – умеренного проявления медленной солифлюкции (солифлюкционные террасы, валы, гряды, покровы) на склонах крутизной $5\text{--}20^\circ$; 4 – слабого развития солифлюкции

Солифлюкционные формы микрорельефа представлены мелкими террасами (фото 10.9) и конусами выноса, образующими в нижних частях склонов уступы и валы. Для Воркутинского района описаны склоны крутизной около 30° , покрытые ступенями шириной $0,5\text{--}0,75$ м. Природные условия южной тундры менее благоприятны для развития солифлюкции, что объясняется большей закрытостью территории растительностью и большой глубиной сезонного оттаивания пород.

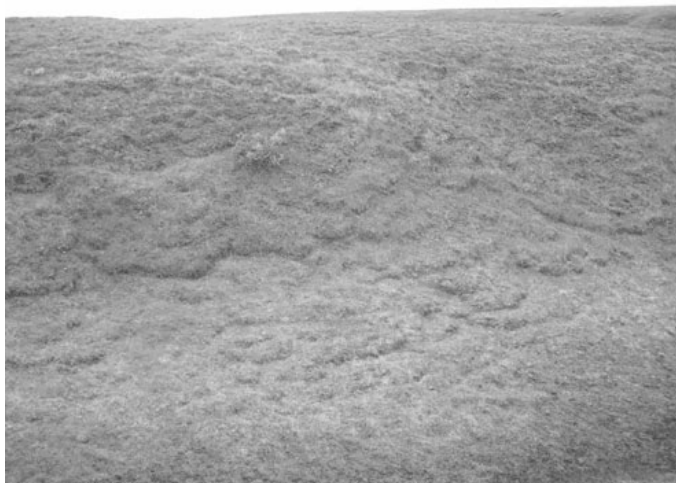


Фото 10.9. Солифлюкционные формы микрорельефа – мелкие террасы, п. Ямал

Солифлюкция типична для территорий с возвышенным и расчлененным рельефом. В низкогорных и среднегорных районах Таймыра она развита широко. Малая глубина протаивания, не превышающая 0,8–1,0 м, и значительное увлажнение сезонно-талого слоя позволяют рыхлым продуктам выветривания двигаться по склонам крутизной до 3–4° (Попов, 1967). На левобережье Лены в районе кряжа Чекановского, где высоты достигают 450 м, солифлюкция создает покровы площадью до нескольких тысяч квадратных метров, потоки и террасы. В северной части Новой Земли в районе Русской Гавани, солифлюкционные процессы развиваются перед фронтами ледников и связаны с вытаиванием погребенного в морене льда. Имеются сведения о развитии солифлюкции на низменных Медвежьих островах, на мысе Шмидта, на склонах гор, окружающих Анадырскую низменность (Попов, 1967).

Грязевые потоки движутся быстрее, чем 1 м/ч, а иногда практически со скоростью водных потоков. Интенсивно развиваются грязевые потоки в переувлажненных глинистых породах (пылеватых суглинках и супесях) на относительно крутых (15–20°) склонах и в весеннее время. При неглубоком протаивании пород они могут наблюдаться и в течение всего лета. Для грязевых потоков характерно образование *конусов накопления* (выноса) в нижней части склона (**фото 10.10**).



Фото 10.10. Грязевой поток, п. Ямал



Фото 10.11. Сплыв – малая форма криогенного оползня, п. Ямал

Процессы оползания связаны, в случае **криогенных оползней**, с надмерзлотными водами, которые стимулируют отрыв и соскальзывание слоя пород и изменяют их свойства. В верхней части оползневого склона размещается стенка отрыва, или надоползневой уступ. На уступе параллельно ему развиваются системы трещин растяжения. Тело оползня бывает развито системой трещин в результате трения тела оползня при перемещении. Минеральная составляющая и грунтовые воды, образовавшиеся вследствие таяния, перемещаются в едином массиве, при этом сохраняется первичное строение тела криогенного оползня. На Ямале оползни захватывают верхние, средние, в меньшей степени нижние части склонов. Крутизна и протяженность оползневых склонов изменяются в широком диапазоне: крутизна – от 1 до 10°, длина – от 100 до 1500 м. Горизонтальные размеры криогенных оползней составляют от нескольких до сотен квадратных метров, мощность – от нескольких десятков сантиметров до 1,5 м. Так, на Яно-Омолойском междуречье за три года со склонов площадью 0,55 км² было снесено 2,25 млн м³ оттаявших пород (Соломатин и др., 1975).

Курумами (каменными потоками, каменными реками) называются медленно двигающиеся вниз по склонам потоки грубообломочного материала. Эти потоки могут быть локальными, линейными и площадными. Появление крупных обломков на поверхности связано с морозной сортировкой материала (Тюрин и др., 1982.). Курумы распространены в горных и холмистых районах, сложенных скальными породами, в том числе вне криолитозоны в области глубокого сезонного промерзания. Несколько отличаются курумы, приуроченные к зоне распространения мерзлоты. Здесь их движение обеспечивается слоем сезонно-протаивающего, состоящего из глинистых пород, материала, и гольцового льда («Природные опасности...», 2000). Движение каменного материала определяется двумя основными процессами: крипом и оползанием. Летом в результате таяния верхнего слоя мерзлого горизонта или гольцового льда формируется разжиженный обводненный слой, по которому происходит движение каменного материала за счет скольжения. Суммарные скорости движения по склону за счет этих двух процессов составляют 1–3 см/год, достигая 10 см/год («Природные опасности...», 2000). При крипе пространственное изменение положения каменного материала на склоне составляет доли сантиметров. В цикле нагревания и промерзания каменный материал движется по нормали к поверхности. При охлаждении и таянии скальные обломки опускаются вниз по вертикали, а вода выносится из зоны таяния, и общее движение приобретает горизонтальную составляющую. Вода и каменный материал движутся в одном направлении (вниз по склону), но с различными скоростями. Расстояние перемещения материала определяется размерами склона и иногда достигает сотен метров. Летом преобладает движение за счет скольжения по подошве слоя протаивания и оползания.

Термоабразией называют процесс разрушения берегов морей, озер и рек за счет сочетания теплового и механического воздействия воды на мерзлые породы и ее обрушения. Тепловое и механическое волноприбойное воздействие воды приводит к образованию ниши в основании берега, сложенного мерзлыми или оттаявшими породами. Затем подмытый массив, потеряв прочность, отрывается от коренного берега под действием гравитации и перемещается к подножью склона (рис. 10.12).

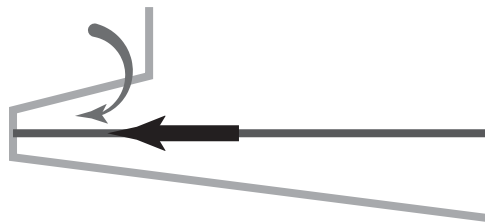


Рис. 10.12. Механизм разрушения берега термоабразией: тепловое и механическое воздействие воды на мерзлые породы, образование ниши, обрушение массива мерзлой породы

Скорость разрушения берега X (м/год) может быть найдена из следующего эмпирического выражения (Kobayashi, 1985):

$$X = CH^{3/4} (T_a - T_m),$$

где C – коэффициент (включающий теплоту фазовых переходов); H – высота волны, м; T_a – температура воды, °С; T_m – температура фазового перехода, °С.

Может наблюдаться и другой механизм термоабразии, при котором оттаявший материал на склоне сползает к подножию склона, где перерабатывается волнами (**фото 10.12**). В этом случае скорость термоабразии X (м/год) будет приблизительно определяться скоростью процесса оттаивания:

$$X = \lambda_{uf} \frac{T_s}{Q\xi} \tau_s,$$

где ξ – средняя глубина на склоне, м; Q – теплота фазовых переходов, дж/м³; λ_{uf} – теплопроводность оттаявших отложений, дж/(м·с·°С); T_s – температура воздуха в летний период, °С; τ_s – продолжительность летнего периода.

Средняя скорость отступления термоабразионных берегов колеблется от 2–4 до 6–7 м в год, достигая 10–15 м, а в отдельные годы скорость разрушения берегов достигает 20 м и более («Природные опасности...», 2000). Грунтовый материал перераспределяется водой в горизонтальном направлении, откладываясь в виде прибрежных аккумулятивных форм. Наибольшее развитие термоабразия получила на аккумулятивных приморских низменностях Якутии, а в пределах речных долин (**фото 10.13**) и межгорных впадин, где с поверхности залегают высокольдистые толщи отложений, включающие в себя системы как древних, так и современных повторно-жильных льдов. Согласно расчетам и натурным наблюдениям, скорость современной термоабразии на Яно-Индигирской и Колымской низменностях составляет 4–7 м/год (Григорьев, 1996).



Фото 10.12. Термоабразия берегов без образования ниши, п. Ямал



Фото 10.13. Термоабразия берега р. Алдан, Якутия

Термоабразионная переработка берегов Карского моря (Байдарацкая, Обская, Тазовская и Гыданская губы), несмотря на короткий летний период, проходит с весьма заметной скоростью. Практически постоянное волнение в 1–3 балла за один летний период приводит к тому, что многие участки побережья Ямала, Гыдана, Югорского и Тазовского полуостровов, сложенные

средне- и верхнечетвертичными льдистыми породами суглинисто-глинистого состава, размываются со средней скоростью 1–2 м в год («Экзогеодинамика...», 1987). При этом в позднечетвертичных супесчано-песчаных отложениях с высокой мезо- и макрольдистостью (до 70–80%), распространенных на побережье Восточного Ямала и Северного Гыдана, термоабразивная переработка происходит с большой скоростью – до 2–5 м в год, достигая в отдельные годы 10–15 м в год. Слабльдистые мерзлые породы, слагающие, например, западное побережье Тазовского п-ва, берега о. Колгуева, разрушаются по-иному. Лишенные заметных скоплений льда, породы береговых уступов подвергаются абразии – механическому разрушению морскими волнами, к которому они оказываются более устойчивыми. Скорость отступления берегов в таких случаях ниже и не превышает 0,1–0,3 м в год, например на западном побережье Тазовского п-ова («Экзодинамика...», 1986).

Термоабразивные берега имеют широкое распространение на островах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. На о. Бол. Ляховском они известны более 100 лет. Большая часть берегов этого острова термоабразивная (Романовский, 1993). На о. Мал. Ляховском восточные и юго-восточные берега активно разрушаются (Арэ, 1980). Изученность динамики береговой зоны морей Лаптевых и Восточно-Сибирского остается еще слабой. Различными методами исследовано около 600 км береговой линии. Это составляет 4% общей ее протяженности или 12% протяженности берегов, сложенных ледовым и термокарстовыми комплексами. Эпизодические разовые наблюдения были начаты в 1820–1860-х гг. на нескольких участках побережья Новосибирских островов. Средняя скорость отступления льдистых берегов в указанные годы и до начала XX в. была оценена в 2 м/год. В 1940-е – начале 1950-х гг. в связи с относительным потеплением климата Арктики береговые криогенные процессы на Новосибирских о-вах заметно активизировались. Средние темпы разрушения клифов высотой 6–40 м, сложенных ледовым и термокарстовым комплексами, изменялись от 1–1,5 до 5–6 м/год, достигая на о. Бол. Ляховский 4–10 м/год. С наибольшей активностью в это время разрушался о. Семеновский, скорость термоабразии его берегов составляла в среднем 17 м/год, но в отдельные годы достигала 30–55 м/год. Средняя скорость отступления изученных участков льдистых берегов Новосибирских о-вов достигала 4,3 м/год. Наиболее интенсивно (максимальные скорости в отдельные годы достигали 10–12 м/год) разрушались южные льдистые берега о. Бол. Ляховский. Однако во второй половине XX в. скорость термоабразии здесь заметно снизилась и в конце столетия составила 0,8–0,78 м/год, в среднем 4,6 м/год. В 1940–1970-х гг. в Арктике отмечалось похолодание климата. На изученных участках материкового побережья моря Лаптевых от Анабаро-Оленекского берега до м. Святой Нос клифы северных экспозиций разрушались в это время со средней скоростью 2–4 м/год, южных и восточных – 0,5–6 м/год, западных – 3–7 м/год. Средний темп термоабразии льдистых берегов восточной экспозиции Восточно-Сибирского моря к западу от устья р. Колымы составлял 1,4 м/год. Клифы высотой 0,7–15 и 20–35 м отступали со скоростью 1,4–1,7 и 0,6–3,0 м/год соответственно. Максимальные темпы разрушения берегов наблюдались в 1940-х гг. и достигали 11–15 м/год (Григорьев, 1996). Средние в интервале с 1940-х по 1990-е гг. скорости термоабразии льдистых берегов с различными высотами, экспозицией и геокриологическим строением на ключевых участках моря Лаптевых составляли 1,2–7,0 м/год (в среднем 3,9 м/год). Примерно такие же темпы термоабразии – 1,0–7,2 м/год, в среднем 3,6 м/год, – в указанном интервале характерны для берегов Восточно-Сибирского моря. По данным Ф.Э. Арэ (1980), в течение второй половины XX в. среднемноголетняя скорость отступления южного берега о. Бол. Ляховский высотой 6–40 м составила 2,7 м/год, Оягосского берега пролива Д. Лаптева высотой 20–40 м – 3,8 м/год. Приведенные данные позволяют (с учетом тенденций снижения темпов термоабразии в последнее десятилетие) оценить среднемноголетнюю скорость разрушения термоабразии берегов за период с середины XX до начала 2000-х гг. на изученных участках развития ледового и термокарстового комплексов в целом. Для моря Лаптевых она составляет 3,8 м/год, для Восточно-Сибирского моря – 3,4 м/год. Среднемноголетний темп разрушения относительно протяженных участков бе-

регов восточных арктических морей изменяется от 0,02–0,05 м/год для литифицированных пород до 2–6 м/год для льдистых отложений, составляя в среднем 0,4–2,0 м/год. Максимальные скорости термоабразии достигают 13–15 м/год на участках развития ледового комплекса в отдельные годы (Григорьев, 1996).

Непосредственные наблюдения за разрушением 4-километрового участка западного берега Ямала проводились в районе полярной станции Марре-Сале. По данным этих наблюдений (Васильев, 2006), скорость термоабразии составляет в среднем 2 м/год. По динамическим признакам А.А. Васильев (2004) рассматривает на побережье Карского моря термоабразионные, стабильные и аккумулятивные берега. Он считает, что термоабразионные берега составляют около 25% от общей протяженности берегов Карского моря. Обобщение, выполненное А.А. Васильевым (2006) по оценке современного отступления термоабразионных берегов, показало, что в районе Марре-Сале с 1978 по 2003 г., за 25 лет, максимальное отступление берега составило 68 м, минимальное – 13 м, среднее – 42,2 м, причем такие средние скорости отмечены и для второй, и для третьей террас. Интересно, что во времени в связи с климатической изменчивостью и изменением морской гидродинамики отмечается изменение средней скорости отступления берега, у Марре-Сале средняя скорость составила 1,7 м/год, максимальная наблюдалась в 1989–1990 гг. – до 3,3 м/год, а минимальная в 1999 г. не превышала 0,5 м/год. Повышение летней температуры воздуха, приводящее к увеличению продолжительности безледного периода, является важнейшим фактором увеличения скорости морской термоабразии. Согласно режимным наблюдениям Ф.Э. Арэ, М.Н. Григорьева, А.И. Фаргышева, повышение средней летней температуры воздуха на 1°С увеличивает скорость термоабразии на 1,9–3,1 м/год (Васильев, 2006).

§ 8. Закономерности и прогнозирование разрушения берегов морей, озер, водохранилищ процессами термоденудации и термоабразии

Берега морей, озер и искусственных водохранилищ в криолитозоне подвергаются воздействию двух основных процессов: **термоденудации** – движения (сползания, сплывания, стекания) вниз по склону пород, оттаивающих под влиянием солнечной радиации, тепла воздуха и летних атмосферных осадков, и **термоабразии** – разрушения берегов под тепловым и механическим воздействием волн и прибрежных течений. Совместное влияние этих процессов может приводить к отступанию берегов со скоростью 1–2 м/год и более. Роль каждого из процессов зависит от высоты склона: чем он выше относительно предела заплеска волн, тем значительнее «удельное» влияние термоденудации.

Термоабразия берегов происходит в результате размыва подводного берегового склона. У основания берегового уступа формируется термоабразионная ниша размыва, благодаря которой происходит обрушение глыб мерзлых пород. Обвалившиеся глыбы размываются волнами и прибрежными течениями, что на время предохраняет берег от подмыва. После размыва и удаления дисперсного материала с пляжа начинается формирование новой ниши. Ф.Э. Арэ (1980) на основе многолетних наблюдений установил, что скорость термоабразии морских берегов зависит от температуры и солёности воды, соотношения объема наносов, поступающих на подводный склон, и объема размываемых мерзлых отложений, тепловой осадки оттаивающих пород, приводящей к углублению подводной части берега и к увеличению энергии волнения. Очевидно, что чем интенсивнее и продолжительнее волновое воздействие, тем быстрее происходит размыв оттаивающей породы и тем меньше по мощности сохраняется талый слой, перекрывающий мерзлые породы и предохраняющий их от теплового и механического воздействия воды. Наиболее быстро процесс идет при высоком стоянии воды и сильном волнении, что наблюдается во время штормов при нагонных ветрах. На небольших озерах со слабыми волновыми процессами активность размыва берегов относительно невелика.

Масштабы размываемости берегов морей, озер, водохранилищ зависят не только от энергии водных масс, но в неменьшей степени от состава и льдистости отложений на береговых

склонах (см. **фото** 10.14, 10.15), механических и фильтрационных свойств пород при оттаивании, морфологии береговой линии, климатических условий, ледового режима водоема. Эти зависимости изучены на качественном уровне и позволяют давать сравнительную оценку устойчивости береговых склонов. Например, типизация берегов в соответствии с классификацией мерзлых пород по размываемости (**табл.** 10.19) может быть использована для оценки их потенциальной устойчивости или интенсивности размыва при прочих равных условиях. Если по всем перечисленным характеристикам провести разделение береговых массивов, то для каждого вида массива можно описать физическую модель процессов термоденудации и термоабразии в конкретных условиях и выбрать соответствующую расчетную схему для прогноза скорости разрушения берега (скорости отступления бровки уступа).

Таблица 10.19

Классификация мерзлых дисперсных пород по категории размываемости (Э.Д. Ершов, 2002)				
Характеристика пород		Коэффициент размываемости $k \cdot 10^{-4}$, Дж/м ²	Категория размываемости пород	Характеристика интенсивности размыва
геолого-генетические типы отложений	состав и криогенное строение			
Сингенетические аллювиальные	Глинистые породы с атакситовой криотекстурой	Менее 0,1	I	Катастрофическая размываемость
Син- и эпигенетические морские, лагунно-морские, аллювиальные	Пески с массивной и слоистой криотекстурой	0,1–3	II	
	Илы с массивной, слоистой и сетчатой криотекстурами, глинистые породы с сетчатой криотекстурой (размер минеральных агрегатов – менее 3 см, размер ледяных шпиров – в среднем 0,1–0,3 см)	3–10	III	Быстро размываемые
Сингенетические морские, лагунно-морские, аллювиальные; эпигенетические озерные, лагунно-морские, ледниково-морские	Глинистые породы со слоистой и неполно-сетчатой криотекстурой, (размер минеральных прослоев агрегатов – менее 3 см, размер ледяных шпиров – 0,1–0,3 см)	10–30	IV	
Эпигенетические морские, лагунно-морские, озерные, водно-ледниковые, ледниковые	Глинистые породы со слоистой, неполносетчатой и сетчатой криотекстурами (размер минеральных прослоев и агрегатов – более 3 см и размер ледяных шпиров – в среднем 0,5–2 см); глинистые породы с массивной криотекстурой	Более 30	V	Быстро и относительно медленно-размываемые
Эпи- и сингенетические болотные и озерно-болотные	Торф слабой и средней степени разложения с массивной и слоистой криотекстурой	Более 50	VI	Медленно размываемые
Эпигенетические водно-ледниковые; эпи- и сингенетические аллювиальные, пролювиальные	Крупнообломочные породы с дисперсным заполнителем, имеющим массивную криотекстуру	Более 100	VII	

Рассмотрим пример такого подхода. В процессе геокриологической съемки были обследованы берега крупного термокарстового озера, расположенного на древней озерно-аллювиальной равнине. По морфологии они подразделяются на береговые уступы северной экспозиции высотой до 3 м и относительно пологие склоны (7–10°) южных румбов. В уступах

обнажаются повторно-жильные льды и вмещающие их горизонтально-слоистые пылеватые супеси и суглинки с тонкослоистой криогенной текстурой. Пологие склоны сложены теми же по составу породами, но с меньшей льдистостью, с неполносетчатой криотекстурой, без повторно-жильных льдов. По размываемости породы отличаются: в уступах их коэффициент размываемости не превышает $0,1 \cdot 10^4$ Дж/м², а на пологих склонах изменяется в пределах $3 \cdot 10^4 - 10 \cdot 10^4$ Дж/м², т.е. по этому показателю можно сделать вывод о возможной большой скорости отступления северного берегового уступа. Об этом свидетельствуют прослеживаемые здесь волноприбойные ниши и отдельные «останцы» мерзлых пород вблизи уреза. На пологом берегу местами встречаются небольшие (денудированные) байджерахи, склоны покрыты солифлюкционно-делювиальными отложениями мощностью от 0,5 до 2–3 м. В целом по внешним признакам и мощности накопившихся в основании склона продуктов термоденудации (до 3 м) можно предположить, что в прошлом южные берега могли быть отвесными, но они подверглись значительно большей переработке, чем северные, и в настоящее время находятся в относительно устойчивом состоянии.

Прогнозную оценку изменения северного берегового уступа озера, где обнажаются сильно-льdistые породы и повторно-жильные льды, можно осуществить, разделив задачу на две: определить разрушение берега под влиянием термоденудации и под влиянием термоабразии. Климатические условия района характеризуются среднегодовой температурой воздуха $t_b = -14^\circ\text{C}$, амплитудой годовых колебаний температуры $A_b = 21^\circ\text{C}$ (физическая величина). Среднелетняя температура воздуха $t_n = 5,6^\circ\text{C}$, продолжительность теплого периода составляет три месяца ($\tau_n = 2160$ ч).

Определить скорость отступления берегового уступа можно двумя способами. Первый предполагает равенство скорости отступления берега вглубь массива и мощности оттаивающих пород на уступе. Такое предположение допустимо, если оттаивающие породы стекают по мерзлому уступу и не накапливаются у его основания, а размываются и выносятся волноприбойными течениями. Эта ситуация реальна в данном случае, так как в разрезе обнажаются повторно-жильные льды и суммарная объемная льдистость пород (i) в уступе близка к 0,8. При оттаивании породы приобретают текучую консистенцию. По мере оттаивания они сразу стекают вниз, и мерзлый (ледяной) уступ остается открытым в течение всего летнего периода. Если известен коэффициент теплообмена на поверхности α , то мощность оттаивающих пород или льда (h , м) может быть определена по формуле:

$$h = \frac{\alpha \cdot t_n \cdot n \cdot \tau_n}{Q_\phi},$$

где n – поправочный коэффициент, выражающий относительную продолжительность периода с открытой поверхностью льда или сильнольdistых пород на обрыве, д.ед. (за единицу принимается продолжительность теплого времени года); Q_ϕ – теплота фазового перехода воды в оттаивающем слое пород. Натурными наблюдениями установлено, что в зависимости от льдистости пород n может изменяться от 0,5 до 1. Чем больше льдистость, тем значение этого поправочного коэффициента ближе к 1, при $i > 0,8$, $n \approx 1$. В соответствии с нашими условиями при $\alpha = 11$ Вт/м²·К и $Q_\phi = 64\,000$ Вт·ч/м³ мощность оттаявшего слоя за один сезон равна:

$$h = \frac{11 \cdot 5,6 \cdot 1 \cdot 2160}{64000} \approx 2,1 \text{ м.}$$

Следовательно, за один год под влиянием термоденудации береговой уступ может отступить вглубь массива на 2,1 м.

Для расчета скорости отступления берегового уступа, сложенного льдом, Ф.Э. Арэ (1980) предложил использовать эмпирически установленную прямолинейную зависимость величины стаивания льда от годовой суммы положительных средних за сутки температур воздуха (αt_p):

$$h = k \cdot \Omega_{\text{л.сут}}, \quad \Omega_{\text{л.сут}} = t_{\text{л}} \tau_{\text{сут}},$$

где k – коэффициент, выражающий величину стаивания льда на 1°C .

В Центральной Якутии по результатам специальных режимных наблюдений величина k колеблется от 3,6 до 4,9 мм/ $^\circ\text{C}$. Если в нашем случае в расчет принять максимальное значение k , то величина стаивания за теплую часть года составит: $h = 4,9 \cdot 5,6 \cdot 90 = 2469,6$ мм, или около $\sim 2,5$ м в год. Полученное значение величины стаивания ледяного уступа близко к величине оттаивания сильнольдистой породы, найденной выше.

Таким образом, приближенные расчеты позволяют определить порядок величин отступления бровки берега под влиянием термоденудации. В данном случае они составляют 2,1–2,5 м в год. Результаты согласуются с данными натурных наблюдений (Арэ, 1980).

Для оценки термоабразионного разрушения береговых уступов существует ряд эмпирических уравнений. Ф.Э. Арэ предложил определять скорость термоабразии на основе расчета предельной глубины волноприбойной ниши ($I_{\text{п}}$), формирующейся (по данным наблюдений) в течение 2–3 лет, по следующей формуле:

$$I_{\text{п}} = \sqrt{h \cdot \sigma_c \cdot \sigma_p / (\gamma (\sigma_c + \sigma_p))};$$

где h – высота берегового уступа, см; σ_c – предел длительной прочности мерзлой породы на сжатие, кг/см 2 ; σ_p – предел длительной прочности мерзлой породы на растяжение, кг/см 2 ; γ – объемный вес породы, кг/см 3 .

Мерзлые сильнольдистые ($i > 0,6$) супесчано-суглинистые отложения, обнажающиеся в береговом уступе высотой 3 м, характеризуются следующими показателями свойств: $\gamma = 0,0013$ кг/см 3 ; $\sigma_c = 2,8$ кг/см 2 и $\sigma_p = 0,65$ кг/см 2 при температуре размываемой породы $t = -4^\circ\text{C}$, а при температуре -2°C $\sigma_c = 1,4$ кг/см 2 , $\sigma_p = 0,35$ кг/см 2 . Подставляя эти данные в уравнение, получаем, что предельная глубина ниши в первом случае 3,5 м, а при более высокой температуре пород уменьшается до 2,5 м (1,8 м при $t = -1^\circ\text{C}$). Формирование предельной волноприбойной ниши за 2–3 года при относительно однородном по простиранию составе отложений приводит к обрушению уступа соответствующего размера.

Скорость оттаивания берегового уступа под влиянием термоабразии может зависеть от содержащихся в мерзлых толщах повторно-жильных льдов. Натурные данные Ф.Э. Арэ показывают, что на уступах высотой более 5 м размеры обрушающихся блоков пород могут согласоваться с размерами полигональной решетки.

Для оценки динамики берегов крупных термокарстовых озер Ю.Л. Шуром (1977) были получены эмпирические уравнения, в которых отступление берега определяется в зависимости от соотношения скорости оттаивания пород и скорости их смыва. Предложены следующие варианты режима смыва: 1) смыв идет с постоянной скоростью; 2) толщина удаляемого слоя пропорциональна глубине оттаивания пород; 3) над мерзлой толщей сохраняется слой оттаявшей породы постоянной мощности; 4) слой оттаявшей породы достигает некоторой «предельной» толщины и удаляется полностью. Для решения прогнозных задач с использованием этих уравнений требуются данные полевых наблюдений.

Оценка скорости отступления берегового уступа термокарстового озера (Пример 49)

В подмываемом береговом склоне крупного термокарстового озера высотой 2,5–3,0 м обнажается слоистая супесчано-суглинистая толща мерзлых пород со средней объемной льди-

стостью 0,6, и, следовательно, с теплотой фазового перехода льда при оттаивании 1 м^3 равной $48\,000 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3$ коэффициент теплопроводности талой породы составляет $1 \text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{К}$.

Климатические условия характеризуются: среднегодовая температура воздуха – 14°C , амплитуда годовых колебаний температуры воздуха равна 21°C , среднелетняя температура достигает $5,5^\circ\text{C}$ и в течение июня, июля и августа среднемесячная температура составляет соответственно $3,8$, $8,5$ и $4,3^\circ\text{C}$. В летний период льдонасыщенные породы при оттаивании характеризуются высокой посткриогенной пористостью, водонасыщенностью и малыми силами сцепления между частицами. Поэтому в процессе оттаивания они не удерживаются на склоне и сплывают (сползают) к подножью. Затем они размываются волнами. Для такого случая можно приближенно оценить максимальное отступление берегового уступа ($h_{\text{отст}}$) под влиянием термоабразии в течение одного летнего сезона, используя следующее уравнение Ю.А. Шура (1977):

$$h = \sqrt{2\lambda_T \cdot t_B \cdot \tau / [Q_\phi(1 - \Delta)]}$$

где рассчитывается отступление берега h к концу каждого летнего месяца; λ_T – коэффициент температуропроводности; $\Delta \xi_{\text{спл}}/\xi_{\text{от}}$ ($\xi_{\text{спл}}$ – толщина сползающего слоя, $\xi_{\text{от}}$ – глубина оттаивания пород к концу каждого месяца, м); τ – продолжительность одного месяца, час (720); t – среднемесячная температура воздуха, $^\circ\text{C}$; Q_ϕ – теплота фазового перехода льда при оттаивании.

Глубину оттаивания можно определить, используя уравнение Стефана

$$\xi_{\text{от}} = \sqrt{\frac{2\lambda\pi}{Q_\phi}}$$

принимая, что на поверхности находятся мерзлые породы, не перекрытые талым слоем (или талый слой имеет мощность не более $0,1$ м и удерживается на склоне кратковременно). В этом случае мощность оттаявших пород составит: в июне – $0,3$ м, в июле – $0,5$ м, в августе – $0,4$ м. Из-за отсутствия натуральных данных толщину слоя оттаивающих и сползающих по склону пород приближенно для решения задачи оцениваем исходя из следующих соображений. Во-первых, принимается, что весь слой сезонного оттаивания представлен суглинком с объемной льдистостью, равной $0,6$ д.ед. Во-вторых, толщина сползающего слоя изменяется от месяца к месяцу пропорционально глубине оттаивания. В-третьих, допускается, что в июне оттаивание сопровождается одновременным полным удалением талой породы. В июле, когда темп оттаивания увеличивается под влиянием значительного повышения температуры на поверхности, можно предположить, что не весь оттаявший слой сползает, а частично задерживается над мерзлыми породами вследствие дренирования и уплотнения. В августе мощность сползающего слоя (при продолжающемся, но относительно медленном оттаивании) очевидно определяется касательными силами, превышающими длительную прочность оттаивающих пород. Этот слой можно соотнести с понятием «критический слой», способный удерживаться на склоне, по Л.Ю. Шуру. При увеличении толщины слоя оттаивания более «критического» происходит сползание всего талого слоя одновременно. Ориентируясь на сказанное, принимаем, что мощность сползаемого слоя в июне равна $0,1$ м, в июле – $0,3$ м, в августе – $0,2$ м. Тогда получаем:

$$\text{в июне: } \Delta = \frac{0,1}{0,3} = 0,3; h_{\text{отст}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1 \cdot 720 \cdot 3,8}{48000 \cdot (1 - 0,3)}} = 0,4 \text{ м};$$

$$\text{в июле: } \Delta = \frac{0,3}{0,5} = 0,6; h_{\text{отст}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1 \cdot 720 \cdot 8,5}{48000 \cdot (1 - 0,6)}} = 0,6 \text{ м};$$

$$\text{в августе: } \Delta = \frac{0,2}{0,4} = 0,5; h_{\text{отст}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 1 \cdot 720 \cdot 4,3}{48000 \cdot (1 - 0,5)}} = 0,5 \text{ м}.$$

Суммарная величина отступления бровки склона $h_{\text{отст}} = 0,4 + 0,6 + 0,5 = 1,5$ м. Развитие процесса в последующие годы будет зависеть (помимо рассмотренных факторов и условий) от переработки сползших масс пород в основании склона волнами и нагонными течениями.

В том случае, когда на склоне над кровлей ММТ в течение всего лета сохраняется часть сезонно-талого слоя постоянной мощности ($\xi_{\text{пост}}$), а часть слоя талой породы, сползающей по склону, суммарно соответствует приращению глубины сезонного оттаивания за тот же отрезок времени, величину отступления бровки склона можно ориентировочно определить по формуле:

$$h = \lambda_{\text{T}} t_{\text{п}} \tau / Q_{\text{ф}} \cdot \xi_{\text{пост}},$$

в которой $t_{\text{п}}$ следует принять равной среднелетнему значению (в нашем случае $t_{\text{п}} = 5,5^{\circ}\text{C}$), τ – равное продолжительности лета (720 час \times 3 = 2 160 час), а $\xi_{\text{пост}} = 0,2$ м, то получим:

$$h = 1 \cdot 5,5 \cdot 2166 / 48000 \cdot 0,2 \approx 1,2 \text{ м},$$

что удовлетворительно согласуется с величиной отступления бровки берегового уступа, полученной в предыдущем случае (особенно учитывая приближенный характер расчетных характеристик, определяемых точно и эпизодически по полевым наблюдениям).

В целом интенсивность процессов термоабразии определяется условиями залегания многолетнемерзлых толщ, их льдистостью и криогенными текстурами, характером и режимом водоемов (волнения, прибрежные течения), климатическими особенностями (направление господствующих ветров, характер летних осадков и снеготранспортируемость, континентальность климата), экспозицией берегов. Большое значение имеют размеры ледяных жил и размеры решетки этих льдов. При больших размерах полигонов (20–30 м) при вытаивании сравнительно небольших ледяных жил образуются отвесные «башни», которые при подмыве основания склона и образовании ниш рушатся и размываются водой. При неравномерной льдистости верхней и нижней частей обрыва внизу могут образовываться пологие откосы «термотеррасы», и если деятельность волноприбойного фактора здесь не интенсивна, то процесс термоабразии может затухать. При относительно небольшой льдистости грунтов между ледяными жилами в результате их вытаивания образуются байджерахи, которые, разрушаясь, принимают конусовидные формы (см. **фото** 10.16). В случае если термоабразией вскрыта ледяная жила, залегающая параллельно обрыву, то последний имеет вид сплошной ледяной стены.

Термоабразия берегов термокарстовых озер в отличие от термоабразии морских берегов характеризуется тем, что действие волноприбойного фактора резко снижается и преобладает перенос оттаявшего материала в глубь озер за счет оползания (сплыва) рыхлого материала по поверхности пологих склонов дна озера, а также потоков дождевой воды и в половодье (см. **фото** 10.17). Характерной особенностью развития термокарстовых озер на севере и северо-востоке страны является одновременное вытаивание и образование вновь сингенетических повторно-жилных льдов. В процессе вытаивания льдов образуются термокарстовые озера. Вблизи берегов этих озер за счет сползания оттаявших на береговых склонах грунтов образуются отмели, которые при последующем высыхании озера выходят на поверхность и начинают промерзать. В период пойменного режима этих озер на отмелях идет отложение осадков, которые подвергаются сингенетическому промерзанию, морозобойному растрескиванию и образованию в них ледяных жил. Таким образом, в одной части аласных озер отмечается процесс термоабразии и расширение озера, в другой, противоположной, идет процесс накопления осадков и образование сингенетических многолетнемерзлых толщ. Термоабразия отмечается на берегах южной экспозиции и на наветренных склонах, где наиболее интенсивно проявляется действие волноприбойного фактора. Образование многолетнемерзлых толщ и наступление берега отмечается на противоположной стороне. В результате отмеченных процессов наблюдается миграция аласных термокарстовых озер.

Это явление имеет большое значение при оценке мерзлотных условий, в частности при составлении прогноза термоабразии в районах освоения. Основой такого прогноза является изучение распространения геолого-генетических комплексов пород и типов мерзлых толщ, их температурного режима, льдистости и условий залегания повторно-жильных льдов. Значение при изучении динамики термокарстовых озер, процессов термоабразии их берегов имеет вопрос использования их в сельскохозяйственных целях. В связи с тем, что в пределах таликов на дне аласных котловин формируется температурный режим грунтов, отличный от берегового массива, по мере выхода озерного дна на поверхность температура пород на этих участках определенное время держится в области положительных значений. В вегетационный период почвенный климат оказывается благоприятным для произрастания сельскохозяйственных культур даже в условиях Крайнего Севера и Заполярья. Поэтому при решении народнохозяйственных задач необходим прогноз переработки берегов, динамики осушения болот и озер, изменения влажностного и температурного режимов донных отложений и на основе этого разработка приемов управления и регулирования мерзлотным процессом в целях регулирования почвенного климата для нужд сельского хозяйства.

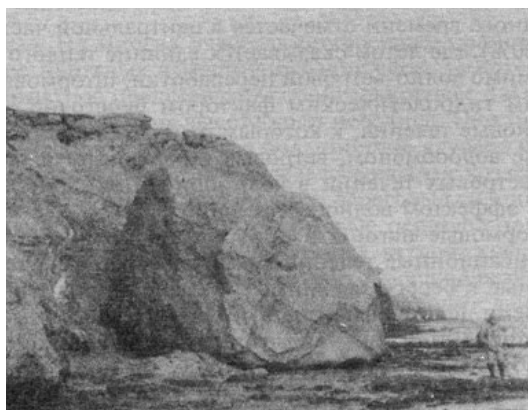


Фото 10.14. Активно разрушаемый морской термоабразионный берег, сложенный мерзлыми рыхлыми породами. Фото И.Д. Данилова

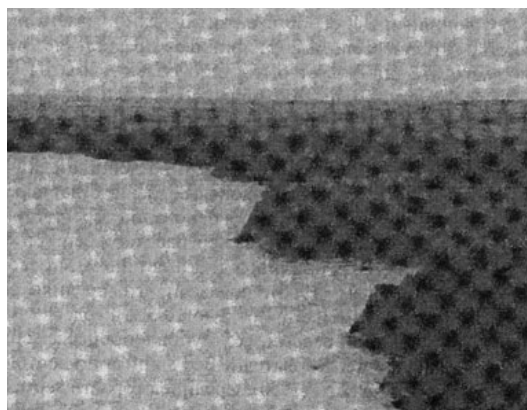


Фото 10.15. Термоабразионный берег термокарстового озера, сложенный мерзлым торфом



Фото 10.16. Байджерахи на склоне обнажения Мус-Хая на р. Яне

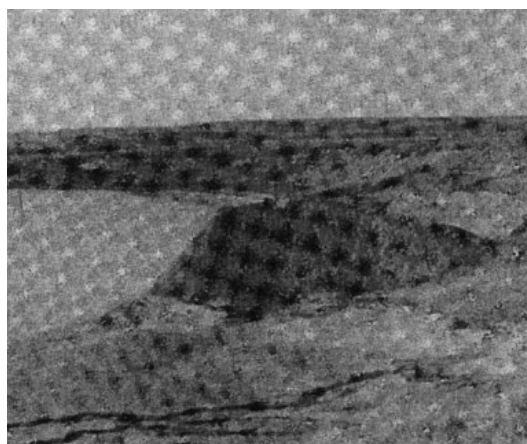


Фото 10.17. Термоабразионный берег термокарстового озера, сложенный мерзлыми рыхлыми породами

Прогноз термоденудации и термоабразии на береговых склонах представляет собой сложную задачу в связи с многофакторностью процессов. Дать оценку можно, применяя комплексную методику, включающую типизацию берегов по факторам и условиям развития процессов, изучение свойств мерзлых и оттаивающих пород, проведение режимных наблюдений с привлечением дистанционных методов, описание физической модели процесса, соответствующей типу берега, и выбор адекватного уравнения.

§ 9. Закономерности развития и прогнозирование термоэрозии

Термоэрозия – часть процесса эрозии. Сложность ее природы обусловлена разнообразием изменяющихся условий взаимодействия временных водных потоков и мерзлых пород в криолитозоне (Ершов, 2002).

Зависимость размыва мерзлых дисперсных пород от оттаивания, при котором меняются их прочностные и фильтрационные свойства и, соответственно, устойчивость к размыву, обусловила выделение особого вида эрозионного процесса – термоэрозии. В настоящее время под этим термином понимается процесс разрушения мерзлых дисперсных пород за счет одновременного теплового и механического воздействия водных потоков, приводящих к их врезанию в мерзлый массив, образованию борозд, рытвин и промоин. В зависимости от соотношения скорости оттаивания пород и скорости их сноса водным потоком (Ершов, 2002) выделяются четыре типа размыва: мерзло-эрозионный, предельно-термоэрозионный, термоэрозионный и эрозионный (*табл.* 10.20). Предельно-термоэрозионный тип размыва характерен для начальной, активной стадии процесса и, как отмечает В.В. Ловчук (2005), наблюдается при врезании водотока в верховьях эрозионных промоин. Термоэрозионный тип преобладает в средней части размываемого склона, а эрозионный – в его нижней части. Динамическому равновесию профиля соответствует равенство приращения веса оттаявшей породы ($P_{\text{п}}$), выносимой водным потоком, и приращения нагрузки потока ($P_{\text{п}}$): ($dP_{\text{п}} = dP_{\text{п}}$). Соотношение этих показателей определяет различия типов размыва: $dP_{\text{п}} = dP_{\text{п}}$ для предельно-термоэрозионного; $dP_{\text{п}} > dP_{\text{п}}$ для термоэрозионного и $dP_{\text{п}} < dP_{\text{п}}$ для эрозионного.

Таблица 10.20

Классификация типов размыва по характеру взаимодействия водного потока с породой (Э.Д. Ершов, 2002)

Тип размыва	Состояние размываемой породы	Основной фактор размыва	Характер взаимодействия водного потока с породой
Мерзлоэрозионный	Мерзлое	Механический	Размыв мерзлых пород, опережающий их оттаивание
Предельно-термоэрозионный	Оттаивающее	Тепловой	Оттаивание с «мгновенным» смывом частиц и агрегатов, размыв льда
Термоэрозионный	Оттаивающее	Механический	Опережающее оттаивание, размыв пород с нарушенными структурными связями
Эрозионный	Оттаявшее, талое	Механический	Глубокое опережающее оттаивание, размыв пород, восстановивших структурные связи

Интенсивность размыва по второму и третьему типам можно оценить, зная кинетическую ($E_{\text{к}}$), тепловую ($E_{\text{т}}$) энергии водного потока, показатели механической прочности оттаивающих и талых пород (k_1) и тепловую устойчивость мерзлых пород (k_2). По этим показателям разработана классификация дисперсных мерзлых пород по размываемости (*табл.* 10.21), в которой в обобщенном виде отражены зависимости термоэрозии от льдистости и криогенной текстуры мерзлых пород и от предельного напряжения сдвига (R) этих пород после оттаивания, которое определяет прочностной показатель размываемости ($k_{\text{пр}} = k_1$) в соответствии с уравнением: $k_{\text{пр}} = 10^7 \cdot R$, Дж/м².

Классификационная схема подразделения дисперсных мерзлых пород по размываемости

Тип размыва	Размываемость		Интенсивность размыва, $J \cdot 10^4$, м/с	Прочностной показатель размываемости, $k_{пр} \cdot 10^4$, Дж/м ²	Характеристика пород		
	категория	степень			оттаивающие и водонасыщенные	мерзлые	
						предельное напряжение сдвига, R , МПа	льдистость, i , %
Эрозионный	1	Слабая	< 0,1	> 30	> 0,03	Слабая < 25	Массивная
Термоэрозионный	2	Средняя	0,1–1	10–30	0,01–0,03	Средняя 2 5–50	Редкослоистая и крупносетчатая
	3	Быстрая		3–10	0,003–0,01		Среднеслоистая и среднесетчатая
Предельно-термоэрозионный	4	Повышенная	> 1	0,1–3	0,001–0,003	Сильная > 50	Тонкослоистая и мелкосетчатая
	5	Катастрофическая		< 0,1	< 0,001		Атакситовая

При предельно-термоэрозионном размыве интенсивность процесса в первую очередь определяется составом пород: в песчаных отложениях она почти на порядок превышает этот же процесс в суглинистых породах. Большое влияние на размываемость оттаивающих пород оказывает содержание растительных остатков и корней. В корнеобитаемом слое интенсивность размыва уменьшается не менее чем в два раза, в частично заторфованных – не менее чем в пять раз по сравнению с породами без растительных остатков и корней (см. *рис.* 10.13). Влияние кинетической энергии водного потока на интенсивность термоэрозии и эрозии в породах разного состава показано на *рис.* 10.14 из которого видно, что предельная интенсивность размыва песчаных пород наблюдается при значительно меньшей (в 4–8 раз) кинетической энергии, чем предельная интенсивность размыва суглинков. Формирование продольного термоэрозионного профиля, как показал В.В. Ловчук (2005), зависит от участия в термоэрозии других склоновых процессов. При их отсутствии (или слабой активности) продольный равновесный профиль термоэрозионной ложбины ($\text{tg } \beta$) определяется им из уравнения:

$$\text{tg } \beta = \frac{\rho_n \alpha (1 - W_{об}) (t_w - t_n) \pi h}{\rho_w k_w \sigma W_{об} B(L) (\zeta - E)}$$

где ρ_n, ρ_w – плотность породы и воды; $W_{об}$ – объемная льдистость породы; α – коэффициент теплообмена между грунтом и водой; t_w, t_n – температура воды и породы; k_w – коэффициент нагрузки водного потока; σ – теплота фазового перехода лед – вода; $B(L)$ – ширина элементарного водосборного бассейна водотока на расстоянии L от истока; ζ – количество атмосферных осадков; E – испарение с земной поверхности.

Профиль продольного равновесия при постоянном поступлении оттаявшей породы в водный поток определяется из выражения:

$$\text{tg } \beta = \frac{\rho_n \xi v'}{\rho_w k_w B(L) (\zeta - E)}$$

где ξ – толщина оттаявшего слоя породы; v' – скорость сноса пород склоновыми процессами (средняя по сечению оттаивающего слоя).

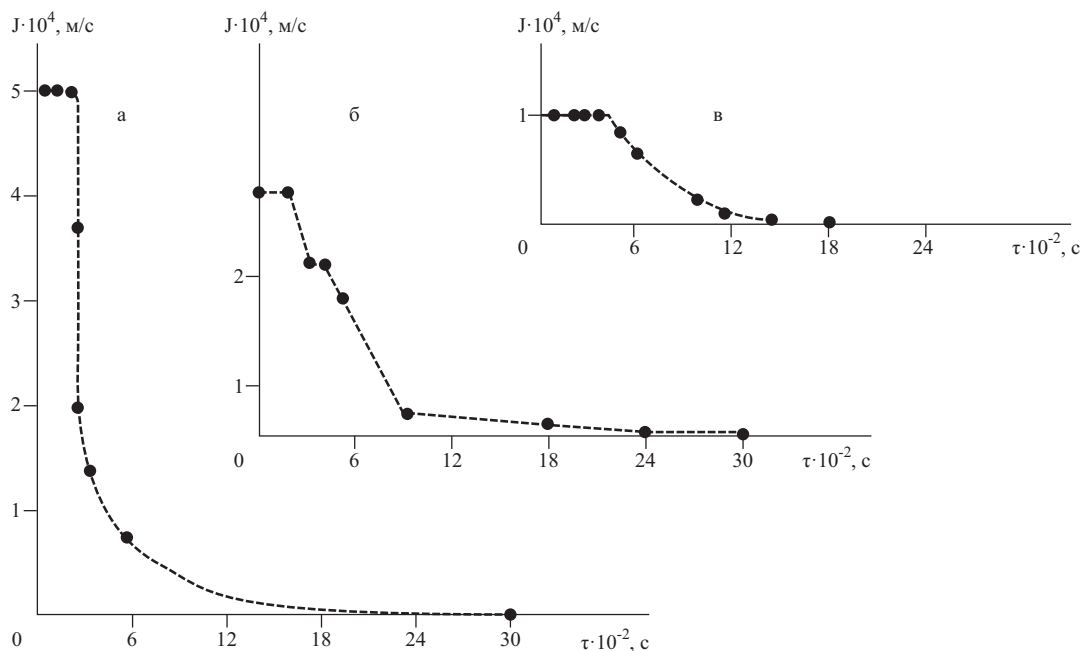


Рис. 10.13. Интенсивность термоэрозии на мелких пылеватых песках: **а** – без включения органики; **б** – с растительными остатками; **в** – заторфованных

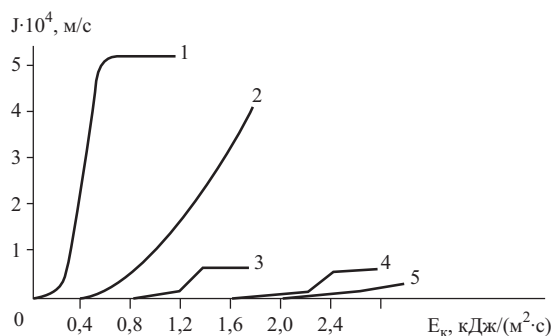


Рис. 10.14. Влияние кинетической энергии на интенсивность термоэрозии: **1** – пылеватый песок мерзлый; **2** – песок пылеватый талый; **3, 4** – суглинок мерзлый, текстура слоистая (**3**), массивная (**4**); **5** – суглинок талый

Закономерности развития овражной термоэрозии зависят от широтно-зональных и региональных природных факторов: климатического, ботанического, геологического, мерзлотного и геоморфологического, определяющих модуль стока дождевых вод, противозэрозийную стойкость размываемых пород, энергию водных потоков и комплекс парагенетических процессов, которые приводят к быстрой трансформации первичных врезов и их превращению в овраги. И это несмотря на то, что овражная термоэрозия имеет ярко выраженную специфику по сравнению с эрозией вне криолитозоны. Однако она развивается по тем же законам под влиянием не специфических факторов, свойственных районам распространения многолетнемерзлых пород (близкий водоупор – мерзлые породы, подземный лед, трещинообразование, размыв оттаивающей, легко разрушающейся породы), но и в зависимости от обычных факторов, действующих на любых территориях.

Климат – главный природный фактор, определяющий общий уровень активности овражной эрозии в различных регионах России. Для криолитозоны характерен низкий климатический уровень активности овражной эрозии, ограничивающий образование и рост оврагов, и обусловлен он наличием короткого теплого периода (2,5–3,5 месяца), когда возможно проявление термоэрозии, небольшим количеством жидких осадков (в 2–4,5 раза меньше, чем в средней полосе) при равномерном характере выпадания, практическим отсутствием ливней. Термоэрозия в период стока талых вод не отличается активностью, поскольку после схода снега почва некоторое время остается еще мерзлой и оттаивает медленно, так что холодные талые воды скатываются по склонам, не производя эродирующего воздействия на мерзлую поверхность. Температура воды временных водных потоков на 1–3°C ниже фоновых температур воздуха.

Растительный покров играет сдерживающую роль в развитии оврагов. Особенность растительного покрова криолитозоны заключается в преобладании редкостойных лесов, редколесья и тундры с напочвенным покровом из мхов и лишайников, водоудерживающая способность которых в несколько раз больше, чем у других покровов. Кроме того, мохово-лишайниковый напочвенный покров с развитым торфяным горизонтом играет важную теплоизолирующую роль, поскольку летом он быстро высыхает сверху и становится слаботеплопроводным, задерживая поступление в почву тепла. Пока нет нарушения сплошности лишайниково-мохового покрова, мерзлые породы в отношении развития оврагов безопасны. Снятие растительного покрова или нарушение его сплошности создает условия для свободного стока (в десятки раз большего по сравнению с соседними, ненарушенными участками) и увеличения скорости протаивания пород, что ведет к образованию и катастрофическому росту овражных систем в льдистых отложениях (фото 10.18).

Особенности состава, криогенного строения и свойств мерзлых пород определяют отличие процесса овражной термоэрозии от эрозии в других регионах. Если вне области многолетнемерзлых пород влияние геологического фактора оценивается дисперсностью пород и неотектоникой, то в районах с вечной мерзлотой решающее значение приобретают криогенная текстура пород, объемное содержание и тип подземного льда (жильный, пластовый, миграционный), которые существенным образом определяют размываемость отложений, как это было показано выше. Полевые наблюдения в генетически разнородных районах криолитозоны Европейского Севера, севера Западной Сибири, Яно-Индибирского региона и на равнинах Чукотки показали, что интенсивность термоэрозии и тип овражного расчленения (по форме, глубине и ветвистости оврагов) зависят от типа подземного льда и его объемного содержания в породе. Чем больше содержание льда в породе, тем активнее протекает процесс термоэрозии и сильнее опасность образования, роста и ветвления оврагов (фото 10.19).

Стимулирующее влияние вечной мерзлоты проявляется в наличии в понижениях рельефа вблизи поверхности земли (на глубине 0,4–1,5 м) надмерзлотного горизонта грунтовых вод, выходящих на склонах и поддерживающих питание водотоков на дне оврагов в сухое время года. Этот источник питания хотя и невелик, но постоянен и оказывает отепляющее воздействие на нижележащие породы, тем самым подготавливая почву для термоэрозии к моменту выпадения дождя. При вытаивании льда из мерзлых пород освобождается некоторое количество воды, которое идет на образование и пополнение водотоков в тальвеге. Важное значение имеют условия вытаивания погребенных или обнаженных льдов, определяющих водный расход, по величине которого установлено четыре типа вытаивания льда (л/с): кондуктивный (0,052), фильтрационный (0,083), термоденудационный (0,39) и субаквальный (3,3). Особенность вытаивания подземных льдов заключается в последовательном возникновении, смене и повторении вытаивания за счет воздействия водного потока и термоденудации на фоне вытаивания при кондуктивной теплопередаче и фильтрации надмерзлотных вод (Познанин, Баранов, 1999). На наклонных аллювиальных и древних озерно-аллювиальных равнинах, где развиты полигонально-жильные льды, вытаивание последних является причиной образования термоэрозионных промоин и оврагов. Протаивание и термоэрозия начинаются под влиянием таких причин,

как образование крупных трещин, понижение местного базиса эрозии, развитие солифлюкционных процессов, пожары

Рельеф является одним из главных условий оврагообразования, так как размывающая энергия потока находится в прямой зависимости от крутизны и длины склона, его формы. В.Л. Познаниным (1999) показано, что термоэрозионный экстремум возникает независимо от экспозиции склона при его крутизне более $4,5^\circ$, когда скорость эродирующих потоков намного превышает неразмывающую скорость, которой соответствуют уклоны около $1,5^\circ$. Однако эта закономерность нарушается, когда термоэрозия сопровождается другими процессами. Так, в районах Большеземельской тундры наблюдается преобладание боковой термоэрозии на склонах северной и северо-восточной экспозиции. Это связано с преобладанием южных и западных ветров в зимний период, способствующих формированию снежников на подветренных береговых склонах, а поздний их сход препятствует развитию растительности и закреплению склонов.



Фото 10.18. Образование термоэрозионных промоин после нарушения растительного покрова



Фото 10.19. Термоэрозионная промоина в сильнольдистых супесчано-песчаных отложениях

Комплекс парагенетических процессов по-разному влияет на термоэрозию. Так, гравитационные процессы с одной стороны являются источником насыщения водных потоков твердым материалом, а с другой – приводят к заторам в руслах, отжиманию потоков, активной подрезке и отседанию бортов, что вызывает быстрое расширение оврагов от 1–2 до 5–7 м за теплый сезон. Процессы осыпания и выдувания мелкозема в оврагах тесно связаны между собой благодаря тому, что условия для их проявления формирует термический фактор, который самостоятельно не изменяет морфологию оврагов. Осыпание и дефляция, действуя совместно в течение года с разной активностью, приводят к постоянному медленному отступанию верхних частей бортов со скоростью 2–7 см в год, что уменьшает крутизну бортов. На этом устойчивом денудационном фоне летом наблюдаются кратковременные вспышки активности развития оврагов при массовом проявлении обрушений, возникающих при выпадении дождей, особенно при активном врезании водных потоков в мерзлые массивы. Роль дождей особая – они исключают из геодинамического развития оврагов фоновые процессы осыпания и дефляции, но стимулируют гравитационные, а также флювиальные и инфильтрационные. Последние обуславливают широкий спектр явлений – от монолитных блоков талых пород, сползающих по мерзлому основанию, до жидких оползней – потоков.

Типы термоэрозионных оврагов. Можно выделить два типа оврагов: 1) термоэрозионные, которые образуются в мерзлой толще при наличии глубоких базисов эрозии; 2) эрозионно-термокарстовые, образующиеся в мерзлой толще с жильными льдами на плоских или слабонаклонных равнинах при малых базисах эрозии.

Термоэрозионные овраги образуются и развиваются по законам оврагообразования, присущим зонам, где глубинная эрозия превалирует над боковой и активны русловые процессы. Необходимые для этого условия – благоприятные сочетания глубины местных базисов эрозии (25–50 м), длины и крутизны склонов. Морфологически они сходны с оврагами, возникающими вне области вечной мерзлоты, но, как правило, они короче и мельче. Этот факт отмечал Т.Л. Певе для района Фербенкса на Аляске. Длина оврагов редко достигает 500 м, составляя, как правило, 200–250 м; глубина – от 8–12 до 20 м; поперечный профиль V-образный, переходящий по мере зарастания оврага в U-образный. В устье оврагов располагается четко выраженный слабовыпуклый конус выноса, прорезанный веером ручейков. Склоны оврагов активные, снос с них большой, но у основания отложения не задерживаются, так как уносятся водотоком.

Для оврагов этого типа характерны вершины, циркообразно расходящиеся от основного ствола и образующие в плане чашеобразно вогнутые амфитеатры, которые служат для окружающих междуречий водосборами. В привершинных трещинах и ложбинах все лето лежит снег, который, медленно подтаивая, пополняет водоток оврага. Размеры привершинных амфитеатров варьируют в больших пределах в зависимости от длины и глубины самих оврагов, крутизны склонов, которые они прорезают, льдистости и типа криогенной текстуры мерзлых пород, а также от соотношения эрозионных и склоновых процессов. Например, на территории Ямбургского газового месторождения размеры этих амфитеатров в поперечнике достигают 30–50 м. Крупные амфитеатры существуют как самостоятельные термоэрозионно-мерзлотные формы. Водоток в них небольшой, но в моменты выпадения затяжных дождей и в период весеннего половодья разрушительный.

Динамика овражно-термоэрозионного рельефа и попятный механизм термоэрозии характеризуется пятью стадиями развития. Первая – начальная – стадия имеет формы рельефа трещины-ложбины, приуроченные к привершинной части оврагов и склонов длиной 5–10 м, глубиной 0,5–1 и шириной днища до 0,3 м, с V-образным поперечным профилем и с параллельным уклону продольным профилем. Для нее характерно отсутствие растительности на склонах и в днище, оттаивание и оплывание пород на склонах и протаивание днища. Вторая стадия активного роста формирует крутостенные дельтовидные врезы, приуроченные к уступам террас, к склонам речных долин, балок, озерных побережий длиной 10–25 и глубиной 1,5–4 м. Занятые водотоком днища шириной 0,3–0,5 м отличаются неизменной формой поперечного профиля и крутопадающим продольным профилем без ступеней. Склоны врезов практически лишены растительности. Третья стадия характеризуется активным ростом вершин и замедленным в нижней части. Длина оврагов колеблется от 50 до 150 м, глубина возрастает до 10–12 м, а ширина днища – 1–1,5 м, причем оно занято руслом водотока. На этой стадии склоны оврага частично задернованы, и на них наблюдается проявление солифлюкции, оползания и образование трещин оседания у бровки. Отсутствие растительности в днище обуславливает развитие термоэрозии, вынос породы в верховьях и проявление слабой аккумуляции в низовьях, поперечный профиль V-образной формы, а продольный – крутопадающий со ступенями. Смещение уступов в руслах оврагов имеет закономерный характер: чем ближе к вершине оврага располагается уступ, тем быстрее он смещается. Такое смещение приводит к уменьшению уклонов русла между ними, падению скорости эродирующих потоков, их меандрированию и переотложению транспортируемых наносов на мерзлой разрушаемой поверхности и окончанию третьей стадии. Попятный механизм термоэрозии проявляется в существовании динамической устойчивости русловых уступов, их способности сохранять субвертикальную стенку (Познанин, 1999). Это особое свойство в развитии термоэрозионных форм указывает на существование саморегулирования процесса. Четвертая стадия замедленного роста и угасания характерна для зарастающих оврагов, склоны которых большей частью задернованы, а днище покрыто осокой. Крутостенные дельтовидные врезы приурочены к склонам междуречий и элементам мезорельефа. Длина зарастающих оврагов колеблется от 150 до 500 м при глубине 8–10 м, и, хотя ширина слабовыпуклого днища с ленточкой водотока достигает 5–10 м, на днище преобладает аккумуляция и наблюдается лишь

слабый вынос пород; поперечный профиль V-образной формы с выполаживающимся в средней и нижней частях продольного профиля. На этой стадии преобладают те же современные процессы на склонах, что и на третьей стадии развития, но активность ниже. Для пятой стадии полного угасания с участием обновленного активного роста характерна корытообразная форма балки с выположенным продольным профилем и молодыми донными врезами. Склоны балки задернованы на 80–90%, поэтому там проявляется слабая солифлюкция, образование трещин, термоэрозионных ложбин. Большая часть слабовыпуклого днища шириной 5–10 м с ручейками покрыта осокой, в нем наблюдается развитие термокарста и термоэрозии по донному врезу. Длина балок достигает 1000 м при глубине 6–8 м.

Если овражная термоэрозия вскрывает горизонт повторно-жильных льдов, то происходит саморазвитие оврага в связи с усилением процесса термокарста, независимо от количества выпавших осадков, многолетнего протаивания грунта, термопросадок, преобразования рельефа.

Термоэрозионные овраги встречаются в районах с разными мерзлотно-геологическими условиями, в дисперсных породах с разной криогенной текстурой, но характерны они для морских, возвышенных озерно-аллювиальных и предгорных равнин, испытывающих новейшие тектонические поднятия или сезонные колебания местного базиса эрозии. Эти овраги изучены на севере Западной Сибири и в низовьях Енисея, в прибрежной полосе средней Лены, Вилюя и на Яно-Индигирской низменности.

Эрозионно-термокарстовые овраги возникают на пологих склонах (до $1,5^\circ$) и плоских равнинах, при неглубоких базисах эрозии (менее 5–10 м) в мерзлых породах, содержащих полигонально-жильные льды. Эти овраги достигают 100–500 м в длину, а в плане у них щелевидный или канавообразный рисунок, нередко с коленчатыми изломами ствола. Разница в ширине между бровками оврагов в верхней и нижней частях незначительная; водоток узкий, постоянно действующий, питающийся за счет вытаивания жильного льда; уклон тальвега незаметный, вынос пород слабый. У основания склонов наблюдается осыпной грунт, для оврагов характерны V-образный поперечный профиль и небольшая ширина тальвега (не более 0,5–1 м).

Овраги этого типа возникают в дисперсных породах и в торфяниках, если в них содержатся полигонально-жильные льды, независимо от их генетического типа и мощности. Например, на п-ове Ямал и в районе Салехарда они встречаются на плоскобугристых торфяниках, пронизанных маломощными современными жилами льда, и имеют вид длинных слабоврезанных канав шириной 1,5–3 и глубиной 1–2 м. На территории Большеземельской тундры в пределах Тимано-Уральского нефтегазоносного бассейна в результате его обустройства за 14 лет на полигональных торфяниках образовалась целая сеть оврагов длиной до 380 м и глубиной врез в устьевой части до 18 м. Интенсивность выноса грунта за это время в средней части оврага достигала $3,8 \text{ м}^3$ в год. Установлен ряд характерных особенностей для овражной эрозии этого типа. В начальной стадии развития оврага преобладает термокарст. Овраг, возникнув на полигональных торфяниках, как правило, не развивается за их пределы ввиду небольшого базиса эрозии. Дальнейшее развитие происходит под влиянием бокового размыва по предельно-эрозионному типу. Форма поперечного сечения оврага ящикообразная, а разрушение бортов – блочное; наблюдается множество отвершков, развивающихся по полигонально-жильным льдам; деление основного русла на рукава и образование в створе оврага останцовых форм с мерзлым ядром. Возможно формирование озерков на дне оврага в местах пересечения полигонально-жильных льдов. Образование оврага сопровождается формированием подрусловых надмерзлотных таликов. Преобразование этих оврагов происходит под влиянием парагенезиса криогенных процессов: термокарста, боковой термоэрозии, образования подрусловых таликовых зон (деградация мерзлоты). В районе пос. Чокурдах (Яно-Индигирская низменность), кроме канавообразных оврагов, отмечаются длинные щелевидные крутостенные овраги глубиной 6–8 м с характерными коленчатыми изгибами. Данные овраги приурочены к берегам больших озер, уровень которых в настоящее время понижается. Примером может служить оз. Александровское, расположенное вблизи пос. Чокурдах, берега которого изре-

заны активно растущими эрозионно-термокарстовыми оврагами. На Колымско-Аньюйской равнине в районе Аньюйска длина эрозионно-термокарстового оврага – около 1 км, глубина – 5–6 м, он прорезает толщу отложений аласного комплекса, в разрезе которых обнажаются два яруса жильных льдов, разделенных тонким оторфованным слоем.

Овраги данного типа при небольших базисах эрозии остаются неглубокими, так как термоэрозионный процесс быстро опережается склоновыми, оползевыми и солифлюкционными процессами. Оползающие со склонов породы по мере их накопления при слабом выносе предохраняют лед от дальнейшего вытаивания, и углубление оврага прекращается.

В отличие от термоэрозионных оврагов привершинные части эрозионно-термокарстовых оврагов имеют закругленные в плане вершины, плавно и незаметно сливающиеся с основным стволом. При этом привершинная стенка оврага обрывается с резким уступом к тальвегу. Динамика развития этого типа оврагов обусловлена соотношением скорости протаивания жильных льдов и глубины промерзания аккумулируемого вновь слоя. Это соотношение зависит от комплекса природных условий: температуры воздуха, количества летних осадков, мощности снежного покрова. В настоящее время этот вопрос не изучен. Однако можно утверждать, что протаивание жильных льдов под днищем оврагов приостанавливается, не затрагивая их полной мощности. В связи с этим в местах с мощными полигонально-жильными льдами глубокие овраги не образуются, поскольку глубинная эрозия в развитии оврагов этого типа играет второстепенную роль. На участках с большими базисами эрозии образование эрозионно-термокарстовых оврагов и их развитие происходит по типу термоэрозионных.

Таким образом, термоэрозия – это сложный процесс, который, представляя собой часть единого процесса эрозии, обусловлен разнообразием изменяющихся условий взаимодействия мерзлых пород и временных водных потоков.

Основываясь на приведенной классификационной схеме разделения дисперсных пород по размываемости (*табл.* 10.19), можно прогнозировать термоэрозионную опасность. Для этого необходимо провести типизацию мерзлых толщ по их генезису, составу, криотекстурам и льдистости. Каждый тип пород должен быть охарактеризован механическим (прочностным) показателем размываемости и определена интенсивность их размываемости по предельно-термоэрозионному и термоэрозионному типам (см. *табл.* 10.21). По этим показателям составляется региональная (или для конкретного участка) классификация. Далее составляется карта специального геолого-геоморфологического (ландшафтного) районирования, на которой показывается приуроченность каждого выделенного типа мерзлых пород к конкретному району (участку). Выделение районов производится с учетом особенностей рельефа поверхности. На карте отмечаются места сосредоточенного стока поверхностных вод, площадь водосбора, показывается состояние почвенно-дернового слоя и растительного покрова. По комплексу данных дается сравнительная оценка районов (участков) по предрасположенности к развитию овражной термоэрозии и по потенциальной термоэрозионной опасности (см. *табл.* 10.22) предлагаются рекомендации по закреплению склонов и обосновывается необходимость проведения режимных наблюдений.

Количественное прогнозирование овражной термоэрозии включает ряд задач: прогноз режима водотоков, динамики их кинетической и тепловой энергии, прогноз изменения геокриологических условий, включая активизацию склоновых процессов, и прогноз интенсивности размываемости мерзлых пород под влиянием техногенных нарушений ландшафтных условий и изменяющейся погоды. Прогнозировать оврагообразование сложно даже при наличии натурных наблюдений, так как экстраполяция наблюдаемых объемов размыва пород на прогнозируемый отрезок времени может не соответствовать будущим условиям. Пример локального прогноза овражной термоэрозии на территории Ямбургского и Медвежьего газовых месторождений на севере Западной Сибири приведен в монографии А.Г. Ананенкова и др. (2000). В основе методики лежит определение фактических объемов овражных нарушений на исходный год с последующей экстраполяцией их на прогнозируемый срок в соответствующих условиях.

Таблица 10.22

Типизация условий, определяющих потенциальную интенсивность термоэрозии (Л.С. Гарагуля, 2001)

Группы типов СТС (характеризуемые t_{Σ} – в числителе, A_n – в знаменателе), выделенные по зависимости от скорости оттаивания (при прочих равных условиях)	Состав пород (в порядке уменьшения размываемости)	Криогенное строение мерзлых пород (МП), определяющее размываемость при оттаивании (в порядке уменьшения размываемости)	Влажность оттаивающих пород (в порядке уменьшения размываемости при прочих равных условиях)	Характеристика рельефа по степени опасности оврагообразования		
				крутизна склона	форма склона	глубина базиса эрозии, м
1. Размываемость СТС регламентируется скоростью оттаивания пород (преобладает предельно-термоэрозийный тип размыва): $\frac{< 7,5; 7,5-11}{от -2 до -5 и < -5 от -2 до -5 и < -5}$ $\frac{< 7,5; 7,5-11}{< 7,5; 7,5-11}$ $\frac{< -10}{> 21}$	1. Пески 2. Супеси	1. Эпигенетические МП с базальной криогенной текстурой, сингенетические МП со слоистой и атакситовой текстурами 2. Эпигенетические МП с мелкосетчатой и слоистой криогенными текстурами, эпигенетические крупнопеременные МП с корковой и массивной текстурами, сингенетические МП с массивной текстурой 3. Эпигенетические мелкодисперсные МП с крупносетчатой, редкослойной и массивной криогенными текстурами	Быстрорастворяемые $W > 50\%$ Среднерастворяемые $W от 25 до 50\%$ Слаборазмываемые $W < 25\%$	Выпуклая, прямая, вогнутая Выпуклая Вогнутая прямая	75–100 50–75 50–75	Опасный Опасный
2. Размываемость СТС зависит от скорости оттаивания (преобладает термоэрозийный тип размыва): $\frac{7,5-11}{от -1 до -1}; \frac{11-13,5}{от -1 до -2}$ $\frac{7,5-11}{от -1 до -2}; \frac{13,5-17}{от -2 до -5 и < -5}$ $\frac{13,5-17}{от -2 до -5 и < -5}$ $\frac{> 21}{> 21}$	3. Пылеватые супеси и пылеватые суглинки 4. Суглинки 5. Торф			до 5° Выпуклая прямая вогнутая	25–5	Опасный
3. Скорость оттаивания превышает скорость выноса потоком частиц и агрегатов породы (преобладает эрозийный тип размыва): $\frac{от 0 до -1 от 0 до -1; от -1 до -2}{13,5-17 > 21}$				Выпуклая прямая вогнутая Вогнутая прямая Выпуклая	< 10 < 25	Малоопасный

Исходные данные для прогнозирования масштабов овражной термоэрозии можно получить с помощью дистанционных (аэрокосмических) методов.

§ 10. Закономерности развития и прогноз солифлюкции и сплывов

Солифлюкция, или течение увлажненных грунтов в результате их промерзания и последующего оттаивания по твердому основанию, наиболее активно развивается в зоне тундры, характеризующейся отсутствием древесной растительности и избыточным летним переувлажнением пород сезонно-оттаивающего слоя. Этот процесс участвует в сносе, транзите и аккумуляции материала. Различают **покровную** и **дифференциальную** солифлюкцию. Покровный вид отличается относительной равномерностью по площади и небольшой скоростью смещения (2–10 см/год) пылеватых суглинистых и супесчаных отложений на склонах крутизной до 15°. Натечные формы рельефа при этом отсутствуют. Дифференциальная солифлюкция ярко проявляется на местности в виде характерных форм микро- и мезорельефа: солифлюкционных «языков», потоков, полос, террас (см. **фото 10.20**). Причиной их образования является дифференциация скоростей перемещения оттаивающих пород как по всему склону, так и в пределах одного потока. Отдельные солифлюкционные формы занимают площади от первых до нескольких тысяч квадратных метров (Каплина, 1965). Крупные формы – солифлюкционные террасы – могут иметь длину (по простиранию склона) до 1–1,5 км, ширину (по падению склона) до 150–200 м и высоту фронтального уступа до 5–6 м. За счет развития нескольких террас склон приобретает ступенчатый профиль.

Чаще встречаются солифлюкционные террасы меньших размеров: протяженность их параллельно подножию склона изменяется от нескольких метров до 30–50 м, высота фронтального уступа составляет 0,5–1,5 м, ширина значительно превышает протяженность, и они напоминают по форме террасы-потоки, террасы-языки. Они имеют фестончатые фронтальные уступы. В верхних частях склонов, в области оттока солифлюкционного материала, могут образовываться ниши, цирки, которые затем моделируются нивационными и термоэрозионными процессами, что способствует активизации основного процесса. У подножия солифлюкционных склонов перемещенный материал формирует конусы выноса, валы и другие аккумулятивные формы мезо- и микрорельефа. Под фронтальными уступами солифлюкционных террас формируются наледи.

Развиты (особенно на склонах с небольшой мощностью щебнистого рыхлого покрова на морских осадочных породах) мелкие (1–3 м²) формы с относительно большой (до 1–1,5 м) высотой четко выраженного фронтального уступа. Они располагаются на склонах в шахматном порядке, создавая причудливый профиль склона. Расстояние между отдельными формами изменяется от первых метров до десятков метров. Иногда солифлюкционное течение грунтов на пологих склонах фиксируется по характерной деформации пятен-медальонов: они вытянуты по уклону и нижний бордюр образует фронтальный уступ высотой 0,2–0,3 м.

Солифлюкция развивается на склонах, где происходит оттаивание льдонасыщенных тонкодисперсных пород. Наиболее благоприятные условия существуют в тундровой зоне с океаническим климатом, где распространены низкотемпературные льдистые мерзлые толщи. Здесь в течение летнего периода существует слой водонасыщенных пород с температурой, близкой к 0°C, характеризующихся низкой прочностью. На аккумулятивных равнинах севера России солифлюкционные склоны занимают до 15–20% всей площади.

Интенсивность солифлюкции определяется составом и льдистостью (влажностью) покровных отложений, глубиной оттаивания пород, их свойствами, крутизной склона, прочностью дернового покрова, особенностями рельефа и факторами природной обстановки. В частности, воды сезонно-талого слоя в зависимости от их режима могут значительно влиять на скорость и характер проявления процесса. Как отмечал Н.Н. Романовский (1978), воды смешанного грунтового-атмосферного питания, периодически исчезающие в длительные промежутки времени между дождями, могут стать причиной развития солифлюкции с выплескиванием разжиженной породы на поверхность склона (во время или сразу после дождя).

Вязкопластические и вязкотекучие деформации глинистых пород (суглинков, супесей, пылеватых песков) на склонах обусловлены рядом особенностей, связанных с их многократным промерзанием, физическим выветриванием и физико-химическими и микробиологическими процессами. Эти особенности сводятся к следующему (Жигарев, 1975). Во-первых, породы сезонно-талого слоя (СТС) не обладают прочными структурными связями. Поэтому предельное значение сдвигающих напряжений, возникающих в породах на склонах под действием силы тяжести, определяется порогом ползучести (по Н.Н. Маслову), который зависит от угла внутреннего трения и сцепления, обусловленного водно-коллоидными связями: $\tau_{\text{lim}} = \sigma \text{tg} \varphi_{\text{ост}} + c_{\xi}$, где τ_{lim} – порог ползучести; σ – нормальное давление на породу (в данном случае сила тяжести оттаивающего слоя); $\varphi_{\text{ост}}$ – наименьший угол внутреннего трения при данной плотности-влажности; c_{ξ} – сцепление, обусловленное обратимыми (водно-коллоидными) структурными связями. В криолитозоне в условиях избыточного увлажнения под влиянием оглеения в глинистых породах СТС в летнее время образуется большое количество гидрофильных органических и минеральных коллоидов, которые вызывают не только уменьшение угла внутреннего трения, но и снижение сил сцепления. В сезонно-талом слое под влиянием многократно повторяющегося процесса промерзания в глинистых породах происходит необратимая коагуляция коллоидных и глинистых частиц, в результате образуются крупные пылеватые частицы или пылеватые микроагрегаты, между которыми силы сцепления невелики. Поэтому в СТС одновременно с образованием пылеватых частиц происходит уменьшение порога ползучести пород и в связи с этим возрастает возможность развития пластичновязких и вязкотекучих деформаций.

Свойства оттаивающих пород СТС в значительной мере зависят от криогенных текстур, формирующихся в них в период промерзания: наименьшим сопротивлением сдвигу отличаются породы, имевшие слоистую текстуру; большими значениями характеризуются породы с массивной и сетчатой текстурой. В случае оттаивания пород с ледяными включениями сопротивление сдвигу на границе оттаивания по сравнению с этим показателем при оттаивании породы с массивной криогенной текстурой может не только уменьшаться, но и возрастать. Объясняется это тем, что при оттаивании пород с субвертикальными и вертикальными прослойками льда поверхность раздела мерзлой и талой породы оказывается неровной, с острыми выступами, состоящими в основном из льда, которые увеличивают сопротивление сдвигу по контакту. Поэтому наименьшую прочность имеет наиболее влажный прослой породы, располагающийся на 1–4 см, а иногда и на 15 см выше границы оттаивания.

Уменьшение прочности талых пород, содержащих ледяные шпирь, связано с тем, что они при оттаивании обладают высокой фильтрационной способностью. Коэффициент фильтрации оттаивающей породы выше, чем у непромерзавшей породы того же состава. Атмосферные осадки и вода, образующаяся при таянии льда, инфильтруются и поступают в нижнюю часть СИС, к границе мерзлой толщи. Кроме того, при вытаивании ледяных включений происходит распад структурного каркаса. Криогенная разрыхленность пород, как и высокое поровое давление, сохраняется некоторое время после оттаивания, и сопротивление их сдвигу в это время может быть меньше, чем в выше расположенном слое.

Восстановление структурного каркаса вблизи границы фазовых переходов не происходит, что подтверждается показателями вязкости пород, полученными в зависимости от температуры. Из *табл.* 10.23 видно, что чем ниже температура пород, тем больше их вязкость. Считается, что температура 0,2°C соответствует порогу образования-восстановления структуры пород. Восстановление пластифицированно-коагуляционных структур в породах СТС со значительным межчастичным сцеплением под влиянием гумусовых кислот происходит в присутствии подвижных форм железа. При высыхании эти структуры разрушаются и при последующем увлажнении не восстанавливаются, что отражается на резком уменьшении их прочности (*табл.* 10.24). Очевидно этим объясняется активизация солифлюкции в период и после дождей, которым предшествовала сухая погода.

Таблица 10.23

Зависимость вязкости отложений от их температуры (Л.А. Жигарев, 1975)

Наименование породы	Влажность породы, %		Диапазон температуры породы, °С	Вязкость породы, 10^5 Нс/м ²
	естественная	предела текучести		
Супесь легкая	41	29,6	0,2–2,0	4,4–3,5
			2,0–14,0	3,5–3,0
Супесь тяжелая	43	31,8	0,2–2,0	9,5–7,8
			2,0–14,0	7,8–5,5
Суглинок легкий	45	28,9	0,2–2,0	19,8–15,2
			2,0–14,0	15,2–15,0

В условиях избыточного увлажнения поверхности на склонах в сезонно-талом слое существует возможность движения покровных отложений. Если в процессе промерзания породы сезонно-талого слоя приобретают суммарную влажность, превышающую полную влагоемкость, то на склонах могут развиваться жидкотекучие и вязкотекучие деформации (см. фото 10.21). Учитывая, что в момент оттаивания в таких породах сцепление между минеральными частицами и их агрегатами мало, развитие деформации течения может происходить при любой глубине оттаивания, тем более что резкому уменьшению прочности пород способствует давление освобождающейся при оттаивании воды в ячейках структурного каркаса. Течение пород в этом случае может идти практически с одной скоростью по всей глубине сезонно-оттаивающего слоя.

Таблица 10.24

Изменение прочности суглинистой породы в зависимости от ее состояния (Л.А. Жигарев, 1975)

№ п/п	Состояние породы	Влажность к весу сухой породы, %	Прочность породы, $\times 10^3$ Н/м ²	
			при пенетрации	при сдвиге
1	Порода с естественной структурой, влажная	33,6	320	23
2	Порода с естественной структурой, сначала воздушно-сухая, затем увлажненная	30,0	26	2,0

Как показали лабораторные исследования разных по составу грунтов, взятых из покровных отложений на Яно-Омолойском междуречье (Жигарев, 1975), увеличение гидростатического напора от 0 до $1,4 \cdot 10^3$ Н/м² вызывает увеличение влажности на 6–9%, уменьшение объемного веса на 60–80 кг/м³, повышение пористости на 2–6%, рост высоты образца на 28–31%, падение прочности при пенетрации в 13–16 раз. Гидростатический напор снимает все или же часть нормального напряжения и уменьшает прочность грунта при сдвиге. При высоких значениях гидростатического напора, достигающего $6,9–8,8 \cdot 10^4$ Н/м², на подошве слоя сезонного оттаивания (0,7–0,9 м) происходит разуплотнение грунтов и взвешивание его частиц и агрегатов. Происходит разрыв удерживающего дернового слоя, изливание разжиженного грунта на поверхность и захоронение почвенного горизонта. Подрезка склона эрозией усиливает течение почв и приводит к сплывам, при которых происходит захоронение снежников и наледей. В результате формируются весьма неоднородные, сильнольдистые солифлюкционные отложения, представляющие большую опасность для строительства.

Развитие солифлюкции замедляет растительно-дерновый или торфяной слой. Корнеобитаемый и торфяной слои армируют верхний горизонт отложений, препятствуя их течению вниз по склону. Испытания растительно-торфяного слоя на разрыв (предел мгновенной прочности) вдоль волокон показали, что маломощный (до 5–8 см) слой корневой системы курильского чая,

разнотравья, ивы полярной, голубики, осоки, пушицы, мхов, торфа обладает прочностью, достигающей 0,04–0,046 МПа, а прочность такого же слоя лишайников с торфом составляет всего 0,007–0,010 МПа (Жигарев, 1975). Корневая система наземного яруса растительности чувствительна к растяжению. Поэтому прочность на растяжение (предел длительной прочности) вдоль волокон перечисленных видов растений будет меньше и окажется сопоставимой с касательным напряжением сдвига на склоне. Деформированные корни растений отмирают и вместе с листьями и стеблями в условиях анаэробного биологического разложения накапливаются в верхнем слое отложений. Вместе с тем в вегетационный период вырастают новые корни, которые сохраняют жизнедеятельность растений. Если существует равновесие между скоростью деформации корневой системы и скоростью роста новых корней за вегетационный период, то на таких участках склона не будет происходить нарушения сплошности растительно-торфяного слоя.

Солифлюкция возникает, когда $\tau > \tau_{дл} + \sigma_{дл}$, где τ – касательное напряжение в оттаивающих на склонах породах, $\tau_{дл}$ – длительное сопротивление сдвигу этих пород, $\sigma_{дл}$ – длительное сопротивление на разрыв дерново-растительного покрова. Очевидно, что $\tau = \gamma_t \xi_{скл} \sin \alpha$, где γ_t – объемный вес оттаивающих пород, $\xi_{скл}$ – глубина оттаивания пород, измеренная на склоне по вертикали, α – крутизна склона. Если глубина оттаивания определяется по нормали к склону (ξ_n), то уравнение имеет вид: $\tau = \gamma_t \xi_{скл} \operatorname{tg} \alpha$, так как $\xi_n = \xi_{скл} \cos \alpha$. Данное уравнение позволяет оценить минимальную глубину оттаивания пород (при известных значениях $\tau_{дл}$ и $\sigma_{дл}$), при которой может начаться процесс перемещения пород вниз по склону. Эта глубина (в направлении нормали) будет равна:

$$\xi_{\min} = (\tau_{дл} + \sigma_{дл}) / (\gamma_t \sin \alpha \cdot \cos \alpha).$$

Оценка условий развития солифлюкции (Пример 50)

Геокриологической съемкой установлено, что в районе исследования на пологих склонах озерно-аллювиальной равнины в летний период наблюдаются изливы разжиженной породы на поверхность дернового покрова. Для определения условий развития и характеристики этого процесса были изучены склоны различной крутизны и экспозиции и установлено, что наиболее солифлюкция приурочена к склонам крутизной от 8 до 12°. Слой сезонного оттаивания представлен легкими пылеватыми суглинками, влажность которых изменяется от 30 до 45%, объемный вес скелета равен 1200 кг/м³, теплофизические свойства характеризуются: $\lambda_t = \lambda_m = 1,4$ Вт/м·К, удельная теплоемкость скелета грунта равна 0,19 Вт·ч/кг·К, содержание незамерзшей воды составляет 9%, зависимость предельного сопротивления сдвигу от влажности дана в **табл. 10.25**.

Влажность грунта, %	25	30	35	40	45
Предельное сопротивление сдвигу, г/см ²	77,5	35	17,5	10	7,1

Склоны в естественных условиях задернованы, напочвенный покров – мохово-кустарничковый, сопротивление дернины на разрыв ($\sigma_{дл}$) равно примерно 17,8 г/см².

По данным метеостанции, $t_b = -10,4^\circ\text{C}$, $A_b = 42^\circ\text{C}$, $z_{сн} = 0,5$ м, $\rho_{сн} = 225$ кг/м³, растительный покров оказывает обогревающее влияние на среднегодовую температуру почвы, $\Delta t_p = 0,5^\circ\text{C}$, $\Delta t_{р} = 1,0^\circ\text{C}$. По данным режимных наблюдений получен темп сезонного оттаивания пород (**табл. 10.26**).

Месяц	Май			Июнь			Июль			Август		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Величина оттаившего слоя, % от максимальной мощности СТС	1	21,5	37,5	48	59	68	75	83	88,5	94	98	100

Необходимо определить возможность развития солифлюкции на склоне при различном увлажнении пород СТС, а календарный срок начала процесса в естественных условиях и при освоении территории.

Для данных условий решение задачи следующее.

Сначала рассмотрим возможность развития процесса в естественных условиях.

1. Определяем температурный режим и глубину сезонного оттаивания:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \Delta A_{\text{сн}} = 21 \cdot 0,259 = 5,4^{\circ}\text{C},$$

$$t_{\zeta} = t_{\text{о}} = t_{\text{в}} + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_{\text{п}} = -10,4 + 5,4 + 0,5 = -4,5^{\circ}\text{C},$$

$$A_{\text{п}} = A_{\text{в}} + \Delta A_{\text{сн}} + \Delta A_{\text{п}} = 21 - 5,4 - 1,0 = 14,6^{\circ}\text{C}.$$

При влажности пород 30% $C_{\text{об.т}} = 682 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3\cdot\text{К}$, $Q_{\text{ф}} = 23390 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3$, глубина сезонного оттаивания $\zeta = 1,45 \text{ м}$, а при $W = 45\%$ $C_{\text{об.т}} = 890 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3\cdot\text{К}$, $Q_{\text{ф}} = 40190 \text{ Вт}\cdot\text{ч}/\text{м}^3$ и $\zeta = 1,15 \text{ м}$ (расчеты ζ выполнены по формуле 4.1.9).

2. Рассчитываем предельную минимальную мощность талого слоя ($\zeta_{\text{мин}}$) для склонов 8 и 12° и влажности 30 и 45%:

а) $W = 30\%$, $\gamma_{\text{т}} = \gamma_{\text{ск}} (1 + 0,01W) = 1,2 (1 + 0,01 \cdot 30) = 1,56 \text{ г}/\text{см}^3$, $\sigma_{\text{дл}} = 17,8 \text{ г}/\text{см}^3$, из табл. 10.25 $\tau_{\text{пр}} = 35 \text{ г}/\text{см}^3$, отсюда по формуле:
для склона 8°:

$$\zeta_{\text{мин}} = \frac{35 + 17,8}{1,56 \cdot \sin 8^{\circ} \cos 8^{\circ}} = 246 \text{ см} = 2,46 \text{ м},$$

для склона 12°:

$$\zeta_{\text{мин}} = \frac{35 + 17,8}{1,56 \cdot \sin 12^{\circ} \cos 12^{\circ}} = 166 \text{ см} = 1,66 \text{ м}.$$

Сравнивая полученные данные с глубиной сезонного оттаивания, приходим к заключению, что при влажности пород СТС 30% солифлюкция развиваться не будет;

б) $W = 45\%$, $\sigma_{\text{дл}} = 17,8 \text{ г}/\text{см}^3$, $\tau_{\text{пр}} = 7,1 \text{ г}/\text{см}^2$; $\gamma_{\text{т}} = 1,74 \text{ г}/\text{см}^3$
для склона 8°:

$$\zeta_{\text{мин}} = \frac{7,1 + 17,8}{1,74 \cdot \sin 8^{\circ} \cos 8^{\circ}} = 104 \text{ см} = 1,04 \text{ м},$$

для склона 12°:

$$\zeta_{\text{мин}} = \frac{7,1 + 17,8}{1,74 \cdot \sin 12^{\circ} \cos 12^{\circ}} = 70,4 \text{ см} = 0,70 \text{ м}.$$

Так как глубина СТС в этом случае больше, чем $\zeta_{\text{мин}}$, солифлюкция будет развиваться.

3. Время начала солифлюкции определяется по темпу оттаивания пород, выраженному в процентах от максимальной глубины оттаивания, наблюдаемой в конце лета и принимаемой за 100% (табл. 10.26).

Так, на склонах крутизной 8° $\zeta_{\text{мин}} = 1,04$ (что составляет 90,4% от мощности СТС) приходится на начало первой декады августа, и тогда возникают условия для движения пород вниз по склону.

На склоне крутизной 12° солифлюкция начнется в начале третьей декады июня.

Теперь рассмотрим возможность развития солифлюкции на участках с удаленным при подготовительных работах растительно-дерновым покровом. Так как при влажности пород

СТС 45% солифлюкция развивается даже при наличии дернового покрова, остается оценить лишь случай с $W = 30\%$.

При удалении растительности мощность снега уменьшается до 0,3 м ($\rho_{\text{сн}} = 225 \text{ кг/м}^3$). Если при наличии растительного покрова радиационные поправки к температуре воздуха были пренебрежительно малы, то при его удалении $\Delta t_R = 0,8^\circ\text{C}$, $\Delta A_R = 2^\circ\text{C}$.

1. Определим температурный режим пород СТС и глубину ζ при влажности пород 30%:

$$\Delta t_{\text{сн}} = (21 + 2) \cdot 0,164 = 3,8^\circ\text{C},$$

$$t_{\zeta} = t_0 = -10,4 + 0,8 + 3,8 = -5,8^\circ\text{C},$$

$$A_0 = 21 + 2 - 3,8 = 19,2^\circ\text{C},$$

$$A_T = 1,4 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}, C_{\text{об.т}} = 682 \text{ Вт} \cdot \text{ч/м}^3 \cdot \text{К}, Q_{\text{ф}} = 23390 \text{ Вт} \cdot \text{ч/м}^3,$$

$$\zeta = 1,62 \text{ м (по формуле 4.1.9).}$$

2. Находим ζ_{min} при $W = 30\%$ при величине $\gamma_T = 1,56 \text{ г/см}^3$ для склона 8° :

$$\zeta_{\text{min}} = \frac{35}{1,56 \cdot \sin 8^\circ \cos 8^\circ} = 163 \text{ см} = 1,63 \text{ м},$$

для склона 12° :

$$\zeta_{\text{min}} = \frac{35}{1,56 \cdot \sin 12^\circ \cos 12^\circ} = 110 \text{ см} = 1,1 \text{ м}.$$

Сравнивая полученные мощности ζ_{min} с глубиной СТС, приходим к выводу, что на склонах крутизной 8° мощность СТС практически равна критическому значению ζ_{min} и, следовательно, в плане солифлюкционной опасности склон находится в условиях неустойчивого равновесия. При крутизне склона менее 12° солифлюкция будет развиваться и начнется в 3-й декаде июня.

Скорость солифлюкции (на поверхности грунтового потока), протекающей как вязкое течение и представляющей опасность для наземных соорний, можно оценить на основе решения уравнения Бингама – Шведова (Жигарев, 1975):

$$v_0 = \xi(\tau - P_{k-1})^2 / (2\eta_y \tau) \quad (10.10.1)$$

где v_0 – скорость движения пород; τ – касательное напряжение; P_{k-1} – предел ползучести; η_y – эффективная вязкость; ξ – мощность движущегося слоя (с определенной долей приближения, равной глубине оттаивания). Приведенные уравнения могут быть использованы для количественной характеристики солифлюкции, развивающейся как в природных, так и в техногенно измененных условиях. Прогноз процесса состоит в определении минимальной глубины оттаивания, при которой он начинается с учетом возможных изменений сопротивления оттаивающих пород на сдвиг (в связи с изменением их структуры, влажности, температурного режима), а также при условии снятия растительно-дернового покрова. Полученные значения сопоставляются с прогнозируемой максимальной (за лето) глубиной оттаивания пород (ζ), соответствующей новым условиям теплообмена на земной поверхности. Вид и интенсивность деформаций ориентировочно могут быть охарактеризованы на основании определения гранулометрического состава, плотности и влажности оттаивающих пород. Если протаивающие супесчано-суглинистые покровные отложения имеют влажность, превышающую предел текучести, то при нарушении сплошности дернового покрова на склонах могут происходить сплывы (см. **фото** 10.22). Как показала практика, они опасны на участках добычи полезных ископаемых. Так, на террасовалах Яно-Омолойского междуречья они вызвали разубоживание складированных металлосодержащих пород. Для борьбы с этим явлением строились специальные заборы, которые, однако, не помогали. Массы грунта, накапливающиеся за укреплениями, разрушали последние и стекали в ниже расположенные ручьи (Жигарев, 1975).

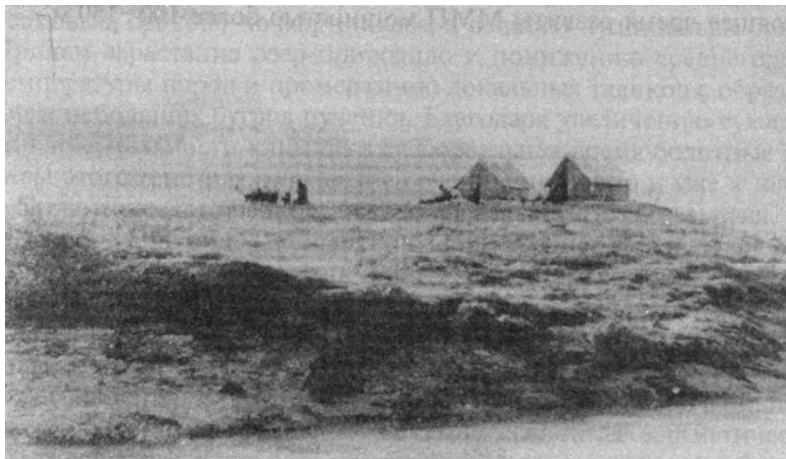


Фото 10.20. Солифлюкция на склоне речной долины

Площадное распространение имеют сплывы на береговых откосах. Они приурочены к узким, но длинным полосам суши, протягивающимся на десятки километров вдоль берегов морей, озер и рек. В районах с высоким льдосодержанием отложений на побережьях морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, по берегам озер и рек Якутии и Чукотки техногенные нарушения устойчивости склонов вызывают интенсивное и продолжительное развитие сплывов. Устойчивость склонов и береговых откосов уменьшается при подрезке их оснований, что приводит к разрушению их профиля равновесия вследствие образования уступа и значительного роста касательных напряжений из-за увеличения угла поверхности течения. При подрезке оснований склонов и откосов вскрываются сильнольдистые многолетнемерзлые породы и повторно-жильные льды, оттаивание которых сопровождается отступанием уступов вверх по склону. На их подножиях развиваются сплывы. Сплывы являются одним из наиболее значительных факторов денудации склонов как по широте охвата их процессом разрушения, так и по постоянности их развития из года в год. По данным Л.А. Жигарева (1975), на одном из участков Яно-Омолойского междуречья за три года со склонов площадью 0,55 км² было снесено до 2,25 млн м³ оттаивающих сильнольдистых пород, содержащих 0,47 млн м³ минеральной составляющей и 1,78 млн м³ льда при средней скорости термоденудации 1,6 м/год. Парагенетическая связь сплывов с процессами термоабразии и термоэрозии обуславливает большую скорость разрушения берегов арктических морей, сложенных породами с большим количеством ледяных включений разного генезиса.

Прогноз солифлюкционно опасных склонов должен состоять из двух основных этапов. Первый – это изучение геокриологических условий на исследуемом участке с использованием комплекса методов, позволяющих получить необходимые характеристики, обуславливающие возможность активизации или возникновения солифлюкционного перемещения пород слоя сезонного оттаивания на склонах. Эту задачу можно решить на основе составления карты районирования территории по условиям развития процесса (*табл. 10.27*). Сочетание благоприятных условий (типа сезонно-талого слоя по особенностям теплообмена на поверхности почвы, состава пород и их влажности, крутизны склона и режима вод сезонно-талого слоя), наблюдаемых в пределах конкретного района (типа местности), указывает на возможность активизации или возникновения процесса и особенностей его проявления в рельефе. Последнее может быть подтверждено изучением аэро- и космоснимков крупного масштаба. Одновременно выделяются районы, где процесс ни возникнуть, ни развиваться не может.

На втором этапе с помощью расчетных методов составляется прогноз солифлюкции на склонах, подверженных техногенным нарушениям, а также под влиянием климатических изменений.



Фото 10.21. Разрыв дерново-растительного слоя при развитии солифлюкции.
Фото Л.Н. Крицук



Фото 10.22. Сплывы сезонно-оттаивающих пород на склоне, возникающие под влиянием уничтожения растительного покрова

Таблица 10.27

Группы типов СТС (характеризуемые t_{ξ} – в числителе, A_{Π} – в знаменателе), выделенные по степени благоприятности для развития процесса (при прочих равных условиях)	Состав пород СТС (в порядке уменьшения вязкопластичных деформаций при прочих условиях)	Влажность пород СТС ($W_{от}$), определяющая характер течения пород на склоне	Крутизна склонов (в порядке уменьшения интенсивности солифлюкции при прочих равных условиях)	Режим вод сезонно-талого слоя по Н.Н. Романовскому (1978) (в порядке уменьшения влияния на процесс)
1. Оптимально благоприятная: $\frac{от -2 до -5}{7,5-11; 11-13,5}$ $\frac{от -5 до -10}{13,5-17; 17-21}$ $\frac{> -10}{17-21}$ и > 21 2. Благоприятная: $\frac{от 0 до -1}{< 7,5; 7,5-11}$ $\frac{от -1 до -2}{11-13,5}$ $\frac{от -2 до -5}{13,5-17; 17-21}$ и > 21 3. Относительно неблагоприятная: $\frac{от 0 до -1}{11-13,5; 17-21}$ $\frac{от -1 до -2}{от -2 до -5}$ $\frac{от -2 до -5}{< 7,5}$ $\frac{от -5 до -10}{> 21}$ $\frac{от -5 до -10}{7,5-11}$	1. Пылеватые суглинки 2. Пылеватые супеси и пылеватые пески 3. Суглинки 4. Щебнистые и галечниковые породы с суглинистым заполнителем (более 30% в ед. объема)	1. $W_{от} \gg W_{п}$; жидкотекучий 2. $W_{т} < W_{от} < W_{п}$; вязкотекучий 3. $W_{р} < W_{от} < W_{т}$; вязкопластичный 4. $W_{от} < W_{р}$; слабопластичный	1. Крутизна 7–15°, склон предельно солифлюкционно-опасный 2. Крутизна от 3 до 7°, склон солифлюкционно-опасный 3. Крутизна менее 3 и более 15°, склон слабо солифлюкционно-опасный	1. Периодически исчезающие воды смешанного грунтово-атмосферного питания (срабатываются в длительные промежутки между дождями) 2. Периодически появляющиеся воды атмосферного питания (существуют во время дождей) 3. Постоянно существующие воды атмосферно-грунтового питания (на склонах крутизной менее 3°)

§ 11. Инженерно-геологическая оценка курумов

В горных областях криолитозоны на склонах преобладают грубообломочные образования, что является показателем активных процессов физического выветривания скальных пород. Типичным представителем таких грубообломочных форм являются курумы. Курумами называются сформировавшиеся в суровых климатических условиях скопления грубообломочного материала на склонах меньше угла естественного откоса обломков, перемещающихся под воз-

действием крипа (в частности, сухого крипа, или, как его иногда не вполне удачно называют, десерпции).

Курумы внешне представляют собой россыпи (развалы) грубообломочного материала на склонах гор, в областях развития многолетнемерзлых пород, в виде каменных потоков и полей различной конфигурации. Размер слагаемых курумные тела обломков составляет от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике, в зависимости от литогенетических особенностей скальных пород, на которых они развиты. Как правило, грубообломочный материал на поверхности имеет обломки одинакового размера. Кроме того, в большинстве случаев с поверхности обломки либо покрыты мхом или лишайником, либо просто имеют черную корку загара. С нижней же стороны обломки чистые. Отсюда, по-видимому, не случайно их название «курумы», что с древнетюркского обозначает либо «баранье стадо», либо «скопление камней, похожих по внешнему виду на стадо баранов» (фото 10.23).



Фото 10.23 Типичный внешний вид курумных склонов хребта Удокан

Прогнозирование динамики курумов, определяющей степень их инженерно-геологической опасности, представляет собой сложную задачу по двум причинам. Первая заключается в многофакторности процесса курумообразования и в пространственной изменчивости условий на разных стадиях их формирования. Вторая причина состоит в сложности изучения курумов как инженерно-геологического объекта: трудоемкая и опасная проходка шурфов, практически невозможно проводить бурение, проблемы с электроразведкой (плохое заземление) и т.д. Тем не менее обобщенные материалы исследований, приведенные в ряде работ (Тюрин и др., 1982), позволяют подойти к прогнозу распространения курумов на изучаемых территориях, оценить степень пораженности курумообразующими процессами и оценить их опасность для инженерных сооружений, дать практические рекомендации при строительстве.

Особенностью курумов является то, что их грубообломочный материал испытывает медленные перемещения вниз по склону. Внешними признаками подвижности курумов являются: валообразный характер фронтовой части и крутизна уступа, близкая или равная углу естественного откоса грубообломочного материала; наличие валов, ориентированных как по падению, так и по простиранию склона; фестончатый, натечный характер курумного тела в целом. Об активности курумов свидетельствуют косвенные признаки: разорванность лишайникового или мохового покровов; большое количество глыб, ориентированных длинными осями вертикально, наличие линейных зон с ориентировкой длинных осей по падению склона; большая скважность (пустотность) разреза грубообломочного материала (в некоторых курумах живут козы и в пустотах помещается человек); наличие в разрезе погребенной дернины и остатков

деревьев, расположенных в зоне контакта с курумами; шлейфы мелкозема у основания склонов, вынесенные из курумного чехла подповерхностным стоком вод. В результате движения курумы перекрывают дороги, разрушают штольни, деформируют линии электропередачи, уничтожают телефонные столбы, ломают заборы, деревья и т.д. (фото 10.24; 10.25).

Курумы распространены неравномерно по территории России, что связано с условиями их образования. К ним относятся:

- наличие многолетнемерзлых пород или глубокого сезонного промерзания;
- близкое к поверхности земли залегание трещиноватых, но устойчивых к выветриванию скальных пород;
- суровый климат, благоприятствующий интенсивному криогенному дроблению скальных пород и преобразованию рыхлого обломочного материала;
- большое количество атмосферных осадков или геоморфологические предпосылки для концентрации поверхностного и подповерхностного стоков, способствующих интенсивным процессам суффозии мелкодисперсного материала;
- наличие склонов крутизной менее угла естественного откоса грубообломочного материала.



Фото 10.24 Деформация ограждения на курумном склоне. Хребет Удокан

При невыполнении хотя бы из одного упомянутых пунктов курумы не образуются. Как исключение из этого правила можно рассматривать реликтовые курумы по отношению к современным условиям, однако относительно природных условий своего зарождения в прошлом они подчиняются «общему правилу». Такие формы курумов встречаются, например, на Южном Урале и в Западной Европе (на Лысой горе в Польше). По внешней морфологии они мало отличаются от современных форм курумов.



Фото 10.25. Разрушение лежневой дороги, предназначенной для прогона оленей через курум. Правый берег реки Витим

Если проанализировать распространение курумов с точки зрения первого пункта, то становится очевидным, что область развития курумов примерно совпадает с границами современной криолитозоны. Реликтовые малоподвижные зарастающие курумы, находящиеся на стадии глубокого отмирания, местами выходят за пределы территории распространения многолетнемерзлых пород. Существующие данные о развитии и динамике курумов позволяют считать, что территория распространения реликтовых курумов соответствует древней перигляциальной зоне с суровыми климатическими условиями и более широким развитием мерзлоты, чем в настоящее время. Большинство существующих реликтовых курумов зародилось в период последнего оледенения и похолодания климата, возраст их колеблется от 100 до 12 тыс. лет и меньше. Многие курумы зародились еще в позднем плейстоцене и до сих пор не деградируют. В позднем плейстоцене интенсивность курумообразования колебалась. Например, в холодные климатические фазы позднего плейстоцена курумообразование происходило на отметках выше 700–800 м в Хибинах (теперь они называются реликтовыми), а в Карпатах – выше 1100 м (здесь сохранились реликтовые курумы). На Урале древние курумы спускаются до высот 700–800 м, в то время как современные, находящиеся на стадии отмирания, развиты выше 1100–1200 м. На Южном Урале интенсивное курумообразование происходило в плейстоцене, в настоящее время здесь сохранились реликтовые формы. Аналогичная картина характерна для Саян, Забайкалья и Дальнего Востока. В этих регионах выделяются две высотные границы распространения курумов: нижняя граница распространения реликтовых курумов и верхняя – современных курумов, которая является одновременно и верхней границей реликтовых курумов. Первая граница ниже второй. В одних и тех же геологических структурах возраст курумов зависит от их широтного положения. Так, на Северном и Полярном Урале происходит современное курумообразование, а на Южном Урале большая часть курумов относится к мертвым, реликтовым.

В результате потепления в голоцене многие курумы прекратили дальнейшее развитие и перешли в разряд реликтовых. Однако благодаря тому, что это произошло недавно, они сохраняют морфологию, строение и активность. По некоторым расчетам, для полного отмирания курумов требуется 30–35 тысяч лет.

Современные активные курумы привязаны к территории криолитозоны. Они характеризуются большими скоростями движения, имеют активный вид, промытый от мелкозема разрез, содержат в своем строении гольцовый лед. Климат, многолетнемерзлые породы и курумы последовательно

связаны друг с другом. По направлению с востока на запад страны четко прослеживается закономерность снижения ареала и площадей, занятых курумами. Это объясняется уменьшением суровости климата и снижением абсолютных отметок местности. В пределах каждой климатической зоны курумообразование приурочено к определенному диапазону высот с постепенным понижением абсолютных отметок к северу. Так, в арктической зоне курумы развиты на высотах от 50–160 м на Земле Франца-Иосифа до 400–450 м на Новой Земле и до 700–1500 м на севере Средне-сибирского плоскогорья; 1100–1200 м на западе и 1200–1300 м на востоке Алданского нагорья; 1800–2000 м – в юго-западном Забайкалье. В континентальном секторе суббореальной зоны курумы встречаются на высотах 600–2000 м в Кузнецком Алатау, 1600–3500 м – в Туве. Во всех горных странах, благоприятных для курумообразования, с увеличением абсолютных высот повышается суровость климата и увеличиваются площади, занятые курумами, их реликтовые формы сменяются современными. Например, на Хамар-Дабане на высотах ниже 1600 м курумы занимают 15–20% территории, в то время как выше 1600–2300 м пораженность курумами увеличивается до 60–70%. Высотный пояс, в котором курумы начинают играть преобладающую роль в формировании ландшафтов, называют гольцовым поясом. На некоторых районах, например, на Удокане, курумы занимают в этом поясе до 90–100% территории.

С увеличением континентальности климата с запада на восток ареал курумов расширяется. Максимального распространения он достигает в поясе, начинающемся в Саянах и занимающем территорию Северного Забайкалья, и протягивается на восток через Становой хребет и хребты Приохотья. Мощный очаг курумов имеет место в Турано-Буреинском районе Дальнего Востока. Восточнее проявляется воздействие Тихого океана, континентальный климат сменяется морским и область распространения курумов резко сокращается. Севернее выделенного пояса климат остается суровым, однако ареал их распространения локализуется из-за литолого-петрографического контроля над этим процессом.

В гольцовом поясе гор, где скальные породы перекрыты маломощным чехлом продуктов разрушения, форма, размер и расположение курумов на склонах зависят от состава пород, геоструктурных особенностей конкретного участка и характера самих склонов. В строении осадочно-метаморфических пород как курумообразующего субстрата основное значение имеют следующие особенности: 1) наличие в разрезе слоев, по-разному подверженных разрушению под действием выветривания, различных по размерам, характеру чередования и выхода на поверхность склона (по углам и азимутам падения и простираения); 2) наличие разрывных нарушений, их форма, размеры и положение по отношению к слоистости пород и поверхности склона, а их активизация на новейшем этапе. В изверженных породах определяющее значение имеют: 1) общая трещиноватость массивов, обусловленная как изначальной трещиноватостью, связанной с особенностью остывания расплавов, так и с дальнейшей историей тектонического развития геоструктуры, особенно на современном этапе (исходная трещиноватость вблизи поверхности расширена экзогенными, в том числе и криогенными процессами); 2) наличие разрывных нарушений, в разной степени омоложенных новейшими движениями.

В пределах Сибирской платформы – тектонически относительно спокойного блока земной коры, слаборасчлененного и покрытого густым растительным покровом, – прочные породы траппового комплекса обнажаются в основном по бортам речных долин, а также на более возвышенных территориях плато Путорана и Анабарского плато. На обширных водораздельных пространствах Средне-Сибирского плоскогорья существуют небольшие локальные каменные моря курумов. В пределах плато Путорана проявляется зависимость курумообразования от рельефа. Глубокое расчленение плато привело к тому, что на склонах речных долин формируются обвально-осыпные отложения, а не курумы. Собственно курумы здесь развиты слабо, характерны каменные моря и покровы на плоских возвышенных поверхностях. Аналогичная картина наблюдается на Таймыре в горах Бырранга. В Верхояно-Чукотском регионе курумы в большинстве развиты локально в пределах выхода гранитных интрузий.

Мощность курумов зависит от глубины сезонно-талого (сезонно-мерзлого) слоя, то есть является функцией климата. На островах Врангеля, Новой Земле, Северной Земле и в некоторых других районах Арктики курумы имеют «пленочный» характер грубообломочного чехла (30–40 см). На северо-востоке России и севере Среднесибирского плоскогорья их мощность возрастает до 1 м и более с тенденцией увеличения к югу до 2,0–2,5 м в Южной Якутии и Забайкалье. Наиболее общей закономерностью для курумов является их максимальное развитие в зоне 54–64 градуса с.ш. и уменьшение распространения к северу и югу. В первом случае это связано с уменьшением площадей выхода на поверхность курумообразующих пород и уменьшением глубины сезонного оттаивания. Во втором случае уменьшение развития курумообразования связано с уменьшением территории распространения ММП.

На морфологию и строение курумов влияют механизмы поступления в них грубообломочного материала, а также взаимоотношение их с субстратом, на котором они залегают. По источникам питания грубообломочным материалом выделяются два класса курумов. Первый класс, наиболее распространенный, объединяет курумы, в которые грубообломочный материал поступает из ложа скальных пород в результате их разрушения процессами криогенного выветривания, выносом мелкозема (суффозией), выпучиванием обломков и их криогенной сортировкой, другими процессами. Это так называемые «классические» курумы с внутренним питанием. Во второй класс входят курумы, обломочный материал которых поступает извне вследствие действия гравитационных процессов (обвалы и осыпи, снос лавинами). Это курумы с внешними источниками питания. Они локализованы в нижних частях или у подножия активно развивающихся склонов и имеют небольшие размеры по площади.

Систематизированно изучить строение курумов и понять изменение их в пространстве и во времени оказалось возможным с фациальных позиций мерзлотно-фациального анализа, предложенного Е.М. Катасоновым (1973). В нашем представлении фации рыхлых склоновых образований рассматриваются в единстве фациальной (ландшафтной) обстановки, в которой происходит развитие курумов, и реального геологического тела со свойственным ему положением в рельефе, составом и строением в разрезе, включая следы экзогенных (в том числе и криогенных) явлений (морозобойного растрескивания, морозного выпучивания, наличия подземных льдов). Каждая фация состоит из субфаций, отличающихся особенностями строения курумного тела в разрезе (наличием или отсутствием горизонтов мелкозема, характером сортировки обломков, криогенным строением), соотношением его мощности с глубинами СТС, преобладающими факторами движения, некоторыми особенностями микрорельефа поверхности курумов (наличием понижений, следов осовов, полигональными формами).

Строение курумов многообразно. Если учитывать размер обломков, характер их обработки, наличие гольцового льда или слоя мелкозема различной мощности, мощность СТС и его соотношение с частью разреза, находящегося в многолетнемерзлом состоянии, то одинаково построенных курумов практически нет. Однако при обобщении деталей строения выделяются 13 основных типов разрезов, которые соответствуют вполне определенным условиям курумообразования и отражают специфику процессов, происходящих в той или иной части грубообломочного чехла. Принципиальные типы разрезов объединены в три группы (рис. 10.15).

Первая группа (А) объединяет разрезы, в строении которых имеется слой с гольцовым льдом, расположенный на разборной скале. Первые четыре разреза представляют различные вариации субфации «с гольцовым льдом». Разрез А-5 завершает первую группу. Его включение в эту группу несколько условно, так как он содержит в своем строении фрагменты слоя с гольцовым льдом (3), не выдержанные по площади и мощности. Главной особенностью строения разреза является небольшая мощность грубообломочного чехла (0,3–0,5 м), под которой с четкой границей расположен слой мелкого щебня и дресвы. Этот разрез назван «перлювиальной субфацией курумов». Эта субфация благодаря верхнему слою внешне напоминает курум. На самом деле многообразие данной группы не заканчивается. В предгорьях хребта Удокан, на

правом борту ручья Клюквенный, скважиной в нижней части склона вскрыт разрез, напоминающий А-5, в котором под перлювиальной субфацией расположен мощный пласт льда (6 м!), практически без включений грубообломочного материала. По-видимому, это комбинация курума, перекрывшего и законсервировавшего часть долинного ледника и трансформировавшегося со временем в перлювиальную субфацию.

Вторая группа (Б) объединяет разрезы, расположенные на разборной скале с трещинами, заполненными льдом. Важной особенностью для данной группы является отсутствие ледо-грунтового слоя, но наличие в различных пропорциях горизонта с мелкодисперсным заполнителем. Разрезы данной группы типичны для так называемой суффозионно-деструктивной, а иногда кольматационной субфации курумов.

Третья группа (В) объединяет разрезы курумов, расположенные на рыхлых грубообломочных образованиях, находящихся в многолетнемерзлом состоянии. У этой группы в разрезе нет льда, и скальные породы находятся в более глубоком залегании. Это разрезы так называемой кольматационной субфации курумов.

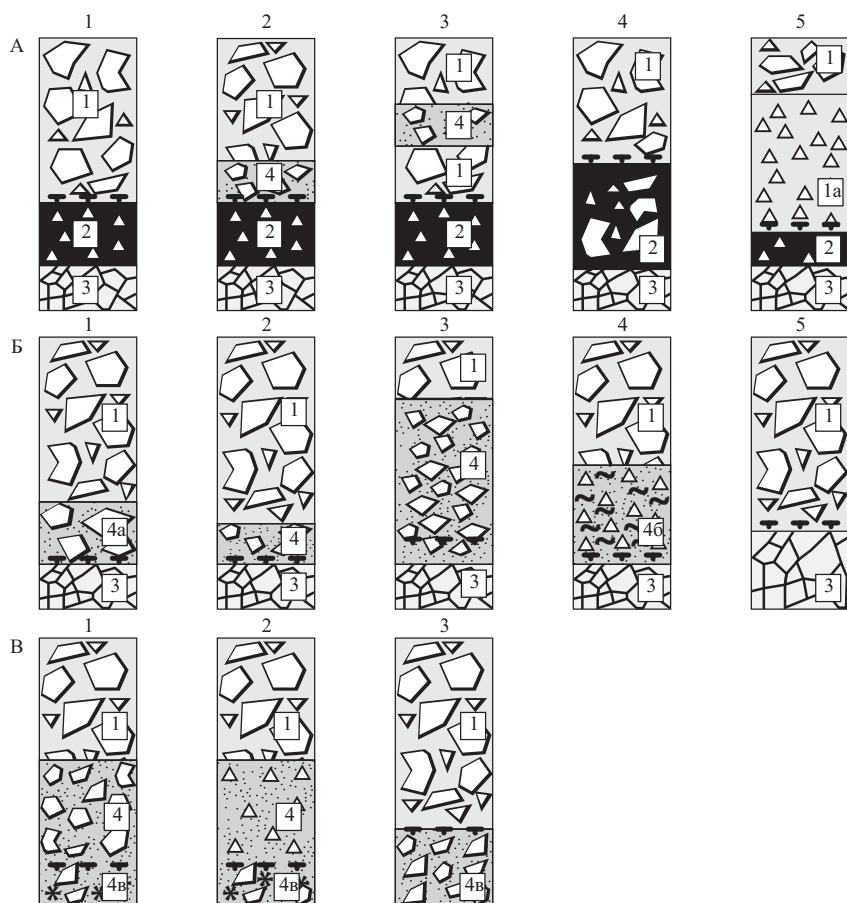


Рис. 10.15. Характерные разрезы курумов: 1) грубообломочный материал без дисперсного заполнителя, с морозной сортировкой; 2) ледо-грунтовой слой; 3) трещиноватые скальные породы с трещинами, заполненными льдом; 4) грубообломочный материал с дисперсным заполнителем: 4а – разборная скала с дисперсным заполнителем, 4б – грубообломочным материал с сильно увлажненным дисперсным заполнителем, 4в – разрез 4 в мерзлом состоянии

В гольцовом поясе гор наиболее распространены курумы с внутренним питанием, развивающиеся на скальных породах различного состава. На однородном по составу и строению коренном субстрате и склонах одинаковой крутизны курумообразующие процессы проявляются равномерно по площади. В этом случае на курумном склоне по его простиранию возникает однотипный разрез. Строение и криогенные особенности курумного чехла фациально изменяются сверху вниз по склону. Если же коренной субстрат неоднороден по составу и строению, то формирование чехла происходит неравномерно по всей площади в результате избирательного проявления экзогенных процессов. При этом образуются курумы различной формы (линейные, сетчатые, изометричные), относящиеся к группе избирательного выветривания скальных пород.

На основе изложенных представлений об источниках питания курумов, связи с породами основания и морфологией разработана их морфогенетическая классификация для одного из районов Забайкалья – хребта Удокан (*табл.* 10.28). Выделенные виды (фации) курумов характерны для хребта Удокан и для всего Забайкалья и хорошо коррелируются с таковыми в других горных странах. На данный момент классификация может использоваться для изучения курумов в различных регионах.

Характер залегания осадочно-метаморфических пород по отношению к поверхности склона, рисунок, который образуют на нем разрывные нарушения и выходы пластов пород, более подверженных выветриванию, определяют морфологию курумов. Это позволило наметить связь между особенностями залегания пород и некоторыми видами курумов на склонах различной крутизны в гольцовом поясе гор Забайкалья (*табл.* 10.29).

На склонах, имеющих ограниченные размеры по падению (первые десятки метров), располагается один из видов курумов. В таких курумах как в подвижных склоновых образованиях по направлению сверху вниз по склону удается выделить три основных вертикальных пояса, закономерно сменяющих один другой. Во-первых, это пояс мобилизации грубообломочного материала, его формирования и подготовки к движению. Здесь курумов либо нет, либо они представлены суффозионно-деструктивной субфацией. Во-вторых, это пояс собственно курумов, где происходит активное движение (транзит) грубообломочного материала. Здесь фиксируется субфация с гольцовым льдом в той или иной модификации. В-третьих, это пояс аккумуляции грубообломочного материала, где его движение вниз по склону затухает или прекращается полностью. Здесь происходит захоронение курумов отложениями различного генезиса, переработка их экзогенными процессами, трансформация в другие образования. В каждом из поясов выделяется ряд самостоятельных фаций с индивидуальным набором субфаций.

Склоны, имеющие протяженность сотни метров (до 1,0–1,5 км) сверху вниз по падению имеют набор различного типа курумов, сменяющих друг друга. Здесь невозможно выделить описанные выше пояса, т.к. курум, расположенный гипсометрически выше по склону, может одновременно служить поясом мобилизации для другого курума. Пояс аккумуляции чаще всего имеют курумы, расположенные в основании склона.

Устойчивость инженерных объектов на курумных склонах определяется их крутизной, особенно при наличии горизонта с гольцовым льдом или высокольдистым (водонасыщенным) мелкоземом. С увеличением крутизны склона элемент, сложенный глыбовым материалом, становится менее устойчивым и переходит в более опасную группу.

Следует особо подчеркнуть, что в естественном, ненарушенном, состоянии курумные склоны средней крутизны редко несут следы активных процессов. Это кажущаяся стабильность курумов и парагенетически связанных с ними образований на склонах, особенно контрастная в соседстве с обвальными и осыпными склонами, с формами лавинной деятельности является следствием длительно действующих геологических процессов, приводящих к выработке профиля равновесия на высокопрочных изверженных и осадочно-метаморфических породах. Однако мерзлотно-фациальное строение курумов, включающее концентрацию по ним поверхностного стока, наличие горизонтов с многолетним гольцовым льдом, высокольдистого или

водонасыщенного, тиксотропного мелкозема и другие особенности делают их весьма неустойчивыми при нарушениях, обусловленных строительством, особенно подрезкой склонов.

Таблица 10.28

Морфогенетическая систематизация курумов хр. Удокан					
Питание грубо- обло-моч- ным ма- териалом	Основные курумообразующие процессы		Группы курумов по их форме		
			Линейные	Сетчатые	Изометрические или площадные
			Фации курумов (крутизна склонов), °		
Внутрен- нее	Выветривание (де- струкция) скаль- ных пород, выпу- чивание облом- ков, суффозия	Локальное	Шлейфовидные потоковые курумы (5–20) Потоки ку- румов (15–25) По- токовые курумы (25–30)	Сетчатые курумы (5– 15) Потоково-сетча- тые курумы (15–30) Нишевые курумы (10–25) Нишево-сет- чатые курумы (10–25)	Полигональные курумы (10–30) Пятнистые курумы (15–25)
		По всей площади			Курумный поток распученной скалы (3–10)* Шлейфовидные покровные курумы (5–20) Поясные курумы (20–38)* Курумоосыпи (38–40) Курумы уступов нагорных террас (35–40)* Курумы уступов нивационных ступеней (5–15)*
	Деструкция, выпу- чивание облом- ков из дисперсных пород, суффозия	Локальное	Полосы курумов (20–25)	Структурные курумы	
		По всей площади			Пятнистые и площадные курумы выпучивания (10–25)
Внешнее	Поступление материала обва- лов, осыпей, курумов, лавин		Ложбинные куру- мы (3–15)		Курумолетчеры** Курумные покровы накопления (3–5)

* Фации курумов, в формировании которых существенную роль играет нивация
 ** Фации, носящие переходный характер между курумами и иными фациями рыхлых образований

Таблица 10.29

Зависимость формирования некоторых видов (фаций) курумов от залегания осадочно-метаморфических толщ и крутизны склонов							
Падение пластов пород по отношению к поверхности склона	Крутизна склона, град						
	5–10	10–15	15–20	20–25	25–30	30–38	более 38
Согласно, но положе, чем склон	Курумы уступов нива- ционных ступеней						Курумо- осыпи
Согласно со склоном	Шлейфовидные покровные курумы						
	Полигональные курумы						
Согласно, но круче, чем склон				Поясные курумы			
Косо к падению склона			Пятнистые курумы				
Противоположно и круче падения склона				Поясные курумы			
Противоположно и положе падения склона	Курумный покров распученной скалы						

Каждый из типов курумов в сочетании с фациями других склоновых отложений, например элювиально-делювиальными, горным делювием (пролювием), составляют парагенетически связанную группу склоновых фаций. Такие группы занимают части склонов, которые имеют название «сегменты». В зависимости от цели исследований строение курумов должно исследоваться в пределах конкретного сегмента либо во всех сегментах данного склона. Это подтверждается анализом освидетельствования линейных сооружений, проложенных по курумным склонам Южной Якутии и Забайкалья, а именно Амуро-Якутской шоссейной магистрали, при-трассовой автомобильной дороги вдоль Байкало-Амурской магистрали, общей протяженностью около 1 тыс. км. Оказалось, что сегменты склонов с расположенными на них курумами определенного типа не реагируют на строительство в их пределах дорог, а с другими типами картина инженерного освоения становится более сложной и даже катастрофичной.

Каждый из курумов имеет различный набор субфаций, строение которых было приведено выше. Необходимо знать, где находятся эти субфации в каждом конкретном куруме. Для площадных и линейных форм курумов характерен набор из трех субфаций: в верхней части курумного склона находится суффозионно-деструктивная субфация, в средней части – субфация с гольцовым льдом, в нижней – кольматационная. Сетчатые и нишевые курумы имеют более сложный набор субфаций, которые маркируются изменением микрорельефа поверхности. Комбинации субфаций определяют инженерно-геологические особенности курумов.

На одном и том же склоне, особенно большой протяженности как по простиранию, так и по падению, одновременно существуют различные морфогенетические типы курумов. Каждый из таких типов занимает определенный участок склона (сегмент), в пределах которого курумы, кроме площадных, парагенетически связаны с другими склоновыми отложениями. Например, на участках развития нишево-сетчатых курумов выделены субгоризонтальные нивационные площадки, нивационные уступы и потоковые части курума, различные по крутизне, строению, глубинам СТС, подвижности обломочного материала и, как следствие, неодинаковые в инженерно-геологическом отношении. Условно каждый тип курума можно представить собой как сложный природный объект, состоящий из множества составляющих, часть из которых абсолютно безопасна с инженерно-геологической точки зрения, другая – безопасная, если соблюдать определенные правила осторожности, а третья не пригодна для строительства. Поэтому при инженерно-геологическом анализе были выделены элементы курумов, различающиеся строением, механизмом и скоростями движения грубообломочного материала. В основу выделения элементов были положены следующие признаки: 1) мощность грубообломочного чехла и его соотношение с глубиной СТС; 2) наличие или отсутствие горизонта с гольцовым льдом, его мощность и протяженность; 3) плотность сложения (упаковка) грубообломочного чехла; 4) размер и форма обломков, их округленность; 5) наличие слоя обводненного, возможно, тиксотропного дисперсного материала в основании СТС; 6) наличие потока вод сезонно-талого слоя в теле курума; 7) крутизна склона. Для оценки устойчивости курума соотношение указанных признаков имеет определяющее значение. Сочетание инженерно-геологических процессов и явлений в пределах склона позволяет предсказать нежелательные и опасные перемещения курумного чехла при строительстве дорог: усиление крипа, соскальзывание грубообломочного чехла по ледогрунтовому основанию, пластические деформации слоя с гольцовым льдом, частичное или полное протаивание гольцового льда и связанные с ним просадки, вязкопластичные деформации слоя мелкозема, деформации чехла, обусловленные гидродинамическим напором от СТС, суффозией мелкозема, гравитационными смещениями, вызванными «роликовым» эффектом – скатыванием глыб по округленным, шаровидным обломкам. Для выделенных элементов курумов с площадным или потоковым (концентрированным) характером движения грубообломочного чехла оценены порядки скоростей движения и объемы смещаемого материала в зависимости от крутизны склона, мощности чехла и качества поверхности смещения для естественных условий и при подрезке склонов. По сочетанию строения и меха-

низмов движения элементы курумных склонов подразделены на четыре группы по степени опасности при инженерно-геологическом освоении: безопасные, сравнительно безопасные, опасные и крайне опасные (*табл.10.30*).

Для *безопасного* типа элементов курумов характерно стабильное состояние грубообломочного чехла в естественном залегании, отсутствие предпосылок для его катастрофических смещений при подрезке склона, практически отсутствует движение обломков. Прокладка дорог по этим элементам курумов не приводит к отрицательным последствиям.

Для *сравнительно безопасного* типа элементов курумов характерны фрагменты с гольцовым льдом незначительной мощности (0,3–0,5 м), большая крутизна склонов, неплотное сложение обломков в чехле. На этих элементах курума линейные сооружения могут испытывать воздействие движущегося с разными скоростями (до нескольких см в год) грубообломочного материала, происходят незначительные, затухающие во времени просадки полотна, вызванные уплотнением чехла и таянием линз гольцового льда. Возможны вывалы грубообломочного материала в несколько кубических метров при подрезке склона выемками. Все неблагоприятные последствия естественных и инженерно-геологических процессов могут легко устраняться в процессе обычных дорожных работ дорожно-эксплуатационной службы.

Опасный тип элемента характеризуется сложным строением, присутствием гольцового льда мощностью 1–2 м или слоя сильно обводненного тиксотропного мелкозема в основании курума мощностью около 1,0 м и более. Грубообломочный чехол может перемещаться со скоростью 1–3 см в год на склонах крутизной 15–20°. В результате естественных причин (дожди, жаркое лето, ведущее к увеличению глубины СТС, сейсмические явления), а также под влиянием инженерной деятельности возможны катастрофические подвижки чехла с объемами смещений в несколько десятков кубических метров, проявление термоэрозийных промоин и других неблагоприятных явлений, нарушающих устойчивость сооружений и требующих специальных дорогостоящих восстановительных работ. В частности, дороги, построенные на таких элементах курума, могут испытывать осадки, размываться, заваливаться грубообломочным материалом, что временно нарушает возможность нормального движения транспорта.

Крайне опасный тип элемента имеет мощность ледогрунтового слоя 2–3 м и более, большие скорости движения грубообломочного чехла, измеряемые сантиметрами и даже десятками сантиметров в год. Для него возможны крупные катастрофические подвижки отдельных участков. Объемы смещений могут достигать нескольких сотен кубических метров. Участок дороги, построенный на таком элементе, может быть разрушен в результате инженерно-геологических процессов, связанных с протаиванием или размывом ледогрунтового горизонта в основании полотна дороги. Причем эти явления могут прогрессировать, вызывая длительный перерыв в эксплуатации дороги, а мероприятия по их предотвращению или устранению требуют крупных капиталовложений, но и это зачастую не обеспечивает необходимой надежности.

На основании крупномасштабного исследования сегментов склонов и выделения в них элементов, различающихся инженерно-геологическими особенностями, установлено, что сегменты склонов в целом при инженерно-геологическом освоении различаются по предпочтительным способам прокладки полотна дороги (на полках, в полувыемках-полунасыпях, в насыпях), а также требуют комплекса мероприятий для их надежного строительства и безопасной эксплуатации.

Для надежности строительства и безопасной эксплуатации дорог разработаны рекомендации по проведению ряда инженерно-мелиоративных мероприятий защиты соорний на опасных сегментах курумных склонов. С учетом сложности проведения таких мероприятий и мер инженерной защиты сегменты склонов тоже, в свою очередь, разделены на четыре категории по опасности строительства на них дорог: благоприятные, условно благоприятные, неблагоприятные и крайне неблагоприятные (*табл.10.31*). Категория, к которой относятся сегменты склонов, косвенным образом свидетельствует о материальных затратах, необходимых для строительства дорог в их пределах и их последующей эксплуатации.

Инженерно-геологическая оценка элементов курумов

Элементы курумов	Составляющие строения								Механизмы движения		
	Мощность грубообломочного чехла ($h_{кр}$) и ее соотношение с мощностью сезонного слоя ($h_{СТС}$), м	Наличие гольцового льда	Округленность обломков	Плотность упаковки	Наличие, тиксотропного слоя, м	Наличие потока вод сезонного слоя	Крутизна элемента курума	Криогенная десерция	Скольжение обломков по льду	Пластические деформации льда	
1	От 0,5 до 1,5 $h_{СТС} > h_{кр}$	Нет	Средняя и плохая	Средняя и плохая	Нет	Слабый сток	до 10°	В виде пульсаций	Нет	Нет	
2	От 1,0 до 2,0 $h_{СТС} \geq h_{кр}$	0,0–0,5	Средняя и плохая	Средняя и рыхлая	Нет	Слабый сток, высачивание воды	10–35°	Средняя	Нет	Практически нет	
3	От 2,0 до 3,5 $h_{СТС} \leq h_{кр}$	1,0–2,0	Хорошая и средняя Высокая	Средняя и рыхлая	До 0,5	Наличие постоянного стока средней интенсивности	10–35°	Интенсивная	Есть	Есть	
4	От 3 до 5–6 $h_{СТС} < h_{кр}$	2,0–3,0	Высокая	Рыхлая и плотная	Более 0,5	Постоянный сток средней интенсивности Сильный концентрированный сток	10–35°	Интенсивная	Есть	Преобладают	

...окончание таблицы 10.30

Элементы курумов	Механизмы движения							Прогноз поведения полотна дороги, проложенного на элементе курума	Инженерно-геологическая оценка элемента курума
	Частичное протаивание	Вязкопластичные деформации мелкозема	Суффозия мелкозема	Гравитационный фактор смещения	Характер движения	Скорости движения обломочного чехла	Катастрофические подвижки		
1	Нет	Нет	Слабая	Нет	Неконцентрированный	Неподвижен или практически неподвижен	Нет	Стабильное (устойчивое)	Безопасный
2	Есть, но нехарактерно	Нет	Слабая Средняя	Нет	Неконцентрированный	мм/год	Нет	Незначительные неравномерные просадки, загущающие во времени	Сравнительно безопасный
3	Есть	Нет	Средняя Сильная	Слабый Средний	Чаще концентрированный	см/год	Локальные линейные срывы	Деформации и просадки полотна	Опасный
4	Нет	Интенсивные	Сильная	Сильный	Площадной и концентрированный	До 10 см/год и более	Серия оползней, срывов линейной и площадной формы	Сильные деформации, прогрессирующие во времени, просадки и разрушение полотна	Крайне опасный

Для первой категории сегментов склона – *благоприятной* – способ прокладки полотна дорог с инженерно-геологической точки зрения не имеет принципиального значения. Не требуется обязательных мелиоративных мероприятий и сооружений для их защиты. Эта категория сегментов склонов объединяет 30% всех морфогенетических типов курумов. К сожалению, эти типы курумов в силу своей морфологической привязки в рельефе редко встречаются на пути создаваемых линейных сооружений.

Вторая категория сегментов склонов – *условно благоприятная*, требующая предпочтительного способа прокладки полотна дороги (полка, насыпь), определения оптимальной глубины подрезки склона в соответствии со строением курума и мощностью грубообломочного чехла. При строительстве полотна дороги должно быть предусмотрено создание дренажной сети, либо сохранение существующей природной дренажной системы с целью оставить условия стока вод СТС близкими к естественным. Это может быть достигнуто укладкой перекрытий над углублениями, в которых концентрируется подповерхностный сток, созданием над ними грубообломочной подушки, предохраняющей курумный чехол от кольматации. Подобные инженерно-мелиоративные мероприятия на данных сегментах склонов возможны и при строительстве не только дорог, но и других инженерных сооружений.

Третья категория сегментов склонов – *неблагоприятная*, включает в себя курумы с элементами, строительство на которых без предварительного снятия или закрепления грубообломочного чехла или других дорогостоящих инженерных мероприятий не обеспечивает надежности, долговечности и бесперебойной эксплуатации. Типичными представителями данной категории являются курумные потоки, сформировавшиеся в результате выветривания скальных пород по зонам тектонического дробления. Курумные потоки имеют строго фиксированное русло трапецидальной в разрезе формы. В естественных условиях подвижность курумного потока определяют криогенная десерпция и гидродинамический напор вод подповерхностного стока, особенно сильный в нижних частях склонов. Перемещение грубообломочного чехла одного из таких потоков в предгорье хребта Удокан ежегодно стабильно составляло 1 см. Для изучения характера движения грубообломочного чехла подобного потока в общей массе в него в качестве репера был заложен металлический каркас, который в первые же годы начало разворачивать по сложной траектории, а через 12 лет он был искорежен в буквальном смысле слова. Это свидетельствует о сложном движении обломков в потоке и их мощном механическом воздействии.

Опасность представляют собой при подрезке потоковые курумы, в которых выделяются в виде элементов сами потоки курумов и межпоточные участки, представленные чаще всего перлювиальной субфацией. Потоки представлены субфацией с гольцовым льдом, которая в основании склона может заменяться кольматационной субфацией. Подрезка такого склона крутизной 25° вызывает катастрофические срывы грубообломочной массы. При подрезке одного из таких склонов на Удокане произошло отседание всей кольматационной субфации в виде блока-оползня объемом около 540 м^3 . За ним сформировался цирк отседания.

Не менее динамичными являются и курумные покровы накопления. При мощности грубообломочного чехла 1,5–1,8 м с гольцовым льдом в основании скорость перемещения обломочного материала в некоторых местах составляет 1,3 см в год.

Рекомендуемый комплекс мелиоративных мероприятий различен. Он включает закрепление грубообломочного материала курумных потоков, его удаление, укладку дренажных труб в образовавшиеся выемки и проведение других инженерно-хозяйственных работ.

Четвертая категория сегментов – *крайне неблагоприятная*. В нее входят фации курумов, а также каменные глетчеры и куромоглетчеры, снятие или закрепление грубообломочного чехла которых не решает проблему устойчивости сооружений. Строительство на таких сегментах приведет к развитию неблагоприятных инженерно-геологических процессов, связанных с таянием пластов гольцового льда, просадками грубообломочного чехла и его массовыми смещениями.

Таблица 10.31

Практические рекомендации по инженерному освоению курумов		Способ прокладки дороги			Прокладка дороги не рекомендуется		
		Любой	Насыпь	Полувыемка-полунасыпь			
Инженерно-геологическая оценка сегментов склонов	Вид курума	Отвод подповерхностного стока водоотводными канавами	1. Частичная выемка грубообломочного материала потоков 2. Укладка бетонных плит, перевыступающих потоки 3. Создание насыпи	1. Полная выемка грунта обломочного материала потоков 2. Создание водопропускных сооружений 3. Создание арматурополюсов створов 4. Создание насыпи 5. Создание насыпи с укладкой бетонных плит	1. Подрезка курума на глубину, обеспечивающую полное протравливание ледегрунтового слоя 2. Создание полотна дороги после протравливания льда	1. Подрезка курума с частичной грубообломочного выемочного материала потоков 2. Укладка бетонных плит, перевыступающих потоки	Преодоление курумов с помощью строительства мостов
БЛАГОПРИЯТНЫЕ	Сеччатый						
	Нишевый	Дорога по нивационной площадке					
	Уступов нагорных террас	В крест простирания склона					
	Нивационный						
	Структурный						
УСЛОВНО БЛАГОПРИЯТНЫЕ	Покровные курумы выпучивания						
	Пятнистые						
	Покровы раслученной скалы	При небольшой раслученности и содержании льда					
	Потоково-сеччатый						
	Шлейфовидные потоковые						
НЕБЛАГОПРИЯТНЫЕ	Потоки курумов				При W потоков < 3 м		
	Потоковые						
	Нишево-сеччатые, сеччато-нишевые		При W потоков < 3 м		При W потоков > 3 м		
	Политональные		При W потоков < 3 м		При W потоков $5-6$ м		
	Поясные						
КРАЙНЕ НЕБЛАГОПРИЯТНЫЕ	Курумные покровы						
	Шлейфовидные покровные курумы						
	Курумосыпи						
	Ложбинный						
Курумолегчеры							

Примечание: $h_{\text{нас}}$ – мощность насыпи, м; $h_{\text{нише.ст}}$ – мощность тиксотропного слоя, м; W потоков – ширина потоков курумов; прямоголинии серого цвета или с текстом указывают на способ прокладки дороги для данного вида курумов.

Кроме того, снятие или надежное закрепление чехла на таких курумах невозможно в силу значительной крутизны склонов, большой мощности грубообломочных образований или огромных площадей их развития. Отнесенные к этой категории шлейфовидные покровные курумы, имея в своем строении ледогрунтовый слой около 3 м и более и округлый характер обломков, даже в естественном состоянии имеют высокую подвижность – 1–3 см в год. Кроме того, грубообломочный чехол предрасположен к катастрофическим подвижкам в результате протаивания ледогрунтового слоя в аномально теплые и дождливые годы. Данный вид курумов наиболее чувствителен к любым воздействиям человека. Например, в пределах Удоканского междурядного месторождения зафиксированы провалы штольни в результате вытаивания гольцового льда над ней.

Особую опасность в инженерно-геологическом плане представляют грубообломочные образования, переходные от курумов к каменным глетчерам, – **курумоглетчеры**. Разновидностей курумоглетчеров по условиям образования много. Трудности инженерного освоения выделенных разновидностей курумоглетчеров вызваны, во-первых, общей мощностью грубообломочного тела (4–6 м) и ледогрунтового слоя (3–4 м) и, во-вторых, интенсивным перемещением в результате пластических деформаций ледогрунтового слоя. О движении курумоглетчеров свидетельствует их валообразная фронтальная часть с крутизной, близкой к углу естественного откоса, серии напорных валов и западин на их поверхности. Подрезка курумоглетчера неминуемо активизирует их движение. Так, например, во фронтальной части одного из курумоглетчеров в пределах хребта Удокан была сооружена дорога шириной 4 метра. Через 20 лет по линии максимального уклона дорога в значительной мере перекрыта и скорость наступления курумоглетчера составила 14 см/год. Строительство на курумоглетчерах должно быть исключено.

При анализе устойчивости дорог на курумных склонах хребта Удокан важно, что в гольцовом поясе существуют климатические и мерзлотные условия, при которых скопление снега вдоль полотна не приводит к столь сильному отепляющему влиянию, когда среднегодовые температуры становятся положительными. В лесной же зоне происходит ветровое перераспределение снега и существуют предпосылки для накопления его критической мощности. Для таких территорий необходим прогноз влияния насыпей различной высоты, их состава и ориентации по отношению к господствующим зимним ветрам на перераспределение снега. Цель прогноза – выявить условия и местоположения участков, где насыпи могут вызвать накопление снежного покрова больше критичного. В таком случае требуется проведение мероприятий, ограничивающих снегонакопление (понижение высоты насыпи, строительство снегорегулирующих сооружений и другие приемы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ГЛАВА I

Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справочное пособие. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004, 146 с.

Гарагуля Л.С. Исследование пространственно временной изменчивости геокриологических условий на основе комбинации типологического районирования и математического моделирования // Геокриологические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1989. Стр. 81–90.

Гарагуля Л.С. Методика прогнозной оценки антропогенных изменений мерзлотных условий. М.: Изд-во МГУ, 1985. 223 с.

Гарагуля Л.С. Методические основы применения математических методов в геокриологических исследованиях // Применение математических методов в геокриологии (Под ред. Л.С.Гарагули. Изд-во МГУ, 1985. Стр. 4–15.

Гарагуля Л.С. Научные основы прогноза // Основы геокриологии. Часть 6. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. Стр. 9–18.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., и др. Методика мерзлотной съёмки. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А.Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

Кудрявцев В.А., Максимова Л.Н. О мерзлотном прогнозе и крупномасштабных прогнозных мерзлотных картах // Мерзлотные исследования, вып. XV. М.: Изд-во МГУ, 1976.

Пармузин С.Ю. Виды и методы прогноза // Основы геокриологии. Том 6. Геокриологический прогноз и и экологические проблемы в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. Стр. 18–38.

ГЛАВА II

Атлас теплового баланса. Под ред. М.И. Будыко. Л., Гидрометеиздат, 1963.

Будыко М.И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 472 с.

Гарагуля Л.С. Энергетический баланс и температурный режим земной поверхности // В кн. Основы геокриологии. Часть 4. Динамическая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2001. Стр. 8–48.

Гарагуля Л.С., Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Количественная связь годовых теплооборотов в горных породах с радиационным режимом поверхности // Мат-лы VIII Всесоюз. Межвед. Совещ. По геокриологии (мерзлотоведению). Вып. 4. Якутск, 1966. С. 172–179.

Ефимова Н.А. К методике расчета месячных сумм эффективного излучения. «Метеорология и гидрология», 1961, № 10.

Ефимова Н.А. Карты радиационного баланса увлажненной поверхности. «Метеорология и гидрология», 1968, № 3.

Захарова А.Ф. Радиационный режим северных и южных склонов в зависимости от географической широты. «Ученые записки МГУ», сер. геогр. 1959, вып. 13, № 269.

Константинов А.Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеиздат, 1968.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А.Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.

Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1969.

- Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. М.: Наука, 1979. 283 с.
- Павлов А.В.* Энергообмен в ландшафтной сфере Земли // Новосибирск «Наука», 1984. 256 с.
- Перльштейн Г.З.* Водно-тепловая мелиорация на Северо-Востоке СССР // Новосибирск «Наука», 1979. Стр. 67–90.
- Справочник* по климату СССР, ч. I. Радиация. Выпуски с 1 по 34. Л., Гидрометеиздат, 1968–1970.
- Тюрк Л.* Баланс почвенной влаги. М., Гидрометеиздат, 1958.
- Pidwirny, M.* (2006). «Net Radiation and the Planetary Energy Balance». Fundamentals of Physical Geography, 2-nd Edition.

ГЛАВА III

- Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л.* Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980. 382 с.
- Гудмэн Т.* Применение интегральных методов в нелинейных задачах нестационарного теплообмена. М., Атомиздат, 1967. Стр. 41–96.
- Ентов В.М., Максимов А.М., Цыпкин Г.Г.* Образование двухфазной зоны при промерзании пористой среды: Препринт №269, М.: Институт проблем механики АН СССР. 1986. 56 с.
- Иванов Н.С.* Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах, М.: «Наука», 1967. 536 с.
- Иванов Н.С., Филлипов П.И.* Теплопроводность твердых тел и дисперсных сред при фазовых превращениях. Иркутск: Изд-во Иркутского университета. 1988. 272 с.
- Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.* Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.
- Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.* Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
- Коваленко А.Д.* Термоупругость пластин и оболочек. Киев: Наукова думка, 1971. 125 с.
- Комаров И.А.,* Термодинамика и тепломассобмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Изд-во Научный мир, 2003, 603 с.
- Комаров И.А.* Обобщение квазистационарных и автомодельных решений задачи промерзания-оттаивания методом малого параметра, Криосфера Земли, Т.1, 4, 1997. Стр. 3–11.
- Комаров И.А., Тупенко Г.С.* Решение задачи промерзания-оттаивания при наличии изоляции на поверхности. // Геокриологические исследования. М.: Изд-во МГУ 1987. Стр. 260–280.
- Комаров И.А., Ананьев В.В., Бек Д.Д.,* К проблеме использования хладоресурса сжиженного природного газа для целей термостабилизации грунтов Криосфера Земли, Том XIX №2, 2015. Стр. 75–81.
- Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В.* Совершенствование нормативной базы по расчетной оценке теплофизических свойств пород и криопэгов // Основания, фундаменты и механика грунтов, №2, 2012. Стр. 25–30.
- Лыков А.В.* Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967.
- Лейбензон Л.С.* Руководство по нефтепромысловой технике. М., ГНТИ, 1931.
- Лукьянов В.С., Головки М.Д.* Расчет глубины промерзания грунтов. М., Трансжелдориздат, 1957.
- Павлов А.В.* Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М.: «Наука», 1965. 254 с.
- Порхаев Г.В.* Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с вечномерзлыми грунтами. М.: «Наука», 1970. 208 с.
- Рачевский Б.С.* Сжиженные углеводородные газы. М. : НЕФТЬ и ГАЗ, 2009, 640 с.
- Рачевский Б.С., Шушерина Е.П., Отрощенко О.П., Макарец В.Н.* Исследование температурных деформаций мерзлых пород при их охлаждении до -165°C .

Рубинштейн Л.И. Проблема Стефана. Рига, 1967.

Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов. М., «Наука», 1964.

Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики, гл. III. М.: «Наука», 1977.

Чернядьев В.П., Чеховский А.Л., Стремяков А.Я., Пакулин В.А. Прогноз теплового состояния грунтов при освоении северных районов. М.: Наука, 1984, 137 с.

Фельдман Г.М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск: Изд-во «Наука», 1977. 190 с.

Хрусталева Л.Н. Температурный режим вечномерзлых грунтов на застроенной территории. М.: Наука, 1971. 168 с.

Хрусталева Л.Н. Основы геотехники в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2005. 245 с.

ГЛАВА IV

Геокриологический прогноз для Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск, 1983. 182 с.

Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1954. 183 с.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А.Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.

Пармузин С.Ю. Рациональное природопользование в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. 171 с.

Температура, криолитозона, радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 141 с.

ГЛАВА V

Балобаев В.Т. Теплообмен мерзлых горных пород с атмосферой при наличии растительного покрова. В сб.: «Тепловые процессы в мерзлых горных породах». М., «Наука», 1964.

Булдович С.Н. Влияние процессов конвективного теплопереноса в деятельном слое на температурный режим многолетнемерзлых пород. Материалы Первой конференции геокриологов России. М., Изд-во МГУ, 1996, кн.4. Стр. 64–73.

Булдович С.Н. Экспресс-метод оценки и прогнозирования температурного режима многолетнемерзлых пород // Материалы Второй конференции геокриологов России. Т.2. Динамическая геокриология. Изд-во МГУ, 2001. Стр. 61–70.

Булдович С.Н. Особенности прогнозирования изменений среднегодовой температуры и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород // Основы геокриологии. Ч.6. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. Стр. 140–170.

Булдович С.Н., Афанасенко В.Е., Мелентьев В.С. Некоторые данные о конденсации водяных паров в грубообломочных грунтах Южной Якутии // Мерзлотные исследования. Вып. XVII. Изд-во МГУ, 1978. Стр. 169–175.

Булдович С.Н., Гарагуля Л.С. Влияние тепло-массообмена в сезонноталом и сезонно-мерзлом слоях на их мощность и температурный режим подстилающих пород. В кн. Основы геокриологии, Ч.4, Динамическая геокриология. Изд-во МГУ, 2001. Стр. 258–272.

Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справочное пособие. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 146 с.

Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И. Типизация техногенных воздействий на природную среду // В кн. Основы геокриологии, Ч.6 Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. Стр. 436–455.

Гарагуля Л.С., Кудрявцев В.А., Кондратьева К.А., Максимова Л.Н. Влияние геолого-географических факторов на температурный режим пород слоя сезонного протаивания в северной части Яно-Индибирского междуречья. В сб.: «Мерзлотные исследования», вып. X. Изд-во МГУ, 1970.

Климочкин В.В. К вопросу о роли конденсации в формировании ресурсов грунтовых вод // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. Якутск: Изд-во ИМ СО РАН, 1975. Стр. 158–165.

Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1954. 183 с.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.

Фельдман Г.М. Методы расчета температурного режима мерзлых грунтов. М.: Наука, 1973. 251 с.

ГЛАВА VI

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой толщи литосферы Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.

Балобаев В.Т., Павлов А.В. Динамика криолитозоны в связи с изменением климата и антропогенными воздействиями // Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1983. Стр. 184–194.

Балобаев В.Т., Павлов А.В. Прогноз изменения теплового и фазового состояния криолитозоны Западной Сибири // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, «Наука», 1998. Стр. 10–29.

Булдович С.Н. Особенности прогнозирования и условий формирования и динамики толщ многолетнемерзлых пород // Основы геокриологии. Ч.6. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. Стр. 170–194.

Гаврилова М.К. Климат и многолетнее промерзание горных пород // Новосибирск, «Наука», 1978. 212 с.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.

Максимова Л.Н., Еришов Э.Д. Современное потепление климата и реакция температурного поля горных пород // Основы геокриологии. Ч.6. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. Стр. 395–409.

Чернядьев В.П., Чеховский А.Л., Стремяков А.Я., Пакулин В.А. Прогноз теплового состояния грунтов при освоении северных районов. М.: Наука, 1984. 137 с.

ГЛАВА VII

Горяинов Н.Н. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. Изд-во «Недра», 1992. 264 с.

ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация.

Еришов Э.Д. Общая геокриология. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

- Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.** Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
- Методы** геокриологических исследований: Учеб.пособие/Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.
- Методы** изучения мерзлых пород. Изд-во МГУ, 2005. 512 с.
- Снегирев А.М., Великин С.А.** Электрокаротаж сопротивления мерзлых пород в сухих скважинах. Якутск, 1987. 102 с.
- СНиП 2.02.04-88.** Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: Госстрой СССР, 1990. 52 с.
- Теплофизические** свойства горных пород. Под. ред. Ершова Э.Д., МГУ, 1984. 204 с.
- Фазовый** состав влаги в мерзлых породах. /Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1979. 192 с.
- Чеверев В.Г.** Природа криогенных свойств грунтов. М.: Научный мир, 2004. 204 с.
- 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.p. 289-294.
- Kuznetsova E., Motenko R.** Weathering of volcanic ash in the cryogenic zone of kamchatka, eastern Russia // Clay Minerals. 2014. no.49. P. 195–212.

ГЛАВА VIII

- Брушков А.В.** Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. Изд-во МГУ, Москва, 1998. 332 с.
- Втюрин Б.И.** Криогенное строение четвертичных отложений. М., «Наука», 1964.
- Вялов С.С. и др.** Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. М.: Наука, 1966.132 с.
- Зыков Ю.Д.** Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1999. 243 с.
- Карслоу Г., Егер Д.** Теплопроводность твердых тел. М., Наука, 1964.
- Кривоногова Н.Ф.** Анализ типа льдообразования в скальных породах при их инженерно-геологической характеристике. В сб. «Мерзлотные исследования», вып. XV. Изд-во МГУ, 1975.
- Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.** Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.
- Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.** Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
- Методы** изучения мерзлых пород. Изд-во МГУ, 2005. 512 с.
- Роман Л.Т.** Механика мерзлых грунтов. М.: МАИК Наука / Интерпериодика, 2002. 426 с.
- СНиП 2.02.04-88.** Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: Госстрой СССР, 1990. 52 с.
- Худяков М.А.** Материаловедение. Уфимский государственный нефтяной технический университет. Учебное пособие, 1999. 164 с.
- Цытович Н.А.** Механика мерзлых грунтов. Учеб.пособие, М.: Высшая школа. 1973. 448 с.
- Шушерина Е.П. и др.** Исследование температурных деформаций мерзлых дисперсных пород в зависимости от состава и температуры // Мерзлотные исследования, вып. XIII. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Шушерина Е.П., Зайцев В.Н.** Температурные деформации многолетнемерзлых дисперсных пород и повторно-жильных льдов // Мерзлотные исследования, вып. XV. М.: Изд-во МГУ, 1976.

ГЛАВА IX

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.

Редозубов Д.В. Геотермический метод исследования толщ мерзлых пород. М., Наука, 1966.

Чернядьев В.П., Чеховский А.Л., Стремяков А.Я., Пакулин В.А. Прогноз теплового состояния грунтов при освоении северных районов. М.: Наука, 1984. 137 с.

Шепелев В.В. Роль процессов конденсации в питании подземных вод мерзлой зоны // Взаимосвязь поверхностных и подземных вод мерзлой зоны. Якутск, 1980. Стр. 43–56.

ГЛАВА X

Ананенков А.Г., Лобастова С.А., Ставкин Г.П., Хабибуллин И.Л. Экологические основы землепользования при освоении и разработке газовых и газоконденсатных месторождений Крайнего Севера. Издание: ООО «Недра-Бизнесцентр», Москва, 2000 г. 316 с.

Арз Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 160 с.

Бондаренко Г.И. Закономерности развития солифлюкции, связанные с прочностью и деформируемостью протаивающего грунта // Мат-лы I конф. Геокриологов России. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1996. Стр. 424–435.

Босиков Н.П. Эволюция аласов центральной Якутии, ред. М.С. Иванов; АН СССР. Сиб. отд-ние. Ин-т мерзлотоведения. Якутск, 1991. 128 с.

Васильев А.А. Динамика берегов Карского моря. Криосфера Земли. Том X, № 2. Новосибирск, Академическое изд-во «ГЕО», 2006. С. 56–67.

Гаврильев Р.И. Обобщение взаимосвязи тепловых и физических свойств различных типов грунтов и торфяников. Мерзлые грунты при инженерных воздействиях. Новосибирск: Наука, 1984. Стр. 14–28.

Гарагуля Л.С. Особенности прогнозирования мерзлотно-геологических процессов // В кн. Основы геокриологии, Ч.6 Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. М.: Изд-во МГУ, 2008. Стр. 331–350.

Гравис Г.Ф. Цикличность термокарста на Приморской низменности в верхнем плейстоцене и голоцене // III Междунар. конф. по мерзлотоведению. Т.1. Оттава, 1978. Стр. 283–287.

Гречищев СЕ., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980. 382 с.

Григорьев М.Н. Закономерности процессов термоабразии и термоденудации берегов арктических морей (на примере ключевых участков побережья моря Лаптевых). Материалы первой конференции геокриологов России. Кн.1. М., 1996. Стр. 504–512.

Десяткин Р.В. Почвообразование в термокарстовых котловинах-аласах криолитозоны. Наука. Новосибирск, 2008. 319 с.

Еришов Э.Д. Общая геокриология. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.

Жигарев Л.А. Термоденудационные процессы и деформационное поведение протаивающих грунтов. М.: Наука, 1975. 110 с.

Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М., Наука, 1965. 296 с.

Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальный анализ как основной метод криолитологии. В кн. II Вторая международная конференция по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973, вып.3. Стр. 29–37.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

- Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.** Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
- Курумы** гольцового пояса гор / Романовский Н.Н., Тюрин А.И., Сергеев Д.О. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 152 с.
- Ловчук В.В.** Геоморфологические эффекты термоэрозии, связанные с подземным вытаиванием близкозалегающих к поверхности захороненных повторно-жильных льдов. Матлы Третьей конф. геокриологов России. Т. 2. М.: Изд-во МГУ, 2005. Стр. 108–114.
- Максимьяк Р.В.** Классификация многолетнемерзлых грунтов по их физико-механическим свойствам // Инженерное мерзлотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1979.
- Орлов В.О., Дубнов Ю.Д., Меренков Н.Д.** Пучение промерзающих грунтов и его влияние на фундамент сооружений. Л.: 1977. 183 с.
- Познанин В.Л., Баранов А.В.** Криогенные склоновые процессы Центрального Ямала. С-Пб, 1999. 350 с.
- Попов А.М.** Мерзлотные явления в земной коре (криолитоология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
- Пьявченко Н.И.** Лесное болотоведение (основные вопросы). Издательство: АН СССР, 1963 г. 193 с.
- Природные опасности России.** Геокриологические опасности. Под ред. Л.С. Гарагули, Э.Д. Ершова. М.: КРУК, 2000. 315 с.
- Романовский Н.Н.** Основы криолитогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 216 с.
- Соловьев П.А.** Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение. В кн.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: 1962. Стр. 38–53.
- Соломатин В.И., Жигарев Л.А., Совершаев В.А.** Криогенные процессы и явления на побережье и шельфе арктических морей. М.: Недра, 1975. 241 с.
- Суходровский В.Л.** Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М., Наука, 1979. 280 с.
- Тюрин А.М., Романовский Н.Н., Полтев Н.Ф.** Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М.: Наука, 1982. 150 с.
- Фельдман Г.М.** Термокарст и вечная мерзлота. Новосибирск: Наука СО, 1984. 253 с.
- Чечкин С.А.** Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. Л.: Гидрометеорологиздат, 1970. 205 с.
- Шанцер Е.В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М. Наука, 1966. 239 с.
- Шестернев Д.М.** Криогенные процессы Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 262 с.
- Шур Ю.Л.** Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, 1988. 212 с.
- Шур Ю.Л.** Термокарст. М.: Недра, 1977. 80 с.
- Экзогеодинамика** Западно-Сибирской плиты. Под ред. В.Т. Трофимова. М., Изд-во МГУ, 1987.
- Brouchkov A., Fukuda M., Konstantinov P., Iwahana Go.** Thermokarst as a short-term permafrost disturbance, central Yakutia. Permafrost and Periglacial Processes, 2004, 15(1), p. 81–87. Publisher: Wiley, Oxford, UK.
- Kobayashi, N.** Formation of thermoerosional niches into frozen bluffs due to storm surges on the Beaufort Sea coast. J. Geophys. Res., 1985. 90(C6), p. 11983–11988.

ОСНОВЫ МЕРЗЛОТНОГО ПРОГНОЗА ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Под редакцией Л.С. Гарагули и А.В. Брушкова

Ответственный редактор В.Н. Ананко
Вёрстка и дизайн М.А. Смирнов

Отпечатано в типографии «Буки Веди»

Тираж 500 шт.

Подписано в печать 26.05.2016