

**А. В. Брушков**  
**О. В. Жданеев**  
**К. Н. Фролов**

# **ОСНОВЫ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ**

*Учебник для вузов*

*Одобрено Федеральным учебно-методическим объединением в системе высшего образования по укрупненной группе специальностей и направлений подготовки 05.00.00 «Науки о Земле» в качестве учебника для студентов образовательных организаций высшего образования, обучающихся по основным профессиональным образовательным программам высшего образования уровня (бакалавриат) направления подготовки 05.03.01 «Геология»*

**«Академический проект»  
Москва, 2024**

УДК 551.2/.3  
ББК 26.32  
Б 89

Авторы:

*Брушков Анатолий Викторович*, доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой геокриологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова;

*Жданев Олег Валерьевич*, доктор технических наук, руководитель Центра компетенций технологического развития ТЭК при Министерстве энергетики Российской Федерации, профессор Дипломатической академии при Министерстве иностранных дел Российской Федерации;

*Фролов Константин Николаевич*, руководитель направления Центра компетенций технологического развития ТЭК при Министерстве энергетики Российской Федерации

Рецензенты:

*С. А. Кудрявцев*, доктор технических наук, профессор, член-корреспондент Российской академии архитектуры и строительных наук, заслуженный строитель Российской Федерации, заведующий кафедрой «Мосты, тоннели и подземные сооружения» Дальневосточного государственного университета путей сообщения, Хабаровск, Россия;

*Д. С. Дроздов*, доктор геолого-минералогических наук, зам. директора ИКЗ ТюмНЦ СО РАН по научной работе, профессор кафедры инженерной геологии ГГФ МГРИ

**Брушков А. В.**

Б 89 Основы мерзлотоведения: Учебник для вузов / А. В. Брушков, О. В. Жданев, К. Н. Фролов. — М.: Академический проект, 2024. —190 с. — DOI 10.61828/9785829142100-2024-1-190

ISBN 978-5-8291-4210-0

Учебник предназначается для изучения и преподавания геокриологии в университетах (по направлению «Гидрогеология и инженерная геология»), в геологоразведочных, горных и строительных вузах.

Наряду с этим, несомненно, он будет полезен для широкого круга геологов научно-исследовательских и производственных организаций, а также инженерно-технических работников проектно-изыскательских, строительных и горных предприятий.

Учебник предназначен для курса «Геокриология» студентов геологического факультета МГУ. Рекомендуется для использования в учебном процессе при подготовке студентов и аспирантов геологических и географических специальностей.

УДК 551.2/.3  
ББК 26.32

© Брушков А. В., Жданев О. В.,  
Фролов К. Н., 2023  
© Оригинал-макет, оформление.  
«Академический проект», 2024

ISBN 978-5-8291-4210-0

# Оглавление

<b>Предисловие</b> .....	6
<b>Введение</b> .....	7
<b>Лекция 1. История геокриологии</b> .....	9
<b>Лекция 2. Радиационно-тепловой баланс поверхности Земли</b> .....	13
2.1. Формирование радиационно-теплого баланса .....	13
2.2. Структура радиационно-теплого баланса .....	16
2.3. Тепловая история Земли .....	19
2.3.1. Тепловая история докембрия .....	19
2.3.2. Тепловая история фанерозоя .....	21
2.3.3. История оледенений и вечной мерзлоты в плейстоцене .....	23
<b>Лекция 3. Криосфера за пределами Земли</b> .....	27
<b>Лекция 4. Теплообмен в горных породах</b> .....	31
4.1. Температурное поле горных пород, теплообмен и теплообороты ...	31
4.2. Уравнение теплопроводности .....	33
4.3. Температурные волны .....	34
4.4. Решение стационарной задачи теплопроводности .....	39
4.5. Задача о промерзании и оттаивании пород .....	42
4.6. Решения задачи Стефана .....	44
4.7. Численные решения тепловых задач .....	47
<b>Лекция 5. Факторы, влияющие на температуры горных пород</b> .....	52
5.1. Взаимосвязь между температурами воздуха и температурами горных пород .....	52
5.2. Влияние рельефа, экспозиции и крутизны склонов .....	53
5.3. Влияние снежного покрова .....	55
5.4. Влияние растительного покрова .....	57
5.5. Влияние водного покрова .....	59
5.6. Влияние конвективных потоков воды и воздуха .....	61
5.7. Влияние широты, высоты и других географических факторов .....	62
5.8. Влияние состава и влажности горных пород .....	63
5.9. Суммарное влияние природных факторов .....	64
5.10. Классификация типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород В. А. Кудрявцева .....	65
<b>Лекция 6. Лед</b> .....	67
6.1. Образование льда .....	67
6.2. Лед в дисперсных отложениях .....	70
<b>Лекция 7. Состав мерзлых пород</b> .....	73
7.1. Состав мерзлых пород .....	73

7.2. Фазовый состав влаги в мерзлых породах .....	74
7.3. Органическое вещество в мерзлых породах .....	75
7.4. Газы в мерзлых породах .....	76
7.5. Газовые гидраты .....	77
7.6. Живое вещество в мерзлых породах .....	78
<b>Лекция 8. Свойства мерзлых пород .....</b>	<b>79</b>
8.1. Теплофизические свойства .....	79
8.2. Электрические свойства .....	80
8.3. Акустические свойства .....	81
8.4. Механические свойства .....	82
8.5. Температурные деформации .....	88
<b>Лекция 9. Промерзание горных пород .....</b>	<b>90</b>
9.1. Промерзание горных пород .....	90
9.2. Процессы переноса воды и солей в мерзлых породах .....	95
9.3. Промерзание слоя сезонного оттаивания .....	95
9.4. Образование многолетнемерзлых пород .....	97
9.5. Подземные льды .....	99
<b>Лекция 10. Многолетнемерзлые толщи .....</b>	<b>102</b>
10.1. Распространение и строение мерзлых толщ .....	102
10.2. Основные типы многолетнемерзлых толщ .....	107
10.3. Влияние широтной зональности и высотной поясности .....	110
10.4. Динамика мерзлых толщ .....	111
<b>Лекция 11. Пучение, морозобойное растрескивание, криотурбации и морозная сортировка .....</b>	<b>113</b>
11.1. Процессы, явления и формы, связанные с промерзанием и оттаиванием .....	114
11.1.1. Игольчатый лед .....	114
11.1.2. Морозное пучение .....	114
11.1.3. Уплотнение при циклах промерзания и осадка при оттаивании .....	118
11.2. Процессы и явления, связанные с морозобойным растрескиванием .....	121
11.3. Морозное выветривание .....	126
11.4. Криотурбации .....	127
11.5. Выпучивание и сортировка материала .....	127
<b>Лекция 12. Бугры пучения .....</b>	<b>130</b>
12.1. Инъекционные бугры .....	130
12.1.1. Булгуньяхи и булаки .....	131
12.1.1.1. Булгуньяхи, или гидростатические пинго .....	131
12.1.1.2. Гидролакколиты (гидравлические пинго), или булаки ...	131
12.1.2. Осциллирующие инъекционные бугры .....	132
12.1.3. Наледные бугры .....	132
12.1.4. Газодинамические бугры пучения .....	133

12.2. Сегрегационные (миграционные) бугры .....	133
12.2.1. Пальсы .....	134
12.2.2. Литальсы .....	134
12.2.3. Кочки и туфуры .....	135
12.2.3.1. Осциллирующие кочки .....	136
12.2.3.2. Туфуры .....	136
12.2.4. Шнурковые болота .....	137
12.2.5. Пуны .....	138
<b>Лекция 13. Подземные льды и наледи .....</b>	<b>139</b>
13.1. Пластовые льды .....	140
13.2. Повторно-жильные льды .....	142
13.3. Наледи .....	144
<b>Лекция 14. Структурные грунты и склоновые процессы .....</b>	<b>146</b>
14.1. Структурные грунты .....	146
14.2. Склоновые процессы .....	148
14.3. Каменные поля, курумы и каменные глетчеры .....	155
<b>Лекция 15. Термокарст, термоэрозия и термоабразия .....</b>	<b>158</b>
15.1. Термокарст .....	158
15.2. Термоэрозия и термоабразия .....	162
<b>Лекция 16. Подземные воды области вечной мерзлоты .....</b>	<b>163</b>
16.1. Категории подземных вод криолитозоны .....	163
16.2. Типы таликов и их подземные воды .....	164
16.3. Состав подземных вод криолитозоны .....	166
16.4. Взаимодействие подземных вод и мерзлых толщ .....	167
<b>Лекция 17. Изучение и использование вечной мерзлоты .....</b>	<b>171</b>
17.1. Изучение вечной мерзлоты .....	171
17.1.1. Методологические основы .....	171
17.1.2. Мерзлотная съемка .....	172
17.2. Строительство на вечной мерзлоте .....	176
17.3. Инженерно-геологические изыскания в криолитозоне .....	180
17.4. Прогноз мерзлотных условий .....	182
17.5. Геокриологический мониторинг .....	183
17.6. Рациональное природопользование .....	187
<b>Заключение .....</b>	<b>188</b>
<b>Список литературы .....</b>	<b>189</b>

# Предисловие

Эта книга имеет перед собой целью рассказать читателю о мерзлых породах и о процессах, которые возникают в холодных странах. Ее объем не позволяет обсудить все детали и охватить знания, собранные более чем за век исследований. Однако она позволит ознакомиться с основами геокриологии — сравнительно новой науки, значение которой особенно велико в нашей стране. Книга составлена на основе курса лекций по геокриологии на геологическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова и идеях научной школы ученых МГУ — В. А. Кудрявцева и др. Были использованы имеющиеся учебники — «Общее мерзлотоведение», «Общая геокриология» и др.

# Введение

*Геокриология* — это наука о мерзлой зоне литосферы. Ее называют также *мерзлотоведением*, или наукой о мерзлых горных породах. Основоположник мерзлотоведения М. И. Сумгин давал такое определение: «Мерзлыми породами, грунтами, почвами называются такие породы, грунты, почвы, температура которых ниже 0 °С, независимо от состояния и содержания в них воды». Выдающиеся ученые Н. И. Толстихин и Н. А. Цытович предложили свое определение: «Мерзлыми породами, грунтами, почвами называются породы, грунты, почвы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние». Такое определение мерзлой породы принимается большинством специалистов.

Геокриологию можно рассматривать как часть *криологии*, науки о природном холоде, объектом которой является *криосфера*. Криология же изучает холод Вселенной.

Вода широко распространена в космосе и является важнейшим агентом геологических процессов. Вода находится и в составе планет, звезд и комет. Поэтому криосфера не уникальное явление. *Криосфера* — оболочка Земли с отрицательной температурой (ниже 0 °С) в пределах атмосферы, гидросферы и литосферы, характеризующаяся существованием или возможностью присутствия льда (Dobrowolski, 1923). Криосфера в составе литосферы, или мерзлая зона литосферы, называется *криолитозоной* (Достовалов, Кудрявцев, 1967). Криолитозону, существующую долгое время, называют вечной мерзлотой. Вечная мерзлота достигает большой глубины в Антарктиде (свыше 4 км) и Субарктике (около 1,5 км).

Если мерзлые породы существуют более двух лет, такие породы обычно именуется *многолетнемерзлыми породами* (Достовалов, Кудрявцев, 1967), или, как называл их П. А. Кропоткин, а еще раньше А. Д. Миддендорф, «*вечной мерзлотой*» (Сумгин, 1940). Следует подчеркнуть условность минимального времени существования многолетнемерзлых пород, потому что *перелетки*, а не вечная мерзлота, могут существовать дольше. Важны средне-голетние условия территории. *Перелетками* называют мерзлые породы, возникшие в результате сезонного промерзания, не протаявшие в течение лета и способные просуществовать несколько лет. По аналогии с ними выделяются *перезимки*, талые породы, возникшие в результате сезонного протаивания, не промерзшие в течение зимы и также способные просуществовать несколько лет.

По нашему мнению, название «*вечная мерзлота*», наряду с *многoletнемерзлыми породами*, вполне удачно. Основатель геокриологии (мерзловедения) Михаил Иванович Сумгин (1873–1942) определял его как учение о вечной мерзлоте и мерзлых грунтах, но понимал при этом слово «вечная» как длящаяся века. Понятие «вечная мерзлота» объединяет, как за рубежом, кроме *мерзлых пород* (т. е. пород, находящихся при отрицательной температуре и содержащих лед) также *морозные* (ниже 0 °С, но не содержащие воды и, соответственно, льда; термин введен П. Ф. Швецовым) и *охлажденные* (ниже 0 °С, но не содержащие льда из-за минерализации воды) *породы*. В нее можно включить и толщи *криогидратов* газов, которые могут находиться при положительной температуре, но по физическим свойствам близки к мерзлым породам. Указывая на различие между оттаявшими и непромерзавшими породами, П. Ф. Швецов предложил первые из них называть *талыми*, а вторые — *немерзлыми*.

Вечная мерзлота находится в относительном, не совсем полном равновесии с современным климатом, но более глубокие горизонты литосферы могли быть сформированы в прошлых, более холодных климатических условиях и называются *реликтовой вечной мерзлотой*. Ледники не рассматриваются здесь, они изучаются *гляциологией*. Однако некоторые криогенные процессы называют вблизи ледников *перигляциальными*. Криолитозона занимает около 14% территории суши Земли и около 25% территории суши Северного полушария.

Геокриология разделяется на *общую геокриологию*, *инженерную геокриологию* и *агробиологическую геокриологию*. Общая геокриология изучает мерзлые горные породы, поэтому является *геологической наукой*, и связана с общей и исторической геологией, четвертичной геологией, грунтоведением, гидрогеологией. Изучение теплового состояния Земли является предметом геофизики, поэтому общая геокриология, по мнению В. А. Кудрявцева, в значительной мере является *геофизической наукой*. Кроме того, она связана с физической географией, геоморфологией, метеорологией и климатологией, а также геоботаникой — комплексом географических наук. Геокриология пользуется методами геолого-географических, геофизических, физико-математических и других естественных наук в зависимости от того, какие частные явления, процессы, свойства или вопросы исследуются (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

# Лекция 1. История геокриологии

Человек освоил Север, как считается, около 40–30 тыс. лет назад, в эпоху позднего *палеолита*. В это время ледник покрывал большие пространства Европейского Севера и часть Сибири. Затем, около 20–25 тыс. лет назад, наступило сильное похолодание, закончившееся 12–13 тыс. лет назад. Поморы, осваивавшие побережье Северного Ледовитого океана, были христианами и были удивлены, увидев, что их мертвые возвращаются на поверхность земли из-за процесса морозного пучения. Они называли землю «такой холодной, что мертвецы выпрыгивают из-под земли». В древнем русском сочинении «Описание чего ради невозможно от Архангельского города морем проходит в Китайское государство и оттоле к Восточной Индии», составленном в 1598 г., говорится, что на Новой Земле в середине июня «на берегах снег еще не таял и олени не могли себе пищу приобрести. Вина же такой стужи есть се: зане солнце в большие дни над оризон точию 33 градуса и 40 минут восходит и лучи своя сквозь к земли оной низпускает, того ради силы не имеет, еже бы снег и лды разтаяти и мрачные мглы разгнати, и для того на тех землях никаких древес, ни лесов, ни человеков не обретається, но токмо великие и высокие снежные и лдяные горы». Ленские воеводы П. Головин и М. Глебов в 1640 г. сообщали в Москву: «Земля-де, государь, и среди лета вся не растаивает».

В Якутске в 1685–1686 гг. по приказу воеводы Матвея Кровкова был прорыт в мерзлой породе колодец до глубины 30,5 м. Кровков сообщил в Москву: «А колодезя, великие государи, в Якуцком сделать никоими мерами нельзя, потому что земля летом только тает в полтора аршина, а больше дву аршин земли никогда не тает, а в исподи на дне бывает земля всегда мерзла» В эпоху Петра I в Сибирь отправляются экспедиции. В. Н. Татищев (1725, 1736) сообщает о наличии там многолетнемерзлых пород, о находках в них бивней и трупов мамонтов.

М. В. Ломоносов в «Слове о рождении металлов от трясения Земли» в 1757 г. высказывает предположение, что существование многолетнемерзлых пород является результатом двух противоположных процессов — летнего нагревания и зимнего охлаждения, — и тем самым закладывается учение о теплообмене между горными породами и окружающим пространством, определяющим тепловое состояние литосферы.

В 1828 г. Ф. Шергин, служащий Русско-Американской компании, начал проходку «колодца» в Якутске и продолжал руководить этой работой в течение девяти лет, достигнув глубины 116,4 м и не встретив талых пород. Позже академик А. Ф. Миддендорф измерил температуру мерзлых пород в Шергинской шахте на всю ее глубину, что позволило определить температурный градиент в мерзлых породах и оценить их мощность.

И. А. Лопатин в 1866 г. исследовал многолетнемерзлые отложения в низовьях Енисея и установил широкое распространение подземных льдов и термокарста. А. А. Бунге наблюдал в 1882 г. в дельте р. Лены распространение жильных (клиновидных) льдов и связал их образование с морозобойными трещинами в породах. Э. Толль представлял обнажения подземных льдов как погребенные остатки ледяного покрова, а вмещающие их суглинки считал «земляными жилами», сформировавшимися в промоинах ледника. Л. А. Ячевский в работе «О вечно мерзлой почве Сибири» (1889) писал о значении мерзлых пород при строительстве железных дорог. В. А. Обручев в Олекминско-Витимской горной стране установил колебания мощности и отсутствие мерзлых пород в пределах одной и той же климатической области и объяснил эти факты гидрогеологическими условиями.

В конце XIX в. при Русском географическом обществе была создана комиссия для изучения мерзлых грунтов под председательством И. В. Мушкетова. Комиссия опубликовала в 1895 г. первую «Инструкцию для изучения мерзлоты почвы в Сибири». При постройке Амурской железной дороги (1909–1914) исследованиями мерзлоты занимались Н. С. Богданов (1912), А. В. Львов (1916), а изучение почв, растительного покрова, земледелия и водоснабжения в условиях распространения многолетнемерзлых пород рассматривалось в работах Н. И. Прохорова, П. И. Колоскова, М. И. Сумгина, Л. И. Прасолова, Б. Б. Польшова, Б. Н. Сукачева. В 1916 г. вышла работа А. В. Львова «Поиски и испытания водисточников водоснабжения на Западной части Амурской железной дороги в условиях “вечной” мерзлоты почвы».

Важную роль сыграла работа М. И. Сумгина «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР» (1927). Этот фундаментальный труд заложил основы современной геокриологии (мерзлотоведения). В 1929 г. по предложению М. И. Сумгина и поддержке В. И. Вернадского в Академии наук СССР была организована Комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством акад. В. А. Обручева. Начали работать научно-исследовательские мерз-

лотные станции в Сковородино (1927), Петровске-Забайкальском (1928), Анадыре (1935), Игарке, Якутске, Воркуте (1936), Норильске, а в научно-исследовательском институте Дальстроя в Магадане был создан отдел мерзлотных исследований. КИВМ была преобразована в 1936 г. в Комитет по вечной мерзлоте, а в 1939 г. — в Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, которому были переданы и мерзлотные станции.

Институт мерзлотоведения АН СССР опубликовал в 1940 г. первый курс по общему мерзлотоведению: «Общее мерзлотоведение» (М. И. Сумгин, С. П. Качурин, Н. И. Толстихин и В. Ф. Тумель), а в 1959 г. сводную работу по общему мерзлотоведению: «Основы геокриологии (мерзлотоведения)». В 1953 г. на геологическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова была организована первая в мире кафедра мерзлотоведения, начавшая выпуск специалистов-мерзлотоведов и ведущая научно-исследовательские работы в этой области.

В 1960 г. Северо-Восточное отделение Института мерзлотоведения вместе с Игарской, Алданской и Анадырской научно-исследовательскими мерзлотными станциями было передано в Сибирское отделение Академии наук для организации Института мерзлотоведения Сибирского отделения АН в Якутске, а кадры института и его библиотека в Москве частично перешли в Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве (ПНИИИС) Госстроя СССР.

Институтом мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР под руководством акад. П. И. Мельникова в Институте была создана научно-техническая и лабораторная база, а сегодня проводятся комплексные мерзлотные исследования на крупных новостройках Сибири: в районе Удокана, Мирного, на трассах газопроводов Западной и Восточной Сибири, в Алданском горнопромышленном и Куларском золотодобывающем районах, на Крайнем Севере и на многих других территориях.

Геокриология развивалась и в других научных учреждениях. Такие подразделения были или есть в Московском инженерно-строительном институте (МИСИ, ныне университет), где трудился Н. А. Цытович, разработавший основы механики мерзлых грунтов и принципы строительства на сваях; НИИ оснований и подземных сооружений, где работали С. С. Вялов, создатель реологии мерзлых грунтов, В. О. Орлов, предложивший метод прогноза пучения грунтов. Исследования велись во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО,

ликвидирован) и других организациях. Значительны научные достижения МГУ. В 1967 г. издательство МГУ выпустило учебник Б. Н. Достовалова и В. А. Кудрявцева «Общее мерзлотоведение», учебное пособие А. И. Попова «Мерзлотные явления в земной коре (криолитология)», а в 1970 г. — «Методику комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки». На кафедре геокриологии (мерзлотоведения) МГУ под руководством Э. Д. Ершова была закончена и опубликована Геокриологическая карта СССР (1991), изданы многотомные монографии «Геокриология СССР» и «Основы геокриологии». Кафедра инженерной геологии проводила крупные региональные исследования в Западной Сибири, руководил которыми В. Т. Трофимов, их итогом стала серия карт и монографий.

В Тюмени, важнейшем для страны экономическом регионе, в 1991 г. был создан Институт криосферы Земли (ИКЗ СО РАН), одной из главных задач которого стала разработка концепции криосферы Земли как объекта криологии. Его руководителем стал акад. В. П. Мельников, который развивает единый взгляд на криосферу при изучении и освоении Арктики.

За рубежом процессы морозобойного растрескивания описаны исследователем Аляски Е. Леффингвеллом. Механизм сегрегационного льдообразования изучался С. Тэбером (1917), Д. Буюкосом (1923), Г. Бесковым (1936). Важные исследования распространения и строения инъекционных льдов провел на севере Канады Р. Маккей. Получили широкую известность в мире обобщающие монографии и учебники по геокриологии П. Вильямса, Х. Френча, С. Харриса, А. Уошборна. В Университете Калгари работал С. Харрис, создавший первую мерзлотную карту Канады. В Китае под руководством акад. Г. Ченга проводятся исследования мерзлотных условий Тибета и Северо-Восточного Китая, где развернулись стройки гигантских транспортных сооружений. Японские исследователи А. Киношита, М. Фукуда и др. изучали процессы пучения и теплообмена, содержание парниковых газов в вечной мерзлоте.

## Лекция 2. Радиационно-тепловой баланс поверхности Земли

**Теплообмен** — это процесс переноса теплоты внутри тела или от одного тела к другому. Интенсивность переноса теплоты зависит от свойств вещества, температуры и ее распределения и подчиняется экспериментально установленным законам. Второе начало термодинамики (1850) гласит, что теплота всегда передается от более горячего тела к более холодному, но о механизме теплопередачи там не говорится ни слова. Существует три вида теплообмена, и за каждым из них стоит уникальный физический процесс: 1) **кондуктивный**; 2) **конвективный**; 3) **излучение**. При кондуктивном теплообмене происходит взаимодействие частиц, обладающих разным запасом энергии (разной температурой), в результате которого их энергии выравниваются. Этот теплообмен характерен для жидких и твердых тел. При конвективном переносе тепла оно переносится потоком массы вещества в жидкостях или газах, действуют оба механизма переноса тепла: собственно переноса массы и теплопроводности (кондуктивный). Перенос тепла излучением обусловлен лучистой энергией. Сложным теплообменом называют процесс переноса теплоты, при котором теплообмен протекает одновременно с участием различных способов (кипение воды в кастрюле, например, где участвуют все три механизма).

Энергия  $I$ , излучаемая единицей поверхности черного тела, определяется **законом Стефана–Больцмана**. Экспериментальные (1879 г., Й. Стефан) и теоретические (1884 г., Л. Больцман) исследования позволили сформулировать его в виде:  $I = \sigma T^4$ , где  $\sigma$  (константа, **коэффициент Стефана–Больцмана**) =  $5,67 \times 10^{-8}$  Вт/м<sup>2</sup>·К<sup>4</sup>. Солнце излучает на своей поверхности около  $6,3 \times 10^7$  Вт/м<sup>2</sup>. Тела способны отражать солнечную радиацию, коэффициент отражения (доля отраженной радиации) называется **альбедо**, обычно она измеряется в процентах.

### 2.1. Формирование радиационно-теплового баланса

Температуры Земли определяет главным образом Солнце. Тепловое состояние земной поверхности зависит от поступающей к ней **коротковолновой солнечной радиации**, ее поглощения и последующего **длинноволнового излучения** Земли, с выделением тепловой энергии, расходуемой на испарение влаги с поверхности, турбу-

лентный теплообмен с атмосферой и теплообмен с горными породами. Аналогичные процессы происходят и в атмосфере при поглощении солнечной радиации озоновым слоем, водой в разных ее фазах, углекислым газом, метаном и другими парниковыми газами.

**Поглощенная радиация** трансформируется в длинноволновое излучение с выделением тепла, расходуемого на **фазовые превращения влаги** (замерзание, испарение), **турбулентный теплообмен** с атмосферой, а также **теплообмен с горными породами**. Благодаря большой поглощательной и излучательной способности атмосфера, кроме собственной длинноволновой радиации, поглощает длинноволновое излучение Земли и одновременно излучает его в окружающее пространство. По схеме **радиационно-теплового баланса** (рис. 2.1) из 100 условных единиц (у. е.; за условную единицу принята одна сотая от прихода солнечной радиации на границе атмосферы, или  $1367 \pm 4,5 \text{ Вт/м}^2$  коротковолновой солнечной радиации, поступающей к Земле, 28 у. е. уходит обратно в космическое пространство, 72 у. е. поглощаются либо в атмосфере (25 у. е.), либо на земной поверхности (47 у. е.), где трансформируются в длинноволновую радиацию, тепловую и кинетическую энергию.

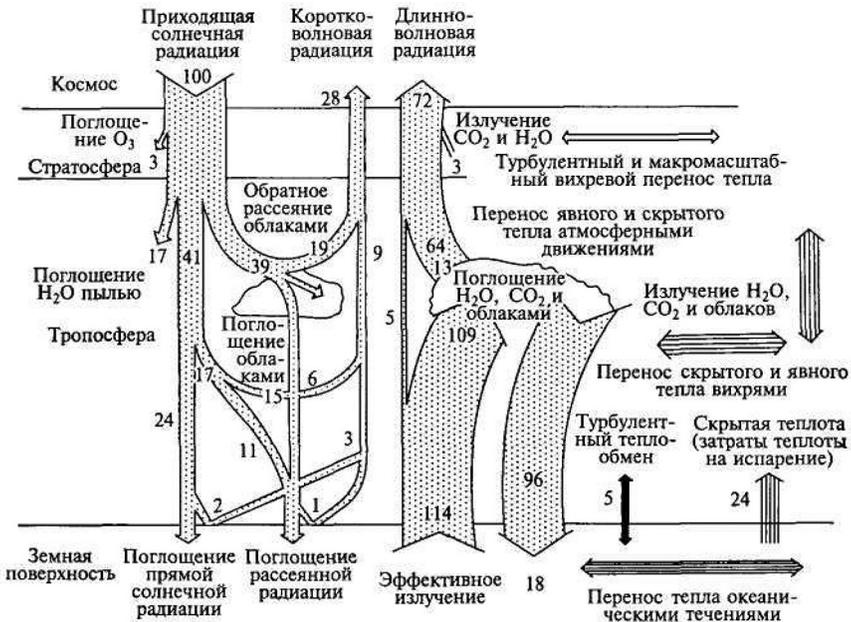


Рис. 2.1. Схема радиационно-теплового баланса (по К. Я. Кондратьеву, 1992)

Атмосфера как нагретое тело излучает 160 у. е. длинноволновой радиации, а земная поверхность — 114 у. е. Несоответствие количества длинноволновой энергии излучения количеству приходящей солнечной коротковолновой радиации объясняется **парниковым эффектом**, который не должен учитываться в балансе. Балансы для воздушной оболочки и Земли на рис. 2.1 включают, помимо приходящей коротковолновой радиации также и превращенную, т. е. одну и ту же энергию два раза.

Земля излучает энергию на длинных волнах, преимущественно в **инфракрасной** области спектра. Большая часть этого излучения поглощается атмосферой, в том числе облаками, и вновь излучается на Землю. Это явление называют **парниковым эффектом**. Азот (78% атмосферы) и кислород (21%) почти не вызывают парникового эффекта. Самый важный парниковый газ — **водяной пар**, а второй по значению — **углекислый газ** ( $\text{CO}_2$ ). **Метан**, закись азота, некоторые другие газы также способствуют парниковому эффекту. Деятельность человека, главным образом сжигание ископаемых видов топлива и вырубка лесов, усилила естественный парниковый эффект, вызвав глобальное потепление.

Роль атмосферы в формировании температуры земной поверхности Земли можно показать на примере расчета при отсутствии атмосферы. Для этого случая **поглощенную солнечную радиацию**  $Q_S$  можно определить, принимая некоторое среднее значение **альбедо**  $\alpha$  (показывающее долю отраженной радиации), площадь освещенного планетного диска, равную  $\pi r^2$  ( $r$  — радиус планеты), и значение **солнечной постоянной** на верхней границе атмосферы  $S_0$ , равное 1367 Вт/м<sup>2</sup>:

$$Q_S = S_0 (1 - \alpha) \pi r^2. \quad (2.1.1)$$

Длинноволновое излучение планеты  $I_n$  определяется температурой поверхности и ее суммарной площадью. В соответствии с **законом Стефана–Больцмана** (строго говоря, применимого к абсолютно черному телу) оно равно  $I_n = \sigma T^4 (4\pi r^2)$ , где  $\sigma$  — постоянная Стефана–Больцмана,  $T$  — абсолютная температура поверхности.

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

$$\sigma T^4 (4\pi r^2) = S_0 (1 - \alpha) \pi r^2. \quad (2.1.2)$$

Решая (2.1.2) относительно температуры, получаем **эффективную температуру планеты**  $T_3$ , которую она имела бы при отсутствии атмосферы:

$$T_{\text{Э}} = \left[ S_0 (1 - \alpha) / 4\sigma \right]^{1/4}. \quad (2.1.3)$$

Эта температура составляет около  $-18^\circ\text{C}$  ( $255^\circ\text{K}$ ), а средняя фактическая температура поверхности Земли близка к  $+15^\circ\text{C}$ , т. е. на  $33^\circ\text{C}$  выше, что обусловлено парниковым эффектом. Мощная атмосфера, состоящая в основном из  $\text{CO}_2$ , на Венере определяет сильный парниковый эффект и высокие температуры поверхности.

## 2.2. Структура радиационно-теплового баланса

*Излучение земной поверхности* ( $I_3$ ) и *излучение атмосферы (противоизлучение)* ( $I_a$ ) образуют два разнонаправленных потока длинноволновой радиации. Разность этих потоков называется **эффективным излучением** земной поверхности ( $I_{\text{эф}}$ ). В структуре радиационного баланса  $I_{\text{эф}}$  является, как правило, расходной составляющей, так как обычно излучение земной поверхности превышает противоизлучение атмосферы. Однако иногда зимой или весной ( $t_{\text{в}} > t_{\text{п}}$ ; где  $t_{\text{в}}$ ,  $t_{\text{п}}$  — **температура воздуха** и **поверхности** соответственно), а также под влиянием циклонов, приносящих теплый, насыщенный влагой воздух, эффективное излучение становится приходной частью баланса ( $I_a > I_3$ ). Облачность уменьшает эффективное излучение.

Излучение атмосферы часто превышает солнечную радиацию. Средняя температура поверхности соответствует **радиационному балансу**  $R$ , в котором приходной составляющей является солнечная радиация, а расходной — эффективное излучение. **Уравнение радиационного баланса** ( $R$ ) записывается следующим образом:

$$R = (Q_{\text{пр}} + q)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}}, \quad (2.2.1)$$

где  $Q_{\text{пр}}$ ,  $q$  — соответственно **прямая** и **рассеянная солнечная радиация**, в сумме составляющие **суммарную солнечную радиацию**  $Q_c$  ( $Q_c = Q_{\text{пр}} + q$ ),  $\text{Дж/м}^2$ ,  $\alpha$  — альbedo земной поверхности, в долях единицы;  $I_{\text{эф}}$  — **эффективное (длинноволновое) излучение**,  $\text{Дж/м}^2$ . При этом поглощенная радиация  $Q_s$  составляет долю суммарной радиации  $Q_c$ , зависящую от альbedo  $\alpha$ :  $Q_s = Q_c (1 - \alpha)$ .

Земная поверхность, в связи с закономерным уменьшением прихода солнечной радиации и радиационного баланса при движении в Северном полушарии с юга на север, естественно разделяется на зоны с относительно общим климатом. Это явление называется **климатической зональностью**.

Перенос в атмосфере и гидросфере обеспечивает перераспределение энергии. Так, преобладающий *западный перенос* воздушных масс в Северном полушарии, обусловленный силой Кориолиса, приводит к уменьшению переноса влаги и количества атмосферных осадков в Евразии с запада на восток циклонами, рождающимися в основном в Атлантике. *Содержание влаги в атмосфере* влияет на излучение и парниковый эффект: чем меньше влаги, тем меньше поглощение инфракрасного излучения Земли, собственное излучение атмосферы и, соответственно, парниковый эффект. *Облака* также играют важную роль, повышая альбедо (что способствует охлаждению), но и усиливая парниковый эффект парами воды. Уменьшение излучения атмосферы на севере Евразии зимой может достигать 50%, что приводит к понижению температуры поверхности на 6–8 °С, что согласуется с представлениями о *секториальности* в распространении мерзлых горных пород и их среднегодовой температуры. Количество атмосферных осадков также убывает с запада на восток.

Секториальность, по В. А. Кудрявцеву, проявляется в усилении *суровости мерзлотных условий* (понижении температуры и увеличении амплитуды ее колебаний) в направлении от морских побережий вглубь континентов и связана с влиянием атмосферы — в связи как с сокращением парникового эффекта за счет уменьшения содержания водяного пара в воздухе, так и с уменьшением переноса тепла от океана воздушными массами. На мерзлотных условиях сказывается и *широтная зональность* в связи с сокращением солнечной радиации с юга на север. Из-за взаимного влияния Атлантического и Тихого океанов на территории России наблюдается увеличение суровости мерзлотных условий с юго-запада на северо-восток до долготы оз. Байкал и с юго-востока на северо-запад на Дальнем Востоке. В. А. Кудрявцев указывал на наложение *высотной поясности и климатической зональности* в горных странах.

Величина поглощенной солнечной радиации зависит от *отражательной способности (альбедо)* поверхности, которая изменяется от 5–8% (вода) и 10–15% (растительность) до 30–40% (открытый грунт) и 70–80% (снег) и определяется ландшафтными условиями.

*Уравнение радиационно-теплого баланса* земной поверхности представляется в виде:

$$R = (Q_{\text{тр}} + q)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}} = H + LE + G, \quad (2.2.2)$$

где  $R$  — радиационный баланс, в Дж/м<sup>2</sup> (и другие составляющие, соответственно);  $H$  — *турбулентный теплообмен* между земной по-

верхностью и атмосферой;  $LE$  — **фазовые превращения влаги** (испарение, транспирация растениями, конденсация и др.);  $G$  — **теплообмен с горными породами (почвой)**;  $Q_{пр}$ ,  $q$ ,  $\alpha$ ,  $I_{эф}$  — обозначения те же, что и в уравнении 2.1.1.

Для всех составляющих радиационно-теплового баланса наблюдается большая сезонная изменчивость. Теплообмен между земной поверхностью и горными породами (почвой)  $G$  при этом, как правило, значительно ниже, примерно на порядок, чем другие составляющие радиационно-теплового баланса.

Большое значение в формировании радиационно-теплового баланса имеют **геолого-географические факторы**. Они определяют условия инсоляции и альбедо. Составляющие радиационно-теплового баланса подчиняются высотной поясности и широтной зональности. Анализ этих составляющих является основой при составлении обзорных **мерзлотных карт**.

В результате деятельности человека изменяется альбедо и составляющие радиационно-теплового баланса.

Величина турбулентного теплообмена ( $H$ ) определяется разностью температур поверхности и приземного слоя воздуха и величиной **коэффициента турбулентного 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 температура воздуха выше температуры поверхности (на территориях с циклоническим режимом погоды) и воздух нагревает поверхность. В годовом плане турбулентный теплообмен является расходной частью в структуре радиационно-теплового баланса. Из-за сложности определения  $K$  и составляющих радиационно-теплового баланса расчет температуры поверхности Земли из уравнения баланса представляет значительные трудности и на практике практически не проводится. На его основе иногда решаются лишь некоторые частные задачи, например определяется разность температур воздуха и дневной поверхности почвы (так называемая **радиационная поправка**  $\Delta t_R = H/K$ ) в естественных условиях, при снятии растительного покрова или на склонах разной экспозиции. Температуры горных пород находятся, как правило, из решения задачи теплопроводности при условии, что известна температура воздуха, которая измеряется на метеостанциях, и тепло распространяется в массив горных пород.

## 2.3. Тепловая история Земли

### 2.3.1. Тепловая история докембрия

Знания о начальном периоде Земли крайне скудны. Еще до ее образования материал *протопланетного облака*, видимо, имел низкие температуры, по аналогии с современным рассеянным веществом Солнечной системы вблизи орбиты нашей планеты. В раннем архее температура поверхности Земли могла быть значительно ниже  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , вероятно, около  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ , при условии, что альбедо планеты, лишенной атмосферы, примерно соответствовало альбедо Луны. При этом планета подвергалась интенсивной бомбардировке, поэтому не исключено, что температура была гораздо выше.

При дегазации недр углекислый газ ( $\text{CO}_2$ ) накапливался в атмосфере, а вода замерзала в виде снега и льда, поэтому альбедо планеты росло, и температура поверхности, возможно, могла снижаться, но, очевидно, не ниже  $-56\text{ }^{\circ}\text{C}$  (не ниже температуры затвердевания  $\text{CO}_2$ ). Таким образом, *вечная мерзлота* на Земле возникла (по сути, видимо, существовала с самого начала), вероятно, с момента образования планеты.

Необходимо иметь в виду, что *светимость Солнца* в то время составляла только около 70% от современной. Таким образом, с течением геологической истории температура на Земле должна была бы повышаться в соответствии с продолжающимся и сегодня увеличением светимости Солнца (рис. 2.2).

По мере дегазации Земли  $\text{CO}_2$  накапливался, что привело к повышению температуры поверхности Земли за счет *парникового эффекта*, таянию льда и снега и деградации вечной мерзлоты. Вероятно, что в первичной атмосфере, где было много водорода, гелия (быстро улетающих в космическое пространство в результате диссипации) и, возможно, метана, содержалось также большое количество углекислого газа. Важно, что *первичная атмосфера* могла быть в этот момент утрачена, и *вторичная атмосфера*, с которой мы частично знакомы, уже не так плотна. Иначе мы могли, вероятно, иметь сегодня температуры, близкие к температурам Венеры, и ни жидкая вода, ни жизнь не могли бы существовать.

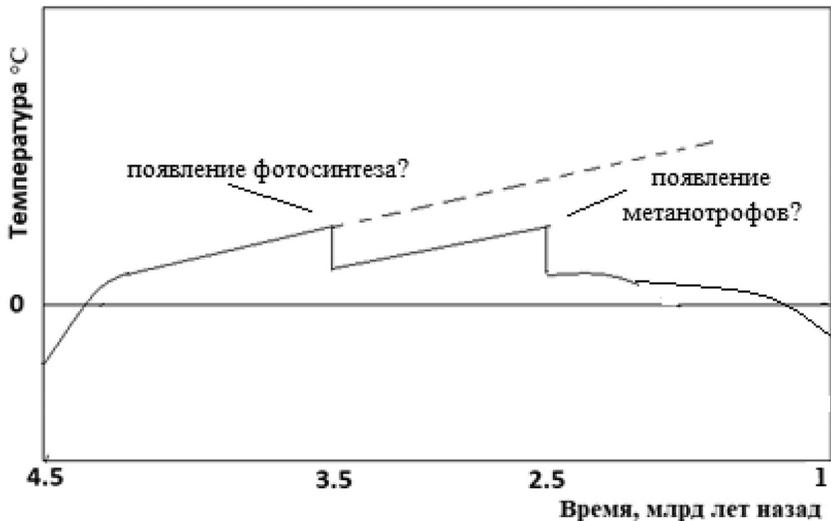


Рис. 2.2. Предположительное изменение среднегодовой глобальной температуры в докембрии; пунктирная линия — нагрев планеты, который произошел бы за счет постепенного увеличения потока солнечной радиации, если бы не изменения в газовом составе атмосферы

Формирование этой вторичной атмосферы Земли, преимущественно, вероятно, состоящей из углекислого газа, по-видимому, завершилось около 3,5–3,8 млрд лет назад. Основная масса углекислого газа, сейчас в значительной мере связанного в горных породах и органическом веществе, и азота, вероятно, были дегазированы из мантии. Парниковый эффект к этому моменту был достаточно велик, чтобы обеспечить, возможно, довольно высокие положительные температуры.

Появившись, жизнь оказалась причастной к двум важным процессам: *фотосинтезу*, начавшему поставлять кислород в атмосферу, и *метаногенезу*, добавлявшему в атмосферу метан. *Метан* является эффективным парниковым газом, поэтому в это время температура могла повыситься к своим максимальным значениям в истории Земли, которые могли, вероятно, составлять несколько десятков градусов Цельсия (возможно, до 70–80 °С). Фотосинтезирующие организмы (цианобактерии) сокращали концентрацию углекислого газа и могли настолько ее снизить, что около 2,5 млрд лет назад, на рубеже архея и протерозоя, температура опустилась, возможно, до ее современных значений и ниже, и стало вероятно возникновение оледенения.

Так называемое *Гуронское оледенение* — самый древний ледниковый период, о котором мы знаем (вероятно, около 2,5–2,2 млрд лет назад). Его ранние стадии были, по-видимому, довольно холодными, так что вся планета могла представлять собой «снежный ком» с широким развитием ледников и вечной мерзлоты. Около 850–630 млн лет назад произошло, вероятно, еще большее охлаждение планеты, и в течение почти 200 млн лет Земля была погружена в почти марсианские условия «снежного кома», по-видимому, самого холодного периода в ее истории, когда, возможно, замерзли даже океаны планеты. Интересен вопрос, каким образом планета выбралась из «холодных объятий» этого оледенения. Возможно, потребовалось большое время, чтобы постепенное выделение углекислого газа из земной коры привело к усилению парникового эффекта и таянию ледников.

### 2.3.2. Тепловая история фанерозоя

На границе ордовикского и силурийского периода происходит, по-видимому, сравнительно небольшое оледенение и образование вечной мерзлоты. Одна из причин возникновения этого ледниково-криогенного периода — в полярном положении Гондваны. Выделяют также позднедевонский ледниково-криогенный период (около 370–355 млн лет назад), во время которого Южный полюс, возможно, находился в центре Гондваны в Центральной Африке. Доказательства оледенения (тиллиты) найдены в Бразилии, а также в Африке. А затем, вероятно, сперва в начале, а впоследствии в конце каменноугольного — начале пермского периода, произошло мощное покровное оледенение, вызвавшее резкое эвстатическое понижение уровня Мирового океана. В течение каменноугольного периода происходило, по-видимому, постепенное похолодание климата, достигшее кульминации около 300 млн лет назад. Глобальному похолоданию способствовали сосредоточение большой площади суши (Пангея) в Южном полушарии, образование крупных горных цепей в результате герцинской складчатости, изменение океанических течений. По расчетам, в это время ледниковые покровы занимали площадь не менее 35 млн км<sup>2</sup> (а возможно, по мнению Э. Д. Ершова, и 50 млн км<sup>2</sup>). Удаленность от источников влаги и высокая степень альбедо поверхности привели, вероятно, к сильному выхолаживанию континентальной части Гондваны, снижению температур в низких широтах и образованию вечной мерзлоты.

В мезозое происходит серия небольших похолоданий, без образования обширных покровных оледенений, но, вероятно, с формированием в высоких широтах многолетней криолитозоны. Наконец, в кайнозое, после некоторого повышения температуры (палеоцен-эоценовый климатический оптимум), наступает серия плейстоценовых оледенений с образованием обширных областей вечной мерзлоты, остающихся до сих пор.

Интересно, что оледенения в палеозое частично, вероятно, происходили при сравнительно высокой концентрации углекислого газа (по-видимому, до 1500 ppm), несколько превышающей современную (около 400 ppm), при том, что около 1,5 млн лет назад, в начале плейстоценовых оледенений, она составляла примерно 200–290 ppm. Отсюда очевидно, что температуры поверхности Земли зависят не только от концентрации углекислого газа, но и от других факторов: положения материков, альбедо, прозрачности атмосферы и др. Связь оледенений и концентрации углекислого газа достаточно очевидна.

В среднем миоцене, вероятно, возник ледниковый покров Антарктиды. Для позднего миоцена имеются данные о накоплении ледниковых отложений. В плиоцене (позже 7 млн лет назад) началось формирование вечной мерзлоты большой мощности.

В целом для фанерозоя характерно постепенное снижение температуры поверхности (рис. 2.3), обусловленное, вероятно, в первую очередь снижением концентрации углекислого газа в атмосфере за счет продолжающегося фотосинтеза все более эволюционирующей растительностью и вывода его из оборота в органических остатках, угле, нефти и карбонатах. Отмечены похолодания на границе ордовикского и силурийского периодов (возможно, оледенение), два вероятных похолодания с оледенениями в каменноугольном и начале пермского периода, похолодания в мезозое, вероятно, без образования ледниковых покровов, потепление в эоцене и, наконец, серия оледенений в плейстоцене.

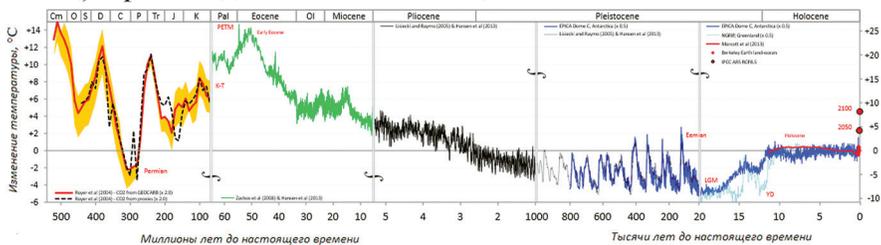


Рис. 2.3. Изменения глобальной температуры поверхности Земли в фанерозое. © Glen Fergus

### 2.3.3. История оледенений и вечной мерзлоты в плейстоцене

Очевидно, что крупные оледенения сопровождались образованием вечной мерзлоты, площадь распространения которой могла значительно превышать площадь ледниковых покровов. Температура Земли в плейстоцене продолжала понижаться, но происходили ее колебания в пределах первых градусов — нынешнее время ближе к выраженному, но обычно короткому (около 10 тыс. лет в среднем для плейстоцена) межледниковью.

Земля испытала в плейстоцене несколько глобальных похолоданий (оледенений), каждое с примерной продолжительностью около 100 тыс. лет. По Т. Н. Каплиной и др., возраст вечной мерзлоты на Новосибирских островах, островах Канадского архипелага, на приморских низменностях Северного Ледовитого океана, вероятно, около 2 млн лет. Этот возраст, возможно, более 3–4 млн лет, учитывая последние данные по палеотемпературам плиоцена. По И. А. Некрасову, «...подземное оледенение существовало во время всех отделов плейстоцена, синхронно увеличиваясь с увеличением континентального климата, и наоборот». Южная граница вечной мерзлоты в Европе достигала по крайней мере 47–50° с. ш. (рис. 2.4).

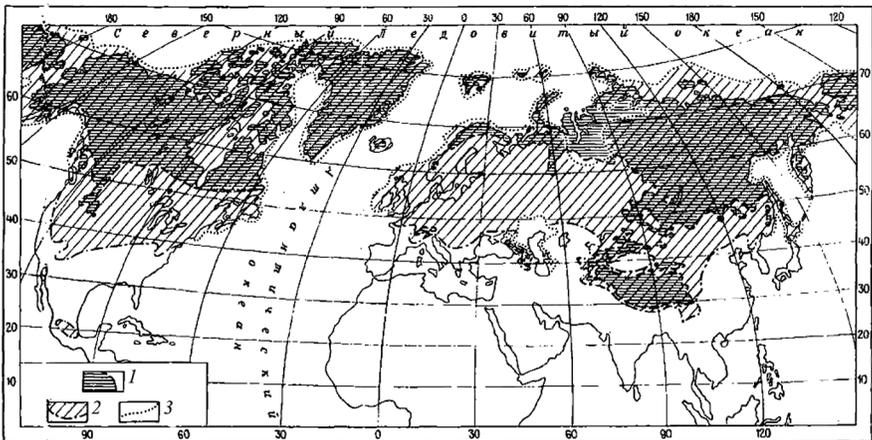


Рис. 2.4. Территория распространения криолитозоны в Северном полушарии в разные периоды кайнозоя: 1 — область современной криолитозоны; 2 — область максимального развития криолитозоны; 3 — границы морских бассейнов в период максимального развития криолитозоны

Наиболее суровые условия и широкое распространение вечной мерзлоты могли существовать в плиоцене в интервале 2,7–2,4 млн

лет назад и в конце плейстоцена (200–20 тыс. лет назад), когда мощность мерзлых толщ на территориях, свободных от ледников, достигала 400 м и более.

В эоплейстоцене и раннем плейстоцене (сейчас его называют неоплейстоцен), 1,7–1,5 млн лет назад и 750–700 тыс. лет назад, мерзлые толщи, вероятно, частично оттаивали, однако в более суровых условиях на севере Якутии и Чукотки они, возможно, сохранились. В Северной Америке начало многолетнего промерзания на Аляске также связывается с плиоценом — началом раннего плейстоцена.

Скандинавский ледниковый щит достигал мощности 2,5 тыс. м, в Восточной Европе он опускался до широты 50° и покрывал северное побережье Германии и Польши. Температура на Скандинавском щите опускалась ниже –30 °С. Вечная мерзлота распространялась далеко на юг (рис. 2.4).

К промерзающим в раннем плейстоцене могут быть отнесены синкриогенные отложения с ледяными жилами мощностью 10–20 м («ледовый комплекс», или «едома»), слагающие террасы Лены и ее притоков к северу от 62° с. ш. Следы многолетнего промерзания пород в отложениях раннего плейстоцена обнаружены в Западной Сибири в бассейне Иртыша в виде псевдоморфоз по жильным льдам.

Широкое распространение и большая мощность криолитозоны позволяют предполагать, что на арктических и субарктических равнинах криолитозона северо-востока Азии могла существовать постоянно с раннего плейстоцена, а может быть, еще с плиоцена. Следы древней мерзлоты в отложениях раннего плейстоцена в виде каст (псевдоморфоз) по повторно-жильным льдам найдены во многих местах Европы.

Средний плейстоцен (или средний неоплейстоцен), продолжавшийся примерно до 120 тыс. лет назад, возможно, был наиболее холодным временем в кайнозое, когда развивались как наземное оледенение, так и вечная мерзлота и морская трансгрессия. Резко континентальный климат, сохранившийся до настоящего времени, в плейстоцене способствовал формированию низкотемпературной (до –22 °С) вечной мерзлоты, а ее мощность достигала, возможно, 2000 м и более.

Микулинское межледниковье (на Восточно-Европейской равнине), или казанцевское в Западной Сибири было, возможно, наиболее теплым временем в плейстоцене. Температура воздуха в максимум межледниковья на севере Европы и в Западной Сибири, веро-

ятно, превышала современную на 3 °С и на 2 °С и менее — на севере Азии. Считается, что в Арктике мерзлота частично деградировала, ввиду находок каст (псевдоморфоз) по ледяным жилам в отложениях начала позднего плейстоцена. Однако мы отмечаем, что касты иногда локально возникают в районах, где вечная мерзлота сохраняет значительную мощность, как, например, в Центральной Якутии.

Во время последнего, сартанского (позднеююрмского, или поздневалдайского) похолодания уровень моря опускался примерно на 130 м, и значительная часть арктического шельфа была осушена, что вызвало образование вечной мерзлоты в Арктическом бассейне.

Голоценовый, теплый этап развития вечной мерзлоты наступил около 12 тыс. лет назад и пока продолжается. В начале голоцена выделяется холодное время, известное как «поздний дриас», а в середине, наоборот, теплое время — «климатический оптимум голоцена». В этот период мерзлые толщи подверглись значительной деградации, после которой вновь началось промерзание. В результате последнего, например, на севере европейской части России и в Западной Сибири возникли двуслойные мерзлые толщи, нижний горизонт которых получил название «реликтовой толщи».

В результате повышения температур в голоцене в Европе мерзлые толщи исчезли почти полностью. На Европейском Северо-Востоке граница сплошного развития криолитозоны переместилась на север до 68° с. ш., в Западной Сибири — примерно до широты Полярного круга, в Средней Сибири — до 65° с. ш.

Южнее произошло протаивание мерзлых толщ с поверхности до глубины 50–150 м, что повлекло образование «реликтовой толщи» мерзлоты, которая выклинивается на Европейском Северо-Востоке на широте 63° с. ш., в Западной Сибири — на 58–55° с. ш., в Средней Сибири — на 60–63° с. ш. В районах развития «ледового комплекса» оттаивание вечной мерзлоты в голоценовый оптимум привело к значительным изменениям ландшафтов, образовались многочисленные термокарстовые котловины — аласы и хасыреи, возникли многочисленные озера. Южнее и западнее произошло полное исчезновение мерзлоты, присутствие которой сегодня можно частично установить по кастам (псевдоморфозам) и криотурбациям.

После окончания голоценового оптимума, около 4 тыс. лет назад, произошло частичное восстановление мерзлоты, продолжавшееся едва ли не до настоящего времени. На Европейском Северо-

Востоке и в Западной Сибири южная граница распространения мерзлых пород сместилась на юг на  $2-5^\circ$  по широте по сравнению со временем оптимума. Если двухслойные мерзлые толщи с «реликтовой мерзлотой» характерны для Европейского Северо-Востока и Западной Сибири, то в Средней Сибири и восточнее, вероятно, из-за более низких температур, мерзлые толщи сомкнулись при промерзании и не разделяются талым слоем.

В последующем происходили климатические события меньшего масштаба. *Малый ледниковый период* был холодным временем, который длился примерно с 1300 до 1850 г. в Северном полушарии. Он, как и предшествовавший ему средневековый климатический оптимум, был связан, возможно, с солнечной активностью, так называемым «*минимумом Маундера*», или с изменениями в циркуляции океанических течений.

Последующее потепление и деградация вечной мерзлоты начались в конце XIX в. и продолжались до 30–50-х гг. XX в. Потепление в это время наблюдалось и в Антарктиде, где температура воздуха повысилась почти на  $3^\circ\text{C}$ . Примерно в 60–70-х гг. отмечается некоторое похолодание, а затем, в результате резкого повышения в атмосфере концентрации парниковых газов из-за индустриальных выбросов, в последние десятилетия наблюдается глобальное повышение температур.

## Лекция 3. Криосфера за пределами Земли

Меркурий и Венера — самые близкие к Солнцу планеты и самые теплые. Так, на Меркурии в дневные часы температура поднимается до 420 °С, на Венере — до 500 °С. При этом на Меркурии температуры могут опускаться до –170 °С на темной стороне и вызывать появление морозных пород.

Луна обращена к Земле одной стороной, а атмосфера и гидросфера на ней практически отсутствуют. В течение дня, длящегося 14,5 земных суток, ее поверхность местами нагревается до +110 °С. Затем наступает такая же длинная ночь, когда температура падает до –120 °С. В недрах Луны присутствует вода, однако вблизи поверхности ее немного, и она испаряется. Поэтому горные породы находятся в немерзлом и в морозном состоянии. Гравитационное смещение и *крип* приводят к перемещению мелкозема в пониженные участки, где мощность реголита (слагающего верхнюю часть осадочного чехла) составляет в среднем 3–5 м.

Марс имеет тонкую углекислотную (90%) атмосферу, а его масса заметно ниже (0,38 земной). Марсианские сутки и наклон оси вращения почти не отличаются от земных, поэтому смена времен года на Марсе происходит так же, как и на Земле, только продолжительность их едва ли не вдвое больше. Атмосфера содержит небольшое количество водяных паров, образующих редкие облака. Марс получает в 2,25 раза меньше солнечной энергии, поэтому его средняя температура ниже: от –29 °С на экваторе до –93 °С на полюсе. Минимальная температура поверхности зимой составляет –130 °С, а максимальная +15 °С. Планета покрыта обломочным материалом (реголитом) мощностью от сотен метров до километров, при этом частицы в интервале 0,01–0,1 мм составляют 60%, и наблюдается дефицит частиц с размерами от 2 мм до 1 см, что связано, по-видимому, с криогенным выветриванием. Суточные и годовые колебания температур проникают соответственно на 0,5–1 и 6–12 м, а слой сезонного оттаивания, вероятно, очень мал. По данным расчетов Р. О. Кузьмина, мощность *криолитозоны* (части литосферы с температурой ниже точки замерзания), содержащей значительное количество льда, на Марсе изменяется от 1,5 км на экваторе до 5 км на полюсах. Марс намного суше и холоднее Земли, и его поверхность выглядит как каменная пустыня.

Предполагается, что вода на Марсе сосредоточена в слое вечной мерзлоты. На существование мерзлоты указывают долины с обна-

жением на их склонах внутренних пустот типа карстовых и формы выбросов на внешних склонах, напоминающие большие потоки грязевого материала или снежные лавины. В экваториальной области и в средних широтах мерзлота представлена, вероятно, водным льдом, глубже сменяется газогидратами и углекислотой. В полярных областях верхняя часть состоит из твердой углекислоты, а ниже сменяется жидкой углекислотой и *газогидратом* (кристаллическим соединением, существующим при определенных термобарических условиях и состоящим из воды и газа). Предположительно, *сублимация* льда в широтном поясе 50° с. ш. — 50° ю. ш. привела к формированию поверхностного слоя морозных пород, ниже которого залегают толща мерзлых пород. Ее верхняя граница изменяется с широтой, и в экваториальной зоне находится на глубине около 350 м, а к полюсам поднимается до глубины около 100 м. В истории планеты, по-видимому, были ледниковые эпохи и периоды увлажнения, потому что присутствуют черты водной эрозии, достигающие огромных масштабов — до сотен километров длиной и десятков километров шириной. Резкие колебания температур заставляют предположить возможное развитие процесса морозобойного растрескивания на Марсе. В отличие от лунных и меркурианских кратеров свежие кратеры на Марсе окружены языками струйчатых потоков с лопастевидными краями, форма которых свидетельствует о течении материала выбросов. Для этих потоков характерно даже обтекание ими препятствий. Этот процесс медленного течения льдистого материала при отрицательных температурах без участия воды, вероятно, имеет широкое распространение не только на Марсе, но и на ледяных спутниках других планет и даже на Земле в обрывах льдистых грунтов. Такой процесс можно назвать *криофлюкцией* (в отличие от *солифлюкции*, где течение материала обусловлено водой в жидкой фазе) и рассматривать как один из основных криогенных процессов, распространенных в Солнечной системе.

Спутники Марса Фобос и Деймос, а также малые планеты — астероиды — отличаются низкой теплопроводностью и альбедо (0,03—0,16). Это самые темные тела Солнечной системы, но они слишком далеки от Солнца, чтобы достаточно нагреться, и сложены, вероятно, морозными породами — силикатами с большим содержанием углерода.

У Юпитера, а также Сатурна, возможно, имеется ядро, состоящее из тяжелой и ледяной компонент. Спутники Юпитера Европа, Ганимед, Каллисто и спутник Сатурна Титан содержат значительное количество льда на поверхности.

Предполагается, что Европа, Ганимед и Каллисто покрыты ледяной корой, толщина которой на Европе около 70 км, а на Ганимеде — 100 км. Европа — единственный из спутников, для которого состав поверхности хорошо известен; очень высокое (0,64) альбедо и данные поляризации не оставляют сомнений в том, что спутник покрыт льдом. На поверхности Европы видны трещины длиной в тысячи километров (рис. 3.1), а кратеры отсутствуют вовсе. Последние, вероятно, уничтожены активностью «ледяного моря» планеты.

Средняя плотность Ганимеда около  $1,93 \text{ г/см}^3$ ; при этом считается, что он состоит преимущественно из льда  $\text{H}_2\text{O}$ . По расчетам, толщина ледяного покрова около 100 км, а ниже может существовать водный океан глубиной 400–800 км. Его поверхность представляет собой участки льда и каменистого вещества неизвестного состава; интересно, что лед и темное вещество не смешаны.

Одной из возможных причин трещинообразования на поверхности Ганимеда являются температурные деформации.



Рис. 3.1. Поверхность Европы. Фото: NASA

В целом, однако, поверхность спутников Юпитера удивительно гладкая, отметки рельефа изменяются в пределах 1 км. Темпе-

ратура поверхности спутников около  $-110...-140\text{ }^{\circ}\text{C}$ , как раз в том интервале, где давление водяных паров сильно зависит от температуры. Каллисто по размерам близок к Меркурию, но, вероятно, состоит в основном из воды; его поверхность в значительной степени покрыта темными минералами, вероятно, реголитом с некоторым количеством  $\text{H}_2\text{O}$ . При температуре поверхности Ио стабильность льда проблематична; спектральные данные это подтверждают.

Кольцо Сатурна, очевидно, образуют частицы льда  $\text{H}_2\text{O}$  с примесью скальных пород. Его спутники Мимас, Тетис, Диона, Рея, Энцелад и Япет также покрыты слоем льда. Возможно, на Титане существует океан (этан-метановый).

Предполагается, что у Урана и Нептуна каменное ядро, с грязевой оболочкой, состоящей из воды и метана. Поверхности спутников Урана отличаются низким альбедо и состоят из водного льда; при этом Миранда имеет, возможно, водно-ледяную поверхность.

Поверхность Тритона, спутника Нептуна, вероятно, состоит из жидкого азота и нескольких островов твердого метана, и на ней имеются следы ледяного вулканизма; некоторые участки покрыты розовым льдом. Считается, что метановый лед присутствует на Плутоне, а также на его спутнике — Хароне; однако он, вероятно, неустойчив.

Кометы, эти летящие, холодные снежно-ледяные факелы, также представляют собой криогенные образования из льда  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Во время прохождения кометы близко от Солнца поверхностный слой может нагреваться до  $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а лед интенсивно испаряется.

# Лекция 4. Теплообмен в горных породах

## 4.1. Температурное поле горных пород, теплообмен и теплообороты

Распределение температуры в горных породах называется *температурным полем* (Основы мерзлотного прогноза... 2016). Температурное поле определено, если известны значения температуры ( $t$ ) во всех точках массива горной породы с координатами ( $x, y, z$ ) в некоторый момент времени ( $\tau$ ), т. е. если известна функция температуры  $t(x, y, z, \tau)$ .

Если температуры не изменяются во времени, то температурное поле называют *стационарным*, в противном случае температурное поле называют *нестационарным*. Как правило, температурное поле мерзлых горных пород является нестационарным. Однако в тепловых расчетах его часто принимают стационарным.

На практике о температурном поле в породах судят по данным наблюдений в скважинах, в которых температура измеряется через определенные интервалы по глубине ( $z$ ) и в известные моменты времени ( $\tau$ ). Температурные наблюдения регламентируются ГОСТом 25358-2012 «Грунты. Метод полевого определения температуры». Известны три вида температурных кривых: 1) температура в зависимости от глубины в различные моменты времени ( $t = f(z)_{\tau=\text{const}}$ ) (рис. 4.1); 2) изменение температуры в зависимости от времени на данной глубине ( $t = f(\tau)_{z=\text{const}}$ ); 3) изменения глубины данной изотермы (линии или плоскости равной температуры) в зависимости от времени ( $z = f(\tau)_{t=\text{const}}$ ). Последний вид кривых называют *термоизоплетами*. Они полезны для изучения динамики многолетнемерзлых пород.

Интенсивность изменения температуры в направлении нормали к изотермическим поверхностям ( $dt/dn$ , где  $n$  — нормаль к изоперхности) называется *градиентом температуры*. Градиент температуры, обусловленный потоком тепла, идущим из недр Земли к поверхности, называется *геотермическим градиентом*. Геотермический градиент колеблется от 0,5–1 до 20 °С и в среднем составляет около 3 °С на 100 м. Однако в некоторых случаях температура может падать с увеличением глубины, особенно у поверхности; явление, известное как обратный или отрицательный геотермический градиент.

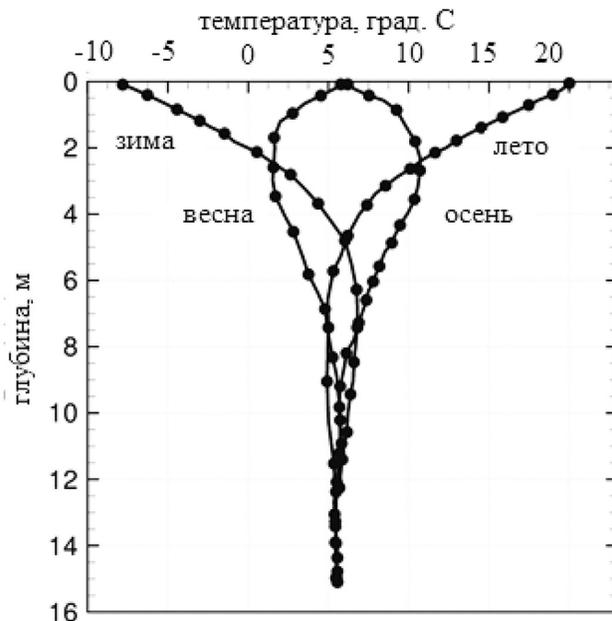


Рис. 4.1. Кривые изменения температур пород в зависимости от глубины в различные моменты времени

Температурное поле в горных породах устанавливается в основном результате **теплообмена** (передачи тепла) с поверхностью Земли. Теплообмен выражается уравнением теплового баланса, связывающим приход, превращение и расход энергии.

**Теплопроводность (или кондуктивный теплообмен)** наиболее характерна для горных пород и представляет собой вид теплообмена, при котором происходит передача тепла (энергии) от частиц более нагретой части тела к частицам его менее нагретой части за счет взаимодействия атомов или молекул, а само вещество не перемещается. В порых дисперсных горных породах, однако, могут одновременно происходить все три вида теплообмена: теплопроводность, конвекция и излучение.

На Земле происходят сезонные изменения прихода и расхода энергии, и годовой период изменения температур в горных породах разделяется на две части: полупериод нагревания и полупериод охлаждения. Количество тепла, приходящего от поверхности Земли в горные породы за полупериод нагревания и уходящего из них за полупериод охлаждения, называется **теплооборотом** в горных породах.

## 4.2. Уравнение теплопроводности

Процессы кондуктивного теплообмена, или теплопроводности (как и диффузии, фильтрации) описываются уравнениями с частными производными 2-го порядка параболического типа. Рассмотрим процесс распространения температуры в тонком теплоизолированном стержне, где температуру во всех точках его поперечного сечения можно считать одинаковой (одномерная задача теплопроводности). Чтобы получить уравнение теплопроводности, вспомним свойства вещества, определяющие процесс распространения тепла.

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

$$dQ = q(z, \tau)F d\tau, \quad (4.2.1)$$

где  $q(z, \tau) = -\lambda(z) \partial t / \partial z$  — плотность теплового потока, Вт/м<sup>2</sup>, равная количеству тепла, Дж, проходящего в единицу времени,  $s$ , через единицу площади  $F$ , м<sup>2</sup>. Здесь  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности, Вт·м<sup>-1</sup>·°С<sup>-1</sup>, стержня, зависящий от материала. Знак минус объясняется тем, что теплоток направлен в сторону понижения температуры. Количество тепла  $Q$ , Дж, перемещающееся за промежуток времени  $(\tau_1, \tau_2)$  вдоль длины  $z$ , равно

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

**Свойство теплоемкости.** Количество тепла, Дж, необходимое для нагревания тела на  $\Delta t$ , °С, равно  $Q = C_0 \gamma v \Delta t$ , где  $C_0$  — удельная (на единицу веса) теплоемкость тела, Дж/(кг·°С),  $\gamma$  — плотность, кг/м<sup>3</sup>,  $v$  — объем, м<sup>3</sup>. В общем виде, если изменение температуры различно на разных участках или стержень неоднороден, то

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

**Уравнение Фурье**, описывающее процесс теплопроводности в одномерной задаче, в частном случае однородной среды без внутренних источников запишется в виде:

$$\frac{\partial t(z, \tau)}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \quad (4.2.2)$$

где  $a^2 = \frac{\lambda}{C_0 \gamma}$  — коэффициент температуропроводности, а  $C_0 \gamma$  — объемная теплоемкость  $C$ .

Уравнение распространения тепла в пространстве (трехмерная задача) записывается следующим образом:

$$\frac{\partial t(x, y, z, \tau)}{\partial \tau} = a^2 \Delta t, \quad (4.2.3)$$

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

**Краевые условия.** Для решения уравнения теплопроводности необходимы **краевые (начальные и граничные)** условия. Начальные условия состоят в задании значений функции  $t(z, \tau)$  в начальный момент  $\tau_0$ . Граничные условия могут быть различны. В геокриологии рассматриваются три типа граничных условий:

1) **условия I рода**, если задана температура на границах, например,  $t(l, \tau) = v_1(\tau)$ , при этом  $v_1(\tau)$  обычно задается в некотором промежутке  $\tau_0 \leq \tau \leq \tau_1$ ;  $\tau_1 - \tau_0$  — время исследования процесса;  $l$  — значение  $z$  на границе (часто равно 0);

2) **условия II рода**, если на границе задано значение производной

$$\frac{\partial t}{\partial z}(l, \tau) = \phi_2(\tau).$$

Обычно такое условие задают, если известна величина теплового потока, в общем случае изменяющегося во времени;

3) **условия III рода**, если известна линейная комбинация функции и производной

$$\frac{\partial t}{\partial z}(l, \tau) + at(l, \tau) = \phi_3(\tau).$$

Это условие соответствует теплообмену на поверхности тела с окружающей средой, температура которой  $v_3(\tau)$  известна.

### 4.3. Температурные волны

Температура на поверхности грунта периодически изменяется (в течение суток, года или многих лет). Определение периодически установившегося температурного режима является задачей без на-

чальных условий, так как при многократном повторении температур на поверхности влияние начальной температуры незначительно.

Рассмотрим решение задачи теплопроводности в периодически установившемся режиме для однородного полугограниченного стержня в области  $z > 0$  при условии, что на поверхности

$$t(0, \tau) = t_0 + A \cos \omega \tau, \quad (4.3.1)$$

или

$$t(0, \tau) = t_0 + A \sin \omega \tau, \quad (4.3.2)$$

где  $t_0$  — средняя температура за период колебаний,  $\omega = 2\pi/T$  — частота,  $A$  — амплитуда колебаний температуры на поверхности грунта,  $T$  — период. Представление природных колебаний температуры на поверхности Земли гармоническими (тригонометрическими) функциями обосновано следующим. В действительности эти колебания, конечно, не являются гармоническими. Однако дело в том, что любое периодическое колебание можно математически представить в виде наложения гармонических колебаний кратных периодов.

Решение задачи распространения тепла при условиях (4.3.1) или (4.3.2) имеет соответственный вид:

$$\begin{aligned} t(z, \tau) &= t_0 + A e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos\left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z\right), \\ t(z, \tau) &= t_0 + A e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \sin\left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z\right). \end{aligned} \quad (4.3.3)$$

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

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

Полученное решение позволило Ж. Фурье предложить некоторые закономерности процесса распространения температурных

волн. 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

$$A(z) = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}}} \quad (\text{первый закон Фурье}), \quad (4.3.4)$$

где  $A_0$  — амплитуда колебаний температуры на поверхности Земли, °С;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности, Вт·м<sup>-1</sup>·К<sup>-1</sup>;  $C$  — коэффициент теплоемкости, Дж/(кг·К);  $T$  — период (год), с;  $z$  — глубина, м;

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. Так, сравнение суточных и годовых колебаний показывает, что глубина проникновения годовых колебаний при одинаковой амплитуде на поверхности в 19,2 раза больше глубины проникновения суточных колебаний.

Из приведенного решения уравнения теплопроводности при периодических колебаниях температуры на поверхности вытекает еще ряд закономерностей. Так, из (4.3.4) следует, что

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{A_\xi}, \quad (4.3.5)$$

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

В случае *слоя годовых колебаний температур* при  $A_\xi = \varepsilon$ , где  $\varepsilon$  — точность измерения (обычно  $\varepsilon \leq 0,1$  °С), в пределах которого можно

принять, что колебания при  $z > \xi$  практически затухают,  $\xi$  является глубиной распространения годовых колебаний температур (*слой нулевых годовых амплитуд, СНГА*).

Выражение (4.3.4), или первый закон Фурье, позволяет определить годовые теплообороты в слое грунта мощностью  $\xi$ .

При наличии *сезонно-мерзлого (сезонно-талого) слоя* ход изменения температуры на его подошве с определенным приближением также может быть аппроксимирован гармонической функцией с амплитудой ( $A_\xi$ ) и среднегодовой температурой грунта ( $t_\xi$ ). При равных значениях теплопроводности в мерзлом  $\lambda_t$  и талом состоянии  $\lambda_m$ ,  $t_\xi$  совпадает со среднегодовой температурой на поверхности ( $t_0$ ). Если  $\lambda_t \neq \lambda_m$ ,  $t_\xi$  отличается от  $t_0$  на величину *температурной сдвижки* (см. ниже).

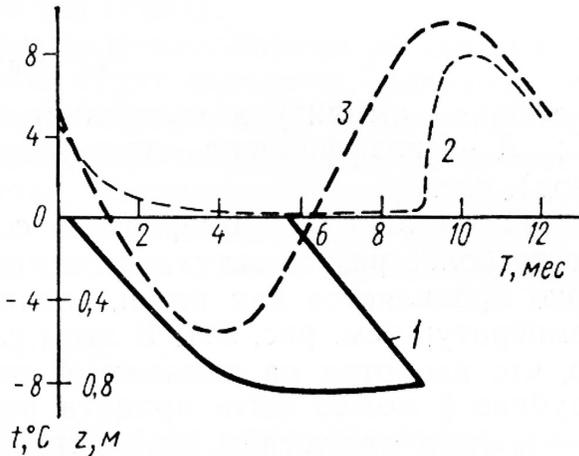


Рис. 4.2. Динамика глубины сезонного промерзания (оттаивания) грунта (1) и температуры на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) с учетом фазовых переходов воды (2); температуры на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания) при отсутствии фазовых переходов воды (3) (*Основы мерзлотного прогноза... 2016*)

На рис. 4.2 изображены изменения глубины сезонного промерзания (оттаивания) грунта  $\xi$  и температуры на подошве слоя промерзания (оттаивания)  $t_\xi$  во времени  $T$  в годовом цикле. Видно существование отмеченной М. И. Сумгиным более 90 лет назад так называемой «нулевой завесы» в слое промерзания (оттаивания), связанной с фазовыми переходами воды, когда температуры выравниваются в этом слое и становятся близкими к нулю.

При сезонном промерзании (оттаивании) с фазовыми переходами воды имеет место более резкое затухание температур с глубиной и сокращение *слоя нулевых годовых амплитуд (СНГА)*. В дальнейшем будем использовать обозначение глубины  $\xi$ , или слоя  $\xi$  — для глубины слоя сезонного промерзания (или оттаивания). Оценка глубины распространения годовых колебаний температуры в многолетнемерзлых породах осложняется тем, что в грунтах в диапазоне отрицательных температур происходят фазовые переходы незамерзшей воды (рис. 4.3). Глубина распространения колебаний в этих случаях может быть меньше на 20–50% и более (например, в торфяниках), чем в низкотемпературных породах.

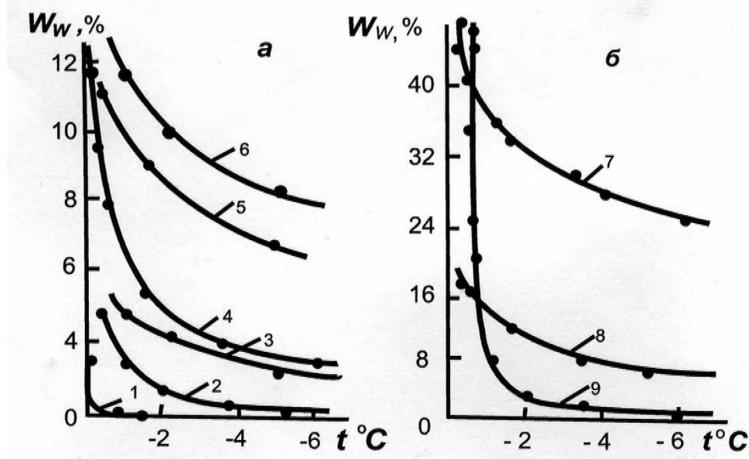


Рис. 4.3. Содержание незамерзшей воды ( $W_w$ ) от температуры ( $t$ ) в горных породах различного гранулометрического (а) и минерального (б) состава:

- 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 — каолинитовая глина, по Р. Г. Мотенко

**Глубина распространения годовых колебаний температуры** (слоя нулевых годовых амплитуд, СНГА) в горных породах подчиняется **географической широтной зональности**. Последняя представлена на рис. 4.4. При движении из южных областей к северу глубина сезонного промерзания горных пород возрастает по мере приближения к южной границе области распространения многолетнемерзлых пород, где она достигает максимума. Здесь сезонное промерзание переходит в сезонное оттаивание. При дальнейшем продвижении на север глубина последнего сокращается.

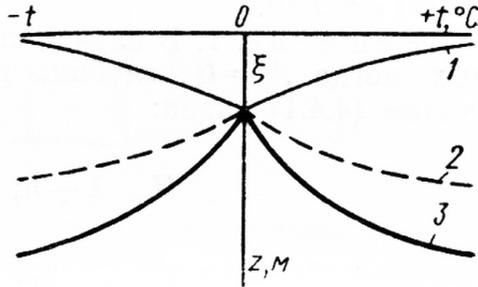


Рис. 4.4. Широтная зональность: 1 — глубина сезонного промерзания и оттаивания пород, 2 — глубина потенциального сезонного промерзания и оттаивания, 3 — глубина слоя нулевых годовых амплитуд (СНГА) (Основы мерзлотного прогноза... 2016)

Такая же закономерность наблюдается и для глубины распространения годовых колебаний температур. На юге и на севере, где среднегодовые температуры отличны от нуля, глубины распространения годовых колебаний достигают 15–20 и более метров. В скальных породах слой нулевых годовых амплитуд (СНГА) может достигать 40 м. Вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород, при близких к нулю температурах, глубина распространения годовых колебаний ограничивается двумя-тремя метрами из-за большой мощности слоя сезонного промерзания (протаивания) и большого количества тепла, необходимого для фазовых переходов.

#### 4.4. Решение стационарной задачи теплопроводности

Температурный режим горных пород зависит от условий теплообмена на поверхности и потока тепла из недр земли (Основы мерзлотного прогноза... 2016). Д. В. Редозубов предположил, что ниже слоя годовых колебаний температурное поле практически стационарно, и разработал метод «терморазведки на мерзлоту», опирающийся на решение *задачи Дирихле*, т. е. решение стационарной задачи теплопроводности при граничных условиях I рода.

Наиболее простым случаем формы ограничивающей поверхности является плоскость, а в двухмерной задаче — прямая, ограничивающая полуплоскость. В последнем случае стационарное температурное поле для однородной полуплоскости  $-\infty < x < \infty, z > 0$  — определяется решением *уравнения Лапласа*, т. е. дифференциального

уравнения в частных производных, записывающегося следующим образом (двумерное уравнение Лапласа):

$$\frac{\partial^2 t(x, z)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t(x, z)}{\partial z^2} = 0 \quad (4.4.1)$$

при условии

$$t(x, 0) = \varphi(x), \quad (4.4.2)$$

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

Как известно, решение указанной задачи описывается *интегралом Пуассона*:

$$t(x, z) = \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\varphi(s) ds}{(s-x)^2 + z^2}. \quad (4.4.3)$$

В случае потока тепла из недр земли, добавляя его, получаем:

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

Вместо геотермического градиента можно задавать температуру на глубине  $h$ , которая должна быть значительно больше глубины распространения мерзлой толщи. Этому условию в основном удовлетворяют данные глубоких скважин, причем в этом случае  $t(x, h)$  слабо зависит от формы рельефа и условий на ограничивающей поверхности.

В итоге задача сводится к решению уравнения (4.4.1) для полосы, ограниченной линиями  $z = 0$  и  $z = h$  (рис. 4.5, а), при условии (4.4.2), а также:

$$t(x, h) = \varphi(x). \quad (4.4.4)$$

Последняя задача решается с помощью конформного преобразования в комплексной области. Сначала конформно отображают полосу шириной  $h$  в полосу шириной  $\pi$  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:

$$a = e^{\frac{\pi}{h}x} \cos \frac{\pi}{h} z, \quad b = e^{\frac{\pi}{h}x} \sin \frac{\pi}{h} z. \quad (4.4.5)$$

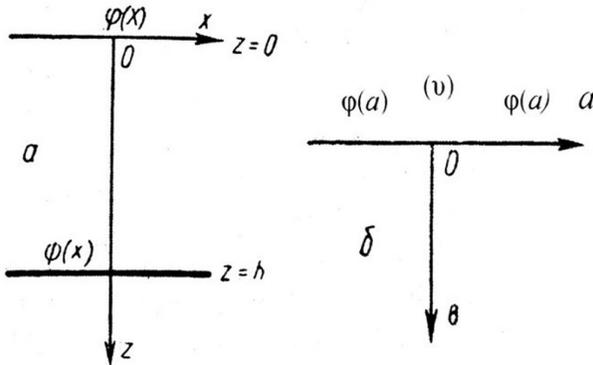


Рис. 4.5. К решению задачи Дирихле: а — для слоя мощностью  $h$  в координатах  $x, z$ ; б — для полуплоскости в координатах  $a$  и  $b$

Из (4.4.5) следует, что границы исходной полосы при этом перейдут в действительную ось плоскости  $v$  (рис. 4.5, б), причем линия  $z = 0$  перейдет в полупрямую  $b = 0$ , а линия  $z = h$  — в полупрямую  $b = 0, a < 0$ .

Таким образом, в области  $\tau$  решением поставленной задачи будет

$$t(a, b) = \frac{b}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mu(s) ds}{(s-a)^2 + b^2}, \quad (4.4.6)$$

где  $\mu(s)$  есть изображение функций  $v(x)$  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.

Двумерные схемы вполне применимы к исследованию стационарных полей в разрезах, например, перпендикулярных долинам рек, полосам стока, линейным сооружениям. В тех же случаях, когда краевые условия на ограничивающей поверхности (плоскости) зависят от обеих координат и, следовательно, определяют пространственное температурное поле, решение задачи будет другим. Обычно рассматривают случай, когда температура на ограничивающей плоскости не меняется внутри окружностей с радиусами  $R_i$  и температурами  $T_i$  между ними,  $i = 1, 2, \dots, n$ . В этом случае решение имеет вид:

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

Такие распределения температур характерны для водоемов и депрессий.

«Терморазведка на мерзлоту» может лишь указать расположение подошвы вечной мерзлоты без учета ее изменения во времени (*аградации* или *деградации* мерзлоты, т. е. увеличения или уменьшения ее мощности). Метод Д. В. Редозубова применялся при расчете чаши оттаивания под сооружениями в районах распространения многолетнемерзлых пород.

#### 4.5. Задача о промерзании и оттаивании пород

Рассмотрим задачу промерзания (оттаивания), или *задачу Стефана*. Задача Стефана представляет собой краевую задачу для дифференциального уравнения в частных производных, описывающую изменение фазового состояния вещества, при котором положение границы раздела фаз изменяется со временем. Существование границ раздела между фазами, которые смещаются со временем, является особенностью таких задач.

При движении границы раздела фаз выделяется теплота фазовых превращений воды ( $Q_{\phi}$ ). 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  $\lambda$ , температуропроводность  $a^2$ , влажность  $\omega$  и плотность  $\gamma$  — постоянны и заданы. При переходе через границу раздела теплофизические константы изменяются скачкообразно. Изменение плотности теплопроводящей среды не учитывают, процессы конвекции и лучеиспускания не рассматриваются. Математическая формулировка одномерной задачи Стефана в случае двухфазной однородной среды следующая. В каждой зоне процесс описывается уравнением Фурье (Основы мерзлотного прогноза... 2016):

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_1^2 \frac{\partial^2 t_1(z, \tau)}{\partial z^2} & \text{для } 0 < z < \xi(\tau), \\ \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_2^2 \frac{\partial^2 t_2(z, \tau)}{\partial z^2} & \text{для } \xi(\tau) < z < l \end{aligned} \right\} \quad (4.5.1)$$

с краевыми условиями (в случае первой краевой задачи)

$$\left. \begin{aligned} t_1(0, \tau) &= \Phi_1, \\ t_1(z, 0) &= \varphi_1(z), \quad \text{при } 0 < z < \xi(0), \\ t_2(l, \tau) &= \Phi_2(\tau), \\ t_2(z, 0) &= \varphi_2(z), \quad \text{при } \xi(0) < z < l, \\ \text{причем } \xi(0) &= \xi_0 > 0. \end{aligned} \right\} \quad (4.5.2)$$

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

$$t_1[\xi(\tau), \tau] = t_2[\xi(\tau), \tau] \equiv t_0 = 0, \quad (4.5.3)$$

$$\lambda_1 \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi(\tau)} - \lambda_2 \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi(\tau)} = Q_\Phi \xi'(\tau). \quad (4.5.4)$$

Индексы 1 и 2 относятся соответственно к твердой и жидкой зонам,  $Q_\Phi$  — теплота фазовых превращений воды в  $1 \text{ м}^3$  грунта.

Условие (4.5.4), 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 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, 1967):

$$C_1(z, t) \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda_1(z, t) \frac{\partial t_1}{\partial z} \right], \quad 0 < z < \xi(\tau), \quad (4.5.5)$$

$$C_2(z) \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda_2(z) \frac{\partial t_2}{\partial z} \right], \quad \xi(\tau) < z < l. \quad (4.5.6)$$

На подвижной границе раздела

$$t_i[\xi(\tau), \tau] = 0, \quad i = 1, 2, \quad (4.5.7)$$

$$\lambda_1[\xi(\tau), 0] \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)} - \lambda_2[\xi(\tau)] \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)} = Q_\Phi(\xi) \xi'(\tau). \quad (4.5.8)$$

Здесь  $\lambda_1(z, t)$  — теплопроводность грунта в промерзающей зоне при температуре  $t$ , °С и суммарной влажности  $\bar{\omega}(t)$ ,  $\bar{\omega}(t) = v[\omega - \omega = (t)] + \omega = (t)$ ,  $v$  — коэффициент объемного расширения при замерзании свободной воды,  $Q_{\Phi} = \mu[\omega - \omega = (0)]$  — теплота фазовых переходов свободной воды при промерзании (оттаивании) 1 м<sup>3</sup> 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 далее используется объемная влажность грунта (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

#### 4.6. Решения задачи Стефана

На кафедре геокриологии (мерзлотоведения) МГУ В. А. Кудрявцевым и В. Г. Меламедом разработаны формулы расчета глубин промерзания и теплооборотов при периодических колебаниях температуры на поверхности грунта, которые рассмотрены ниже.

Классической задачей Стефана называют автомодельную одномерную задачу промерзания или оттаивания в однородной изотропной среде при постоянных краевых условиях. Явление называется автомодельным, если распределения его характеристик в разные моменты времени получаются одно из другого преобразованием подобия. В автомодельном решении системы или уравнения двух независимых переменных эти переменные  $x$  и  $t$  входят не произвольным образом, а лишь в комбинации.

Принимается, что температура на поверхности при  $\tau = 0$  мгновенно изменяется и становится равной некоторой постоянной, отличной от начального распределения. При этом появляется подвижная граница раздела фаз, скорость продвижения которой (наряду с температурными полями в обеих зонах) подлежит определению (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

При указанных условиях задача о промерзании (оттаивании) сводится к решению задачи Стефана при краевых условиях

$$t_1(0, \tau) = T_1 = const, \quad (4.6.1)$$

$$t_2(z, 0) \equiv T_2 = const, z > 0, \xi(0) = 0. \quad (4.6.2)$$

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:

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

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

где  $A_i, B_i, i = 1, 2$  — неизвестные постоянные,  $\operatorname{erf} z = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-s^2} ds$  — интеграл ошибок.

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

$$A_1 + B_1 \operatorname{erf} \left( \frac{\xi(\tau)}{2\sqrt{a_1^2 \tau}} \right) = 0, \quad A_2 + B_2 \operatorname{erf} \left( \frac{\xi(\tau)}{2\sqrt{a_2^2 \tau}} \right) = 0. \quad (4.6.3)$$

Температура фазовых превращений воды принимается равной нулю.

Условия (4.6.3) выполняются при всех  $\tau$ , что возможно лишь при условии

$$\xi(\tau) = \beta \sqrt{\tau}, \quad (4.6.4)$$

где  $\beta$  — некоторая постоянная.

Решение задачи в случае промерзания сводится к отысканию корня уравнения:

$$\lambda_1 \frac{T_1 e^{-\frac{\beta^2}{4a_1^2}}}{a_1 \operatorname{erf} \left( \frac{\beta}{2a_1} \right)} + \lambda_2 \frac{T_2 e^{-\frac{\beta}{4a_2^2}}}{a_2 \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{\beta}{2a_2} \right) \right]} = -Q_\Phi \frac{\sqrt{\pi}}{2}. \quad (4.6.5)$$

Существование положительного корня  $\beta$  этого уравнения при различных знаках  $T_1$  и  $T_2$  следует из того, что при изменении  $\beta$  от 0 до  $\infty$  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 (4.6.5) есть монотонные функции  $\beta$ . На основании этого нахождение  $\beta$  легко осуществить методом подбора.

Если принять, что кривая незамерзшей воды имеет линейный вид, эффективная теплоемкость остается константой. Аппроксимация кривой незамерзшей воды несколькими прямыми участками приводит к системе трансцендентных уравнений, численное

решение которых затруднительно. Поэтому для ориентировочных расчетов применяется формула Стефана.

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  $T_1 < 0$ .

Упрощая, принимается, что распределение температур в верхней (мерзлой) зоне подчиняется прямолинейному закону. Отсюда следует, что в любой точке ее (в том числе и на границе раздела фаз со стороны верхней зоны) теплоток равен  $\lambda_1 \frac{T_1}{\xi(\tau)}$ , где  $\xi(\tau)$  — глубина промерзания в произвольный момент времени  $\tau$ .

Предположение, что в нижней (немерзлой) зоне температура постоянна и равна  $0^\circ\text{C}$ , приводит к тому, что теплоток снизу к границе раздела фаз при любых  $\tau > 0$  равен 0. Тогда условие Стефана на границе раздела фаз 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  $\tau$  от 0 до произвольного  $\tau_0$  (при этом  $\xi$  изменяется от 0 до  $\xi(\tau_0)$ ), получим

$$\xi(\tau_0) = \alpha \sqrt{\tau_0}, \quad (4.6.6)$$

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

Полученное выражение, которое и называется **формулой Стефана**, можно переписать в виде

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_1 \Omega}{Q_\Phi}}, \quad (4.6.7)$$

где  $\Omega = \tau |T_1|$  — сумма тепло- или морозоградусочасов, или, в западной традиции, **индекс промерзания (протаивания)**.

В исследованиях вечной мерзлоты можно использовать средний годовой индекс промерзания (сумма отрицательных среднесуточных или среднемесячных температур воздуха, или отрицательных морозоградусочасов). Этот показатель необходим для расчета глубины промерзания или оттаивания и входит в формулу Стефана (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

В настоящее время в связи с развитием компьютерных технологий и программного обеспечения возможно решение геокриологических задач любой сложности. Однако численное моделирование продолжает оставаться непростой задачей, в связи как с необходимостью ручного ввода данных, так и с неопределенностью нужных данных. Повышая сложность модели, мы, как правило, увеличиваем число параметров, находить которые требуется в полевых или лабораторных условиях. В результате часто проводится так называемый «тюнинг» модели, когда ввиду неизвестности нужных параметров они назначаются в результате сравнения расчетов с данными измерений температур горных пород. При необходимости выезда в поле и проведения измерений может потеряться сам смысл моделирования.

В последнее время С. Н. Булдовичем предложены сравнительно простые зависимости для расчета основных геокриологических характеристик — среднегодовой температуры пород и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород с учетом различных факторов. При этом метод С. Н. Булдовича (Основы мерзлотного прогноза... 2016) основан на научных разработках В. А. Кудрявцева.

Конвективный перенос тепла в пределах слоя сезонного оттаивания (СТС) связан с двумя природными процессами: *инфильтрацией* летних дождевых осадков и внутриводной *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 в глубь пород, где вблизи фронта оттаивания обычно достигается точка росы для воздуха с естественной влажностью. На этом уровне и происходит конденсация влаги, сопровождающаяся значительным тепловыделением.

## 4.7. Численные решения тепловых задач

Численные методы решения тепловых задач находят все более широкое распространение, главным образом из-за увеличения числа доступных программ и их возможностей. Основным методом численного решения является метод конечных разностей. Он состоит в том, что расчетная область дискретизируется во времени и пространстве, покрываясь прямоугольной сеткой, в узлах которой задаются теплофизические характеристики горных пород и определяются температуры. При этом производные заменяются конечными разностями, а дифференциальное уравнение —

алгебраическим уравнением (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

Для разбиения расчетной области на каждой из координатных осей выбираются точки деления, через которые проводятся взаимно ортогональные сечения. Если все точки деления являются равноотстоящими по какой-либо координате, то сетку называют равномерной (с постоянным шагом) по этой координате. Исходные физические характеристики и искомые функции определяются в узлах сетки. Система рассматривается в определенные моменты времени. Вместо дифференциального уравнения получается система линейных алгебраических уравнений.

Устойчивость конечно-разностной схемы является необходимым условием ее применимости. В задачах инженерной геокриологии следует обращать внимание и на другие свойства схемы, такие как асимптотическая устойчивость и консервативность. В противном случае возможно получение неприемлемых решений. К сожалению, часто это остается за пределами внимания разработчиков и пользователей. Схема должна быть консервативной, т. е. выражать соответствующий закон сохранения. Основным методом построения таких схем является метод 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. Входящие в эти уравнения интегралы и производные следует заменить разностными выражениями.

В инженерной геокриологии задачи, решаемые численными методами, являются, как правило, двух- или трехмерными (для большинства одномерных задач известны точные или приближенные аналитические решения). Обобщение схем на случай двух или трех измерений не составляет труда.

При решении задач с фазовыми переходами появляются дополнительные трудности, связанные с необходимостью учета скрытой теплоты фазового перехода. Возможны две постановки таких задач. Если вся скрытая теплота выделяется при фиксированной температуре, то имеем задачу Стефана: температуры в талой и мерзлой зоне находятся по отдельности, каждая из своего уравнения теплопроводности, а на границе ставится условие Стефана. Нередко задачу Стефана приводят к задаче с плавным фазовым переходом следующим путем: фазовый переход оказывается скрытым в некотором интервале температур и описывается эффективной теплоемкостью. Это уменьшает точность решения, в частности, при опре-

делении положения границы раздела фаз (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

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 описываются уравнением иного типа. Для достижения однородности схемы и применяется упомянутый выше прием введения эффективной теплоемкости, приводящий задачу к единому уравнению. Однако такой подход не вполне корректен, поскольку решение оказывается зависящим от искусственных параметров, лишенных физического прототипа.

Физически обоснованный путь достижения однородности — так называемая энтальпийная формулировка задачи Стефана. *Энтальпия* ( $I$ ) имеет физический смысл плотности внутренней энергии и определяется так:

$$I(T) = \int_{T_0}^T [C(u) + L_v \delta(u - T_{bf})] du, \quad (4.7.1)$$

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 (4.6.29). Поэтому все три зоны (таяя, мерзлая и фазовых переходов) могут быть описаны единым дифференциальным уравнением:

$$\partial I / \partial t = \text{div} [\lambda(I) \text{grad} T(I)]. \quad (4.7.2)$$

*Энтальпийная формулировка* (4.7.1)–(4.7.2) универсальна. Она применима к задачам с фазовыми переходами в спектре температур, когда в выражении (4.7.1) 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 (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

Поскольку энтальпийная формулировка задач с фазовыми переходами является по своей физической сути формулировкой энергетической, она сочетается с балансовым (энергетическим) методом построения конечно-разностных схем, который приводит к консервативным схемам, т. е. таким, где разностные уравнения выражают собой закон сохранения энергии.

*Метод балансов* к построению конечно-разностных схем для решения задач Стефана применил Л. Н. Хрусталева (1966). При обычном 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 блока грунт считается однородным, но соседние блоки могут иметь разные теплофизические характеристики, что позволяет моделировать неоднородности. В процессе вычислений для каждого блока рассчитываются тепловые потоки от сопредельных блоков, составляются и решаются уравнения баланса тепла. При этом считается, что температуры относятся к геометрическим центрам блоков (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

В математическом отношении расчетная схема метода балансов эквивалентна обычной сеточной схеме, так что для нее остаются справедливыми положения теории разностных схем. Однако в отличие от сеточного метода 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 меньшей, чем размеры блоков.

Конечно-разностная схема и алгоритм решения задач инженерной геокриологии должны обладать следующими свойствами: 1) устойчивостью, 2) экономичностью, 3) консервативностью, 4) однородностью, 5) наглядностью в физическом смысле. Для этого целесообразны: 1) двухслойная явная схема с регуляризацией, 2) применение метода балансов, 3) энтальпийная формулировка задачи, 4) использование относительного объема талой фазы ( $V$ ) (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

Эти принципы были использованы в программе ТЕПЛО (HEAT), разработанной на кафедре геокриологии МГУ и прошедшей государственную регистрацию. В программе ТЕПЛО кривые незамерзшей воды не учитываются, т. е. считается, что вся влага замерзает и оттаивает при температуре  $T_{bf}$ .

На кафедре геокриологии МГУ совместно с Фундаментпроектом была также разработана программа ТУНДРА (TUNDRA), в которой фазовые переходы влаги в спектре температур учитываются в полной мере, причем кривые незамерзшей воды задаются по точкам, что позволяет вводить их с необходимой точностью. 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 (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

# Лекция 5. Факторы, влияющие на температуры горных пород

## 5.1. Взаимосвязь между температурами воздуха и температурами горных пород

График среднегодовых температур воздуха относительно среднегодовых температур горных пород  $t_{cp}$  указывает на расхождение между ними, причем температура горных пород обычно выше, чем температура воздуха. Так, для Северной Канады различие составляет в среднем около  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  (рис. 5.1). Это различие можно назвать *температурной сдвижкой*. В. А. Кудрявцев использовал этот термин только для разности температур между кровлей и подошвой СТС, однако за рубежом он широко используется и для разности температур между воздухом и горными породами, между кровлей и подошвой снежного и растительного покрова, а также для других воздействий.

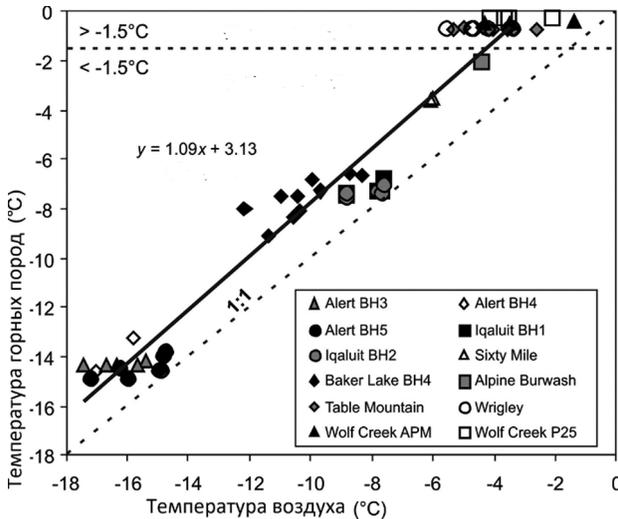


Рис. 5.1. Разность среднегодовых температур воздуха и горных пород для различных районов Северной Канады. © Throop

Отсюда следует, например, что при прогнозируемом глобальном потеплении среднегодовые температуры горных пород  $t_{cp}$  хотя и будут следовать за температурами воздуха, однако повышение

температур горных пород будет заметно отставать. Об этом свидетельствуют и тренды изменения среднегодовых температур воздуха и горных пород на территории России (рис. 5.2).



Рис. 5.2. Линейные тренды температуры воздуха и мерзлых пород на территории криолитозоны России с 1975 по 2010 г., по Г. В. Малковой и А. В. Павлову

На температурный режим горных пород оказывают влияние различные факторы. Если изменяются характеристики и влияние одного фактора, например растительного покрова, меняется влияние и других факторов, в частности снежного покрова. Изменение видового состава растительного покрова может привести к изменению влажности горных пород.

## 5.2. Влияние рельефа, экспозиции и крутизны склонов

Положение в рельефе влияет на температурный режим пород и глубину сезонного промерзания (протаивания). Температура воздуха понижается с увеличением высоты примерно на  $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  на каждые 100 м, соответственно понижается и среднегодовая температу-

ра пород  $t_{cp}$ . Изменение температуры воздуха на 100 м высоты называется **вертикальным градиентом температуры** (ВГТ). ВГТ зависит от ряда факторов: времени года, времени суток, расположения воздушных масс, погоды и характера подстилающей поверхности.

Влияние на  $t_{cp}$  и  $\xi$  оказывают экспозиция (ориентация склонов относительно стран света) и крутизна склонов (угол падения солнечных лучей). Это проявляется через величину солнечной радиации. Понижение  $t_{cp}$  и сокращение  $A_0$  происходит, как правило, в направлении от южных, юго-западных склонов к северо-восточным и северным. Разность  $t_{cp}$  и  $A_0$  на склонах южной и северной экспозиций определяется в основном различием в летних температурах воздуха, поскольку зимой при малом поступлении радиации северные и южные склоны охлаждаются почти одинаково. На северных склонах глубина оттаивания  $\xi$  меньше, чем  $\xi$  на склонах южной экспозиции.

Правда, в Арктике этих различий почти нет, потому что в течение зимней ночи радиация отсутствует, а летом солнце движется по кругу и равномерно обогревает все склоны.

Влияние крутизны склонов на температурный режим и глубину сезонного протаивания проявляется через количество поглощенной радиации. Более высокие температуры пород в летний период характерны для склонов, перпендикулярных к солнечным лучам (около 30 °С).

Количественно влияние экспозиции и крутизны склонов на температурный режим пород может быть оценено через **радиационную поправку (температурная сдвигка за счет радиации)** к температуре и амплитуде колебаний температур, исходя из составляющих радиационно-теплового баланса разных склонов:

$$H = k\Delta t_R = R - LE - G, \quad (5.2.1)$$

откуда

$$\Delta t_R = (R - LE - G) / k, \quad (5.2.2)$$

где  $H$  — турбулентный теплообмен,  $k$  — коэффициент турбулентного теплообмена,  $\Delta t_R$  — разность температур воздуха и дневной поверхности,  $R$  — радиационный баланс,  $LE$  — фазовые превращения влаги (испарение, транспирация растениями, конденсация и др.),  $G$  — теплообмен с горными породами (почвой). Практически пользуются региональными поправками в зависимости от экспозиции и крутизны склонов.

На основе обобщения метеонаблюдений за температурой воздуха и дневной поверхности (снега зимой, дерново-растительного

летом) 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,  $\Delta t_r$  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. 5.3).

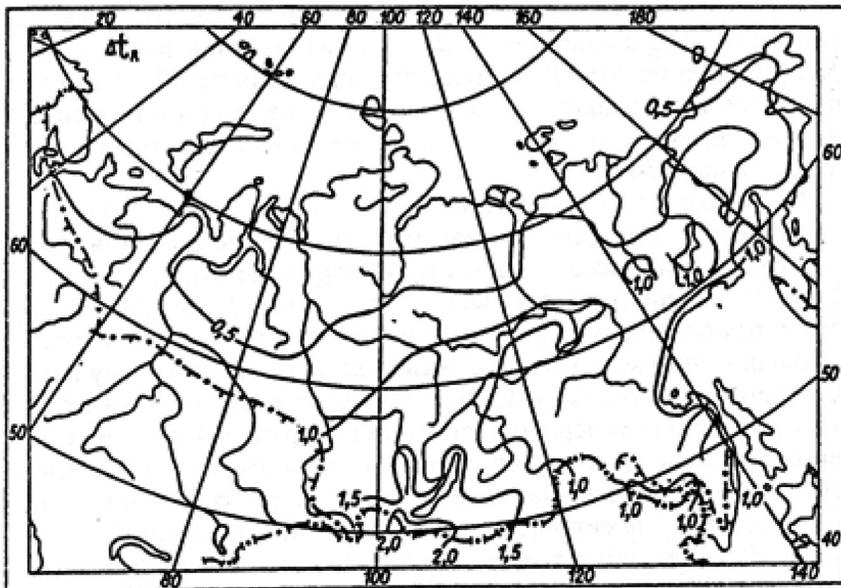


Рис. 5.3. Среднегодовая радиационная поправка, по Ю. Л. Шуру

### 5.3. Влияние снежного покрова

Снежный покров заметно влияет на теплообмен горных пород с атмосферой. Среднезимняя температура поверхности снега может быть ниже среднезимней температуры воздуха на 0,5–2 °С. В то же время снежный покров, особенно рыхлый, обладает очень малой теплопроводностью (коэффициент теплопроводности снега изменяется в пределах 0,12–0,46 Вт/(м·К) и в 5–10 раз меньше теплопроводности горных пород). Таким образом, он играет роль теплоизоляции и предотвращает горные породы от потерь тепла. Считается, что увеличение мощности снежного покрова на 5–15 см повышает среднегодовую температуру горных пород на 1 °С. Поэтому при мощности снежного покрова несколько десятков см среднегодовая температура поверхности Земли, может быть, положительной при среднегодовых температурах воздуха около –6...–8 °С.

Влияние снега как изолятора тепла можно оценить следующим образом:

$$\Delta t_{snow} = \Delta A_{snow} = \frac{A_2}{2} \left(1 - e^{-\sqrt{\frac{C\pi}{\lambda T}}}\right), \quad (5.3.1)$$

где  $\Delta t_{snow}$  — температурная сдвигка за счет снежного покрова, °С;  $\Delta A_{snow}$  — уменьшение амплитуды (физической) годовых колебаний температуры под снегом, °С;  $A_2$  — метеорологическая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха, °С;  $z$  — глубина снежного покрова, м;  $C$  — объемная теплоемкость снега (Дж/м<sup>3</sup>·°С);  $\lambda$  — теплопроводность снега, Вт/(м·°С);  $T$  — период, равный году, с.

Еще одна формула для оценки отепляющего влияния снега — температурной сдвигки за счет снежного покрова,  $\Delta t_{snow}$  с учетом ежегодного теплообмена горных пород с атмосферой, — была предложена С. Н. Будловичем (2001):

$$\Delta t_{snow} = \frac{R_{snow}}{T} \sqrt{2\lambda_f \Omega_w Q}, \quad (5.3.2)$$

где  $R_{snow}$  — среднее термическое сопротивление снега зимой;  $Q$  — теплота фазовых переходов в горных породах;  $\lambda_f$  — теплопроводность мерзлых горных пород;  $\Omega_w$  — параметр, равный  $t_w \times \tau_w$ , где  $t_w$  — средняя зимняя температура,  $\tau_w$  — продолжительность зимы.

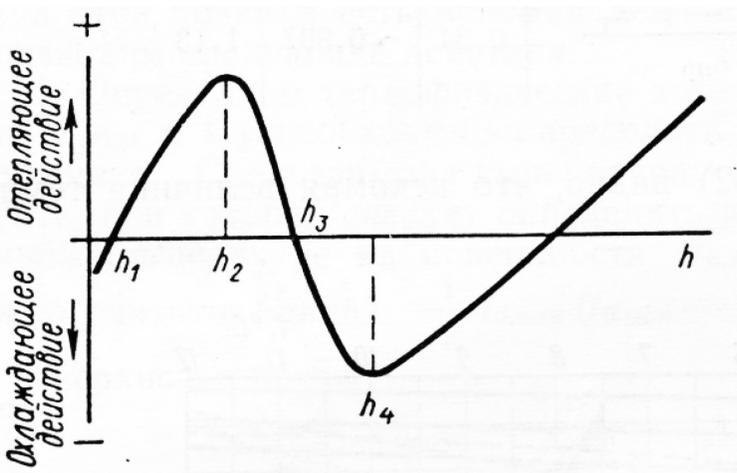


Рис. 5.4. Изменение влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород в зависимости от его мощности (Основы мерзлотного прогноза... 2016)

В случае, если снежный покров незначителен (менее  $h_1$ ), он оказывает охлаждающее влияние на горные породы (рис. 5.4), так как преобладает его отражающая роль за счет увеличения альбедо. При увеличении глубины от  $h_1$  до  $h_2$  и затем  $h_3$  снежный покров предотвращает потери тепла зимой из-за его теплоизоляционных свойств, это наиболее распространенный случай. В том случае, если снег задерживается на поверхности почвы после наступления положительных температур воздуха, то он начинает препятствовать нагреванию пород (от  $h_3$  до  $h_4$  и дальше), так как значительная часть поступающей солнечной энергии, во-первых, отражается и, во-вторых, расходуется на его таяние. Таяющий снег поддерживает на поверхности пород нулевую температуру несмотря на то, что температура воздуха в этот период положительная. Это приводит к некоторому охлаждению пород и к понижению их среднегодовой температуры (рис. 5.4).

Отепляющее влияние снежного покрова уменьшается с ростом термического сопротивления напочвенных покровов в соответствии с уменьшением величины летних теплооборотов. Снежный покров усиливает воздействие любых отепляющих факторов, действующих в теплое время года.

## 5.4. Влияние растительного покрова

Растительный покров изменяет отражательную способность поверхности, поглощает солнечную энергию, испаряет влагу во всем объеме, изменяет воздушный турбулентный теплообмен. Растительные покровы частично определяют условия снегонакопления и свойства снежного покрова, а также изменяют влагосодержание почвы.

Деревья и густые заросли кустарников летом защищают землю от инсоляции, но действуют как источник тепла зимой. Уменьшение солнечной радиации, достигающей горных пород, может достигать 70% в густом лесу. В сочетании с переносом тепла и влаги в растительном покрове испарение из почвы может быть уменьшено в несколько раз по сравнению с открытыми участками. Турбулентный теплообмен всегда меньше в лесах, так как скорость ветра снижается на 8–10% от скорости на открытых площадках. Максимальное охлаждение наблюдается в еловых и сосновых лесах с понижением температуры на 0,5–2 °С по сравнению с открытыми участками.

С увеличением сомкнутости крон в направлении с севера на юг роль лесов в формировании среднегодовой температуры пород ме-

няется. В редколесьях лесотундры, редкостойных лесах и кустарниках северной тайги сокращение притока радиации к поверхности почвы компенсируется уменьшением турбулентного теплообмена, а в условиях сильных ветров в них накапливается более высокий и рыхлый, чем на безлесных участках, снежный покров. В результате среднегодовая температура пород в северных лесах может превышать температуру пород на безлесных участках. Таким образом **температурная сдвигка за счет лесного яруса** может менять величину и даже знак.

С увеличением сомкнутости крон сокращение прихода радиации столь существенно, что уменьшение турбулентного обмена не может компенсировать его. При слабых ветрах, характерных для лесной зоны, высота снежного покрова (особенно в густых темнохвойных лесах) значительно меньше, чем на безлесных участках. Поэтому в средней, южной тайге и в области развития талых пород, т. е. на юге страны, лес является охлаждающим фактором.

Кустарники влияют на температурный режим аналогично лесному ярусу (**сдвигка кустарника**). Травяной покров в меньшей степени изменяет теплообмен и температурный режим поверхности почвы с атмосферой. Суммарное тепловое влияние травянистой растительности на температуры пород может быть как отепляющим, так и охлаждающим, но не превышает долей градуса.

Почвы под деревьями имеют тенденцию удерживать больше влаги летом, чем луговые почвы. Деревья формируют горизонт растительного опада (подстилку) на поверхности горных пород (**горизонт О**), и поскольку в течение короткого летнего сезона в районах с вечной мерзлотой распад органического материала идет медленно, обычно присутствует значительный органический слой. Это может формировать значительный эффект температурной сдвигки, поэтому острова вечной мерзлоты могут присутствовать во влажных лесных районах у подножия склонов, например на северных склонах Тянь-Шаня в Китае, и в Швейцарии, и в Северной Скандинавии.

Удаление или нарушение напочвенного растительного покрова обычно приводит к деградации подстилающей вечной мерзлоты. Различные растительные покровы имеют и разные **альбедо**.

Напочвенный растительный покров действует и непосредственно, как теплоизолятор, причем как зимой, так и летом. Суммарный эффект в годовом цикле зависит от разницы значений термических сопротивлений напочвенного покрова в зимнее и летнее время. Зимой теплопроводность влажного растительного покрова,

как правило, повышается — за счет как льдистости, так и уплотнения. Летом напочвенный покров может высыхать и значительно уменьшать плотность. В результате формируется температурная сдвигка (*тепловой диод*), которая может вызвать понижение среднегодовой температуры в мощных моховых покровах на 5 °С и даже более. Однако в зависимости от разницы коэффициентов теплопроводности моховых покровов в талом и мерзлом состояниях, продолжительности летнего и зимнего периодов, мощности снега и других факторов моховые покровы могут оказывать как охлаждающее, так иногда и отепляющее влияние. Такое явление наблюдается, например, в Западной Сибири, на участках повышенной мощности снежного покрова (более 0,8–1,0 м) и развития мощных водонасыщенных моховых покровов. Однако в целом для территории тундры разрушение напочвенного покрова, как правило, приводит к заметному повышению температур горных пород, увеличению СТС и, часто, выраженному термокарсту.

Среднегодовая температура горных пород на *торфяниках*, как правило, ниже, чем на участках, сложенных преимущественно минеральными отложениями, за счет разности теплопроводностей в талом и мерзлом состояниях и соответствующей температурной сдвигки. Вблизи южной границы криолитозоны бугристые торфяники — индикатор наличия многолетнемерзлых пород.

По С. Н. Булдовичу, температурное воздействие летнего и зимнего напочвенных покровов соответственно будут равны:

$$\Delta t_n^{\text{л}} = -\frac{R_n^{\text{л}} B}{T}, \quad \Delta t_n^{\text{з}} = \frac{R_n^{\text{з}} B}{T}, \quad (5.4.1)$$

где  $\Delta t_n^{\text{л}}$  — температурная сдвигка за счет растительного покрова летом;  $\Delta t_n^{\text{з}}$  — температурная сдвигка растительного покрова зимой;  $R_n^{\text{з}}$  — термическое сопротивление напочвенных растительных (и искусственных) покровов в зимний период;  $R_n^{\text{л}}$  — термическое сопротивление напочвенных растительных (и искусственных) покровов в летний период;  $T$  — длительность года;  $B$  — сезонный теплооборот.

## 5.5. Влияние водного покрова

Для нагрева воды в водоемах наибольшее значение имеет прямая и рассеянная солнечная радиация, поглощаемая водой в *фотическом слое*, где затухает солнечный свет (до десятков метров). Увеличение температуры воды от дна к поверхности называется *пря-*

*мой температурной стратификацией*; уменьшение температуры от дна к поверхности носит название *обратной температурной стратификации*; равномерное распределение температуры по глубине называется *гомотермией* (рис. 5.5).

Температура воды и донных отложений пресных озер зависит от их глубины. Толщина льда на озерах и реках даже в Якутии не превышает примерно 2,5 м, поэтому донные отложения в озерах и реках глубиной более 2,5 м находятся, как правило, при положительной температуре и вечная мерзлота отсутствует. *Сквозной талик*, т. е. область немерзлых пород глубиной на всю мощность мерзлоты, под озером обычно образуется, если ширина озера больше, чем в два раза, мощности мерзлых толщ. При меньшей ширине, как правило, существует *несквозной талик*, т. е. область немерзлых пород глубиной менее мощности мерзлоты (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

Как известно, пресная вода имеет наибольшую плотность при температуре около  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , поэтому при этой температуре вода стремится опуститься ко дну. Таким образом, глубокие озера (10 м и более) часто имеют придонную температуру, близкую к этому значению. Зимой пресная вода у подошвы льда остается на поверхности, а летом происходит волновое перемешивание воды до глубин 2–7 м, а иногда и более в зависимости от размеров водоема.

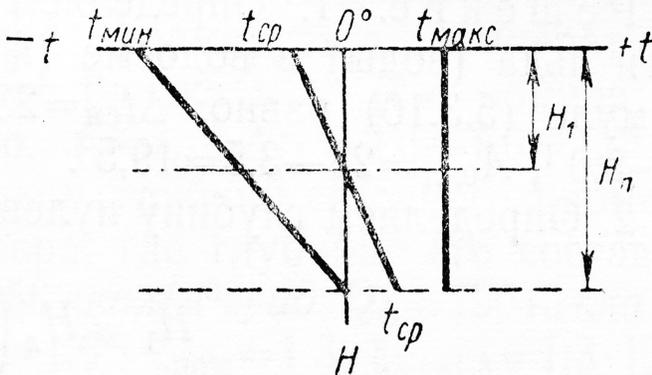


Рис. 5.5. Схема распределения минимальных, максимальных и среднегодовых температур в ледяном покрове водоема (Основы мерзлотного прогноза... 2016)

Температурный режим донных отложений в типичном северном неглубоком озере, промерзающем до дна, можно рассмотреть на рис. 5.5, где приведены распределения минимальных ( $t_{\text{мин}}$ ), мак-

симальных ( $t_{\max}$ ) и среднегодовых ( $t_{\text{ср}}$ ), равных  $t_0$  и  $t_{\xi}$ , температур в ледяном покрове в зависимости от глубины водоема ( $H$ ). Приближенно принимается, что зимой минимальная температура в ледяном покрове мощностью  $H_{\text{л}}$  изменяется линейно от  $t_{\text{мин}}$  на поверхности льда до  $0^\circ\text{C}$  на его подошве, а летняя максимальная температура воды остается постоянной по глубине из-за ветрового перемешивания (Основы мерзлотного прогноза... 2016). Таким образом, среднегодовая температура ( $t_{\text{ср},H}$ ) на глубине  $H$  равна:

$$t_{\text{ср},H} = \frac{\left( \frac{H_{\text{л}} - H}{H_{\text{л}}} \right) t_{\text{мин}} + t_{\text{макс}}}{2}. \quad (5.5.1)$$

На глубине  $H_1$  она равна  $0^\circ\text{C}$  (рис. 5.5). При толщине льда меньше  $H_1$  среднегодовая температура на поверхности донных отложений ниже  $0^\circ\text{C}$ , они находятся в многолетнемерзлом состоянии, а при толщине льда больше  $H_1$  она выше  $0^\circ\text{C}$ . Глубина водоема  $H_1$  называется *критической глубиной водоема*. Если глубина водоема больше  $H_1$ , но меньше  $H_{\text{л}}$  среднегодовая температура донных отложений выше  $0^\circ\text{C}$ , но водоем и донные отложения промерзают зимой и образуется СМС. Если глубина водоема  $H$  больше  $H_{\text{л}}$ , температура донных отложений всегда остается положительной, а под озером существует сквозной или несквозной талик в зависимости от размеров озера и мощности многолетнемерзлых толщ (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

Соленые озера могут иметь температурный режим донных отложений, не подчиняющийся указанной выше закономерности. Это объясняется тем, что соленая вода (в том числе морская) не имеет максимума плотности: ее плотность увеличивается с понижением температуры.

## 5.6. Влияние конвективных потоков воды и воздуха

Для количественной оценки повышения среднегодовой температуры пород  $\Delta t_{\text{ср}}$  на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) за счет инфильтрующихся летних осадков была предложена приближенная формула В. А. Кудрявцева (1976), основанная на том, что пропитанная вода охлаждается в слое сезонного оттаивания (СТС), или *активном слое*  $\xi$  до  $0^\circ\text{C}$ , используя весь запас тепла для фазовых переходов, а также повышение температуры горных пород:

$$\Delta t_{\text{oc}} = (Q_{\text{oc}} \times \xi) / (\lambda_{\text{эф}} \times T), \quad (5.6.1)$$

где  $\Delta t_{\text{oc}}$  — повышение *среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного оттаивания (активного слоя) ( $t_{\xi}$ )* по сравнению со *среднегодовой температурой на поверхности горных пород ( $t_{\text{п}}$ )* из-за инфильтрации атмосферных осадков, или *сдвигка за счет инфильтрации атмосферных осадков*, °C;  $\xi$  — *глубина сезонного оттаивания*, м;  $T$  — период, равный году, с;  $Q_{\text{oc}}$  — количество тепла за счет атмосферных осадков, приносимое в слой сезонного оттаивания  $\xi$ , Дж/м<sup>2</sup>;  $\lambda_{\text{эф}}$  — эффективная теплопроводность (за год) слоя  $\xi$ , Вт/(м·К).

Количество тепла за счет атмосферных осадков, приносимое в слой сезонного оттаивания  $Q_{\text{oc}}$ , можно рассчитать следующим образом:

$$Q_{\text{oc}} = C_w \times \Sigma \times V \times t_{\text{oc}}, \quad (5.6.2)$$

где  $V$  — месячная (или декадная) сумма летних атмосферных осадков, кг/м<sup>2</sup>;  $t_{\text{oc}}$  — среднемесячная (или средняя за декаду) температура осадков, приблизительно принимается за температуру воздуха (при отсутствии данных), °C;  $C_w$  — теплоемкость воды, Дж/(кг·°C).

**Инфильтрация** летних атмосферных осадков приводит к повышению среднегодовой температуры грунтов на 1,5–2 °C. Как правило, на этих участках роль инфильтрации в формировании среднегодовых температур грунтов не превышает десятых долей градуса.

В районах с преобладанием крупнообломочных отложений дополнительным отепляющим фактором служит конденсация водяных паров. Так, в южной части криолитозоны влияние конденсации водяных паров на повышение  $t_{\text{cp}}$  пород может достигать 2–5 °C и более (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

Хорошо известно, что крупнообломочные породы часто значительно более холодные, чем мелкозернистые минеральные породы в тех же условиях. Это наблюдается для осыпных отложений, **курумов** и иногда хвостохранилищ.

## 5.7. Влияние широты, высоты и других географических факторов

Существует ряд факторов, влияющих на **нижний высотный предел распространения вечной мерзлоты**, поэтому изменение его с широтой является сложным. Там, где теплый воздух поднимается вверх, может наблюдаться повышение температуры с высотой. Бо-

лее низкие температуры на больших высотах являются причиной распространения вечной мерзлоты на юг вдоль восточных Кордильер Северной Америки, а также появления вечной мерзлоты на плато Цинхай-Тибет. В обширных горных хребтах с закрытыми глубокими долинами может произойти *сток холодного воздуха* и формирование *инверсии* температуры. *Радиационная инверсия* температур воздуха является следствием выхолаживания поверхности Земли за счет *переизлучения*, и она проявляется как в горах, так и на равнинах.

По А. Гумбольту, распределение температур с высотой определяет *высотную климатическую поясность* (Романовский, 1993). Если происходит понижение температур с высотой (около  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  на 213 м подъема), такой тип климатической высотной поясности называется *нормальным*, или *океаническим (морским)*. При *инверсионном типе высотной климатической поясности* наблюдается радиационное выхолаживание почв и приземных слоев воздуха, что выражается в более низких температурах земной поверхности на равнинах и — при влиянии стока тяжелого холодного воздуха — в депрессиях горного рельефа (Романовский, 1993).

## 5.8. Влияние состава и влажности горных пород

Повышенная влажность горных пород приводит к уменьшению глубины сезонного промерзания и протаивания. Это связано, по В. А. Кудрявцеву, с эффектом *температурной сдвижки минеральных отложений*, который определяется отношением коэффициентов теплопроводности мерзлых и талых горных пород, а также величиной годового теплообмена в горные породы. Величина температурной сдвижки находится в основном в диапазоне примерно от  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В результате образуются «острова» мерзлых пород на суглинистых элементах мезорельефа, где сдувается снег (Романовский, 1993).

Если теплопроводность горных пород в талом состоянии  $\lambda_{\text{ит}}$  отличается от теплопроводности горных пород в мерзлом состоянии  $\lambda_{\text{р}}$ , то средняя годовая температура горных пород изменяется с глубиной в активном слое, достигая минимума на дне. Температурная сдвижка возникает и в слое нулевых годовых амплитуд из-за разности теплопроводностей при более высоких (летняя волна тепла) и более низких (зимняя волна холода) температурах, также несколько понижая среднегодовую температуру на подошве этого слоя.

## 5.9. Суммарное влияние природных факторов

В направлении с юга на север при сезонном промерзании теплообороты увеличиваются. У южной границы вечной мерзлоты, где СТС и СМС достигают максимума, теплообороты в почве имеют наибольшее значение. В криолитозоне от южной границы к северу уменьшается СТС и уменьшаются теплообороты. В связи с теплооборотами находится температурная сдвигка. Ее максимальное значение у южной границы мерзлоты, а к югу и к северу она уменьшается. Разница в величине сдвигки может достигать 1,5–2,0 °С и более.

Различие в тепляющем влиянии снежного покрова при изменении теплооборотов может достигать 3–5 °С при одной и той же высоте снега и одинаковом составе пород. Максимальные значения тепляющего влияния снега будут вблизи южной границы мерзлоты. Аналогично изменяется влияние экспозиции и крутизны склонов, растительного покрова, инфильтрации атмосферных осадков. Среднегодовая температура изменяется по глубине СТС (рис. 5.6).

Для оценки суммарного влияния различных факторов определяются поправки на температурный режим поверхности за счет радиационного баланса  $\Delta t_R$ , снежного покрова  $\Delta t_{сн}$ , а также растительного  $\Delta t_{раст}$  и водного покровов. Среднегодовая температура на поверхности Земли  $t_0$  и амплитуда колебаний  $A_0$  в большинстве случаев:

$$t_0 = t_2 + \Delta t_R + \Delta t_{сн} \pm \Delta t_{раст},$$

$$A_0 = A_2 + \Delta A_R - \Delta A_{сн} - \Delta A_{раст}.$$

Рассчитывают также среднегодовую температуру на подошве СТС  $t_\xi$  с учетом температурной сдвигки  $\Delta t_\lambda$  и инфильтрации летних осадков  $\Delta t_{ос}$  в СТС, т. е.

$$t_\xi = t_0 - \Delta t_\lambda + \Delta t_{ос}.$$

Суммарное влияние всех факторов иногда называют *общей температурной сдвигкой*, которая является разницей между *среднегодовой температурой воздуха (СГТВ)* и *среднегодовой температурой горных пород (СГТП)*, которую определяют на подошве СТС или СМС, или на глубине нулевых годовых амплитуд. Если изменяются характеристики и влияние одного фактора, например растительного покрова, меняется влияние и других факторов, например снежного покрова.



Рис. 5.6. Изменение среднегодовой температуры (жирная линия) в напочвенных покровах (снежном и растительном), в почвенных горизонтах О и А и в слое сезонного оттаивания

## 5.10. Классификация типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород

### В. А. Кудрявцева

При изучении сезонного промерзания в СМС и оттаивания в СТС необходимо выделить обобщенные факторы, определяющие их условия. В качестве таких факторов В. А. Кудрявцев выделяет среднегодовую температуру горных пород, амплитуду годовых колебаний температур на поверхности почвы, состав пород и их влажность.

В основу *классификации типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород* положены зональные признаки, так как географические факторы изменяются зонально. В качестве границы, отделяющей сезонное промерзание от сезонного оттаивания, принята среднегодовая температура пород  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая температура пород меняется из года в год, обычно в пределах  $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$  или

$\pm 2$  °С. Поэтому в диапазоне от 0 до  $\pm 1$  °С среднегодовая температура пород периодически будет переходить через 0 °С. При среднегодовых температурах пород от +1 до +2 °С и от –1 до –2 °С это будет происходить эпизодически. Поэтому выделяются переходный и полупереходный типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания.

Переход среднегодовых температур пород в интервале от +2 до +5 °С в отрицательные, или от –2 до –5 °С в положительные обусловлен возможными длительными колебаниями климата, поэтому выделяются длительно устойчивые типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания. В интервалах от +5 до +10 °С и от –5 до –10 °С выделяются соответственно устойчивые типы. При температуре выше +10 °С В. А. Кудрявцев выделял южный, субтропический и тропический типы сезонного промерзания пород, а при температуре ниже –10 °С — арктический и полярный типы сезонного оттаивания пород.

По амплитудам колебаний температуры на поверхности горных пород выделяются: морской тип с амплитудами меньше 7,5 °С; умеренно морской с амплитудами от 7,5 до 11 °С; умеренно континентальный с амплитудами от 11 до 13,5 °С; континентальный с амплитудами от 13,5 до 17 °С; повышено континентальный с амплитудами от 17 до 21 °С; резко континентальный с амплитудами от 21 до 24 °С и особо резко континентальный с амплитудами свыше 24 °С.

По составу выделяются 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 выделяются четыре состояния горных пород. Если  $\omega$  — естественная влажность на момент промерзания (оттаивания),  $\omega_n$  — содержание незамерзшей воды,  $\omega_n$  — полная влагоемкость, то первое состояние при  $\omega < \omega_n$  характеризуется отсутствием фазовых переходов. В остальных состояниях величина фазовых переходов, определяющая глубину СТС и СМС, возрастает. В. А. Кудрявцев предложил для второго состояния  $\omega_n < \omega < \omega_n + 1/3(\omega_n - \omega_n)$ ; для третьего —  $\omega_n + 1/3(\omega_n - \omega_n) < \omega < \omega_n + 2/3(\omega_n - \omega_n)$ , для четвертого —  $\omega > \omega_n + 2/3(\omega_n - \omega_n)$ .

**Карта типов сезонного промерзания и оттаивания пород**, составленная на основе классификации, дает возможность выявить закономерности развития СМС и СТС.

# Лекция 6. Лед

## 6.1. Образование льда

Ледники, снега, льды озер и морей, многолетнемерзлые породы с подземным льдом возникают при переходе воды в твердую фазу.

Для льда характерен **полиморфизм**, т. е. способность существовать в различных кристаллических структурах. Установлено три аморфных разновидности и 17 кристаллических модификаций льда. Большинство из них существует при высоких давлениях, а некоторые, как лед VII, при высоких (до 200 °С) температурах. В природе распространен **гексагональный лед Ih**. В тропосфере или в Антарктиде при температурах ниже  $-70$  °С возможна **низкотемпературная кубическая модификация льда**.

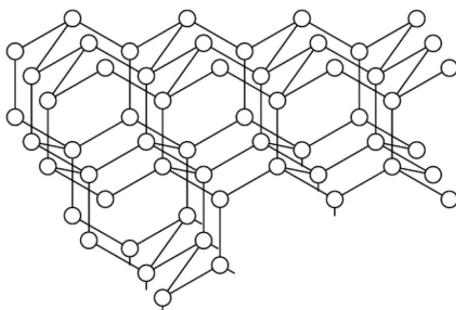


Рис. 6.1. Кристаллическая структура льда

Узлы решетки кристаллов льда (см. рис. 6.1), образованные атомами кислорода, располагаются в вершинах тетраэдров, т. е. каждый узел связан с четырьмя другими. Молекулы воды в кристаллах льда I сконцентрированы в параллельных **базисных плоскостях**. Перпендикулярно им располагаются оптические оси кристаллов льда. Вдоль базисных плоскостей располагаются газовые и солевые включения и происходит внутреннее таяние (образуются **цветы Тундаля**).

Вода может оставаться в жидком состоянии при температурах  $-42,5$  °С, а в тонких, адсорбированных на минеральной или органической поверхности слоях, возможно, до  $-70$  °С. Обычно вода, однако, в зависимости от минерализации, переходит в твердую фазу при отрицательных температурах, близких к 0 °С. Процесс кристаллизации начинается с образованием зародышей кристаллов. Суще-

ствуют две теории их роста: а) *гомогенная теория*, в соответствии с которой зарождение кристаллов начинается в однофазной среде, в местах случайных столкновений молекул; б) *гетерогенная теория*, согласно которой центрами кристаллизации являются имеющиеся в жидкости включения — минералы или бактерии.

При определенном размере кристалла, называемом критическим, начинается его спонтанный рост. Кристаллы размером меньше критического не растут и растворяются.

Х. Фрэнком и В. Уэном предложена *кластерная модель воды*. Согласно ей, вода является конгломератом ассоциатов молекул  $H_2O$  (кластеров), возникающих и распадающихся. Повышение температуры ведет к возрастанию числа кластеров при уменьшении их размеров.

Чем больше удельная поверхностная энергия грани кристалла, или меньше ее *ретикулярная плотность* (число узлов сетки, приходящихся на единицу ее площади), тем больше скорость ее роста. У льда базисная плоскость обладает большей ретикулярной плотностью, и скорость ее роста меньше, поэтому часто развиваются *пластинчатые кристаллы льда*, сплюснутые по главной оси. С увеличением размера кристалла рост вдоль базисной плоскости затем сменяется ростом вдоль главной оси за счет лучшей теплопроводности в этом направлении.

Рост кристалла происходит не только в растворе, но и в газовой среде. Молекулы воды из пара могут осаждаться прямо на лед. Этот процесс называется (как в физике, как в гляциологии) *десублимацией*.

Процесс перехода воды из жидкого состояния в твердое происходит в некотором объеме, в *области кристаллизации*.

Скорость роста кристалла льда будет определяться скоростью притока вещества и скоростью отвода теплоты. Для массы растущего льда  $q_s$  Б. В. Дерягин предложил выражение:

$$q_s = \alpha_{11} \left( dP + \rho_s Q \frac{dT}{T} \right), \quad (6.1.1)$$

где  $\alpha_{11}$  — коэффициент, который характеризует сопротивление смещению льда, зависящее от гидродинамического сопротивления;  $\rho_s$  — плотность;  $Q$  — теплота фазовых переходов,  $dT$  — понижение температуры,  $dP$  — перепад давления.

Лед со временем претерпевает преобразования, связанные с рекристаллизацией или достройкой структуры кристаллов. Этот процесс называется *первичным диагенезом льда*.

Взаимодействие ионов солей с молекулами воды (гидратация) приводит к понижению температуры замерзания. Средний химиче-

ский состав, например, морской воды, следующий: Cl — 19,7 г/кг; Na — 10,8; SO<sub>4</sub>—2,7; Mg — 1,3; Ca — 0,4; K — 0,4; HCO<sub>3</sub>—0,1; Br — 0,07; Sr — 0,08 г/кг. При понижении температуры кристаллизуется лед, а остаточный раствор становится более концентрированным.

Из природных растворов, как правило раньше всего выпадает (при температуре, близкой к температуре замерзания) карбонат кальция CaCO<sub>3</sub>, из-за его высокого содержания в поверхностных и особенно подземных водах. По Н. Н. Зубову, в процессе замерзания морской воды при температуре –1,9 °С выпадает в осадок CaCO<sub>3</sub>. Если температура продолжает понижаться, то при –8,2 °С, или –7,3 °С по Гиттерману (Савельев, 1971) из морской воды кристаллизуется глауберова соль (мирабилит) — Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>×10H<sub>2</sub>O, а при –22,9 °С — NaCl. При температуре –36,8 °С из рассола выпадает KCl, при –43,2 °С — MgCl<sub>2</sub>×12H<sub>2</sub>O и при –54 °С — CaCl<sub>2</sub>×6H<sub>2</sub>O. Наконец, при температуре –55 °С замерзает весь раствор. Если замерзание началось с концентрации раствора, отличного от морской воды, то изменяется скорость замерзания и количество льда, а система проходит аналогичные стадии. При этом до температуры –17 °С (и выше) основная масса солей — 99,65% — находится в растворе, за исключением глауберовой соли.

Соли выпадают в осадок при замерзании раствора преимущественно в виде кристаллогидратов. В естественных условиях они образуют своеобразную криотермную горную породу, например отложения мирабилита в Тянь-Шане или в донных отложениях озер Забайкалья. При этом кинетика процесса сложна, при быстром замерзании раствора электролит может попасть в состав льда. Процесс захвата ионов происходит с образованием электрических потенциалов (*эффект Воркмана–Рейнольдса*, которым объясняют электризацию при грозе).

В растущих льдах часть рассола выжимается на его верхнюю поверхность, а основная масса под действием гравитационных сил и температурного градиента постепенно стекает под лед. Таким образом, ледяной покров водоемов, в частности морей, со временем изменяет свою соленость. То же возможно и для подземных льдов.

Замерзание поровой воды осложняется в дисперсных грунтах ориентирующим влиянием твердых частиц, что приводит к понижению температуры замерзания. Так, в ямальском суглинке (оз. Тюрин-То) с естественной засоленностью 0,4% при температуре –3...–6 °С еще содержится от 10 до 20% незамерзшей воды, т. е. концентрация порового раствора составляет 20–40 г в 1 литре. Данные по суглинку из района Югорского полуострова свидетельствуют о том, что

при засоленности 1,5% и влажности 16% температура замерзания составляет  $-6,4$  °С, при  $W = 19\%$   $-4,8$  °С, при  $W = 32\%$   $-2,5$  °С.

Необходимо учитывать тепловые эффекты растворения и выпадения солей в осадок. Сами по себе эти эффекты невелики в сравнении с плотой кристаллизации воды. В частности, при растворении 1 моля NaCl (58 г) поглощается 5,36 кДж или 1,28 ккал, т. е. около 22 кал на 1 г соли. Однако большее значение этот эффект может приобретать, когда растворяются большие объемы соли. При соприкосновении залежей каменной соли с водой или сильно минерализованных растворов возможны значительные физико-геологические эффекты, вплоть до образования мерзлоты.

Выделяют *конжеляционный лед*, образующийся при замерзании жидкой или капельно-жидкой воды, обычно лед водоемов, но встречающийся и в ледниках, и в горных породах. Можно, по аналогии, выделять, по-видимому, также *гляциогенный*, или, как обычно пишут, *глетчерный лед*, или *ледниковый лед*, образующийся в результате метаморфизма снега и представленный главным образом в ледниках, но редко встречающийся и в горных породах, в основном, при захоронении ледников или снежников. Интересной разновидностью является так называемый *режеляционный лед*, образующийся в результате плавления и повторного образования, иногда слипания ледяных кристаллов, встречающийся в ледниках, а также горных породах. В ледниках он образуется при термо- и динамометаморфизме, плавлении ледяных кристаллов и последующем замерзании воды в порах и полостях.

Выделяется *сублимационный лед*, возникающий из парообразной влаги, минуя жидкую фазу. Может встречаться и в горных породах.

В стареющем снежном покрове при *диагенезе снега* образуется пористая структура. Затем образуется *фирн* — слежавшийся, зернистый и перекристаллизованный снег, промежуточная стадия между снегом и *глетчерным льдом* с плотностью от 0,45 до 0,8 г/см<sup>3</sup>.

## 6.2. Лед в дисперсных отложениях

Вследствие искажения структуры воды в грунтах и ее минерализации температура начала льдообразования ниже 0 °С, причем в зависимости от состава среды она может отличаться. В водонасыщенных песках без заметной минерализации смещение точки замерзания воды будет незначительно. В незасоленных глинах и суглинках температура начала льдообразования понижается до  $-1...-1,5$  °С. Минерализация порового раствора приводит к резкому понижению температуры начала льдообразования (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

Грунтовый массив не является однородным, в нем имеются более крупные поры, содержащие менее искаженную поверхностными силами воду. Существует, как правило, не *фронт промерзания*, а *область промерзания*, в которой возникновение ледяных кристаллов возможно в любой точке. При высоких градиентах температуры и высокой влажности отложений зарождение кристаллов льда может происходить одновременно в нескольких областях, а формирующийся лед имеет поликристаллическое строение. В случае малых градиентов температуры и низкой влажности грунта разрастание кристалла, возникшего ранее других, и тепловая релаксация препятствуют зарождению новых кристаллов.

Таким образом, замерзание природных поровых растворов представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остаточного раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Температура полного замерзания (при морском составе солей) является экспериментальной величиной и изменяется, по различным данным, от  $-36\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$  для свободного раствора морской воды и, вероятно, еще ниже для порового раствора засоленных мерзлых пород.

Включения, которые образует лед в дисперсных отложениях, разнообразны по форме, но чаще имеют вид небольших линз — *шпиров* — или образуют сетку (сетчатую криогенную текстуру) из горизонтальных шпиров и вертикальных трещин усадки, заполненных льдом (рис. 6.2).

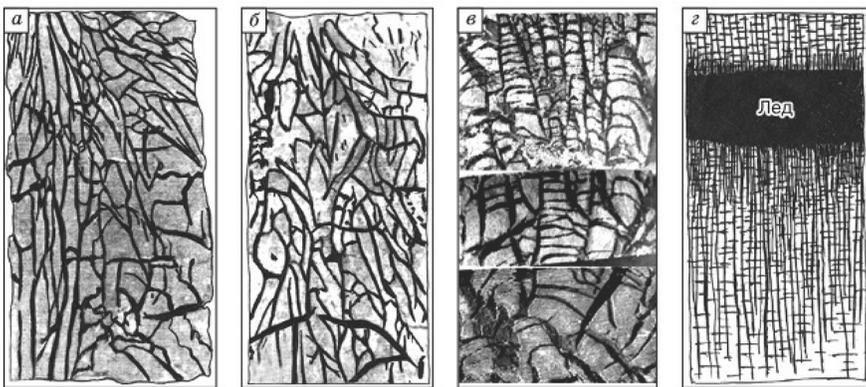


Рис. 6.2. Криогенное строение среднеплейстоценовой морской глины монтмориллонитового состава ( $W_0$ , %: а — 43, б — 52, в — 122, з — 137).  
Фото А. Н. Хименкова

Льдистость (влажность) минеральных прослоев ( $W_m$ ) между ледяными включениями связывали с пределами пластичности грунтов. Т. Н. Жесткова писала, что для сингенетических мерзлых толщ влажность минеральных прослоев превышает влажность верхнего предела пластичности, тогда как влажность эпигенетических толщ менее этого предела.

# Лекция 7. Состав мерзлых пород

## 7.1. Состав мерзлых пород

Мерзлые породы представляют собой *многокомпонентные и многофазные системы*. Компонентами мерзлых пород являются минералы и горные породы, органическое и живое вещества, газы и вода. Вода и некоторые другие неорганические и органические соединения присутствуют в мерзлых породах в твердой (кристаллической и аморфной), жидкой и газообразной фазах. Кроме *льда*, в мерзлых породах присутствуют подобные ему соединения — *криогидраты* и *кристаллогидраты*, т. е. соли, содержащие кристаллизационную воду —  $\text{NaCl} \times 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{MgCl}_2 \times 12\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{MgCl}_2 \times 8\text{H}_2\text{O}$  — и находящиеся в твердом состоянии.

В минеральной части мерзлых пород выделяются следующие группы минералов: 1) первичные, нерастворимые в воде; 2) вторичные, нерастворимые в воде; 3) вторичные, растворимые в воде.

*Первичные, нерастворимые в воде минералы* представлены кварцем, полевым шпатом, слюдами, пироксенами, плагиоклазами и многими другими минералами, входящими в состав изверженных и метаморфических пород. В дисперсных отложениях эти минералы присутствуют в виде частиц, образовавшихся в результате выветривания.

*Вторичные нерастворимые*, главным образом *глинистые минералы* присутствуют в мерзлых породах в дисперсном состоянии, что определяет их большую удельную поверхность, влагоемкость, низкую прочность и другие свойства. Глинистые минералы представляют собой водные алюмо- и феррисиликаты, из которых выделяют три основные группы: каолинита, монтмориллонита и гидрослюд, отличающихся по своим свойствам.

*Вторичные, растворимые в воде* минералы содержатся в мерзлых породах обычно в виде карбоната и бикарбоната кальция и магния, серноокислого кальция, хлорида и серноокислого натрия. При этом соли натрия находятся, как правило, в растворенном виде. Гипс присутствует в твердом виде и в растворе. Карбонаты кальция и магния находятся в основном в твердом виде, а бикарбонаты — в растворе. В зависимости от температуры и присутствия других солей соотношение твердой и растворенной соли может меняться.

Органическое вещество в мерзлых толщах может находиться в виде значительных скоплений — слоев или массивов торфа, или

содержаться в рассеянном виде. Ниже оно рассматривается отдельно. **Степень разложения** растительных остатков в мерзлых породах, от которой зависят многие свойства, изменяется от почти неразложившегося молодого торфа до разложившегося гумуса.

## 7.2. Фазовый состав влаги в мерзлых породах

**Незамерзшая вода** в мерзлых породах появляется из-за взаимодействия минеральных частиц с водой, в том числе через заряженные катионы. Фазовые превращения воды происходят в диапазоне отрицательных температур. Поверхность минеральных частиц, содержащая преимущественно **заряженные отрицательно активные центры**, заставляет катионы и молекулы воды, в зависимости от их расстояния от этой поверхности, притягиваться. Ориентированные молекулы воды изменяют ее структуру, а их вхождение в кристаллическую решетку льда затрудняется. **Поверхность льда** обладает аналогичными свойствами, и на ней образуется прослой связанной воды, замерзающий, в зависимости от его толщины, при разной температуре.

Незамерзшая вода включает не только связанную воду (воду адсорбционного и диффузного слоя), но и воду при высоких концентрациях порового раствора.

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 три области, по Н. А. Цытовичу: 1) область значительных фазовых превращений, где замерзает вся свободная и часть связанной воды (до около  $-5$  °С); 2) переходную область, где изменение содержания незамерзшей воды на  $1$  °С менее  $1\%$ , но более  $0,1\%$ , где замерзает связанная вода диффузного слоя; 3) область мерзлого состояния, где фазовые превращения воды в лед на  $1$  °С не превышают  $0,1\%$ , где замерзает прочносвязанная (адсорбированная) вода, до около  $-20$  °С, а для засоленных пород и ниже (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

Содержание незамерзшей воды увеличивается с увеличением дисперсности, засоленности, содержания органического вещества (рис. 7.1).

Увеличение степени засоленности повышает количество незамерзшей воды. При значениях степени засоленности больше  $1\%$  замерзание воды происходит в диапазоне температур, практически

совпадающих для грунтов разного гранулометрического состава. Содержание незамерзшей воды увеличивается в ряду: сульфаты — карбонаты — нитраты — хлориды (Основы мерзлотного прогноза... 2016).

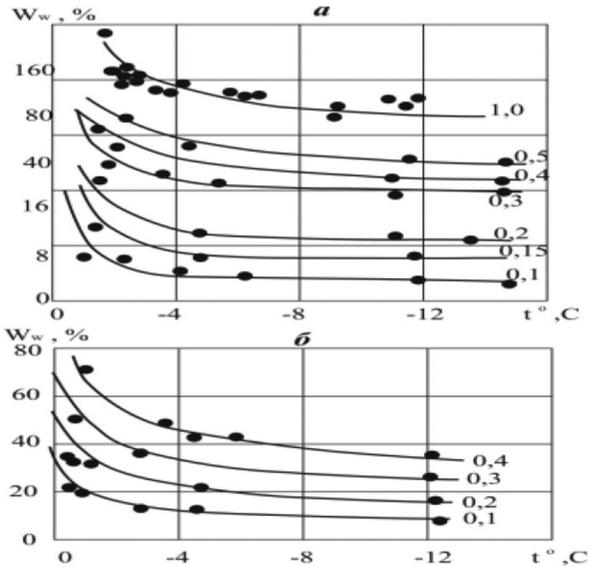


Рис. 7.1. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры во влагонасыщенных заторфованных песчаных (а) и глинистых (б) грунтах (значение заторфованности отмечено рядом с каждой кривой), по Л. Т. Роман

### 7.3. Органическое вещество в мерзлых породах

Органическое вещество образуется в результате жизнедеятельности и отмирания растительных и животных организмов. Особенности геохимической обстановки криолитозоны, низкие температуры способствуют преимущественной консервации растительных и животных остатков.

Основную роль в формировании органической составляющей играют гумусовые вещества (или **гумус**), количество которых может достигать 85–90% от общего количества органики. В них выделяют две группы: гуминовые кислоты и фульвокислоты.

**Гуминовые кислоты (ГК)** по составу относятся к органическим кислотам. Для них характерны карбоксильные и гидроксильные

группы, количество которых колеблется в широких пределах. Наличием этих групп определяется прежде всего кислотность. Гуминовые кислоты гидрофильны и химически активны.

Гумусообразование приводит также к образованию *фульвокислот (ФК)*. Фульвокислоты отличаются от гуминовых растворимостью в воде, большой емкостью обмена, подвижностью и химической активностью. В составе тундровых глеевых почв преобладают вещества неспецифической природы; в специфической части фульвокислоты (ФК) резко преобладают над гуминовыми кислотами (ГК).

Количество органического вещества обычно измеряется потерей массы при прокаливании. Типичное содержание органического вещества в мерзлых осадках в Европейской России составляет в среднем 3,8% для аллювия, 11,4% для аллювиально-морских отложений, 60,3% для болот, 3,9% для морских отложений и 29,1% для озерно-аллювиальных отложений.

В криолитозоне широко распространен торф, образующийся при отмирании и разложении болотной растительности в условиях избыточного увлажнения и недостатка кислорода. Свойства торфов зависят от *степени разложения*. Степень разложения (R, %) показывает содержание в торфе продуктов разложения исходной растительной массы. По степени разложения выделяются слабо-разложившийся (R = 5–20%), средне-, хорошо- и сильноразложившийся (R = 40%) торф. Выделяют *низинные* и *верховые торфа*, различающиеся по положению в рельефе, увлажненности, составу растительной массы. Низинные формируются в понижениях рельефа, слабодренлируемых условиях, содержат больше гумусовых веществ, им свойственна большая зольность и менее кислая среда. Уровень разложения достигает 40%, он характеризуется слабокислой реакцией среды с рН от 5,5 до 7,0. Верховой торф называют сфагновым, так как основная его составляющая — это сфагновый мох. Характеризуется кислой реакцией (рН от 2,6 до 3,2). Ему присуща низкая степень разложения, низкое содержание зольных элементов и перегноя (степень разложения часто превышает 20%).

#### 7.4. Газы в мерзлых породах

В поровом пространстве мерзлых пород, особенно верхних горизонтов, содержится атмосферный воздух, как правило, обогащенный *углекислым газом* за счет микробной и растительной активности. На увлажненных участках появляется метан, при-

чем иногда в значительных количествах. Газы могут передвигаться при помощи диффузии и часто связаны с нефтегазовыми месторождениями.

Было показано, что концентрация метана в начале зимы в активном слое (СТС) меньше, чем в ее конце. Однако зимняя эмиссия метана в целом плохо известна. Вечная мерзлота почти непроницаема, таким образом, любые газы оказываются захваченными в мерзлоте в течение длительного времени.

Предполагается, что вечная мерзлота содержит в среднем около 40 мл/кг  $\text{CH}_4$ . Концентрация метана в вечной мерзлоте на Бованенково (п-ов Ямал) — около 500 мл/кг в насыщенных газом слоях (вероятно, часть в виде газовых гидратов) и приблизительно 5 мл/кг в других. Отложения едомы на Арктическом побережье Сибири содержат приблизительно до 10 000 ppm (миллионных долей) метана, что больше, чем существующая атмосферная концентрация (1,8 ppm) в 5 тысяч раз. С внезапными газовыми выбросами в вечной мерзлоте столкнулись во время бурения в различных регионах.

Множество вопросов, связанных с метаном в вечной мерзлоте, остается нерешенными. Обычно концентрации метана и углекислого газа находятся в обратно пропорциональной зависимости.

## 7.5. Газовые гидраты

*Газовые гидраты* — образования, состоящие из молекул газов, заключенные в кристаллы льда. Кристаллическая структура льда позволяет заключать в нее большое количество газа. Газы с малыми молекулами, такие как *метан*, этан, пропан и изобутан, а также другие газы, в том числе *углекислый газ*, могут попасть в эту решетку при низких температурах и повышенном давлении, если они присутствуют в горной породе. Такие гидраты газов могут затем разлагаться, что приводит к существенному изменению объема и выделению газа. Газовые гидраты, вероятно, содержатся в значительном количестве в акватории Северного Ледовитого океана, но встречаются в мерзлой толще и на континентальной части. Газовые гидраты обычно не встречаются ближе к поверхности, чем около 140 м, даже в холодных районах, что обусловлено необходимым для их существования давлением. Однако они могут возникать в океанах из-за большого давления воды. Газовые гидраты иногда остаются стабильными без разложения в термодинамических условиях, исклю-

чающих существование гидратов газа — так называемый *эффект самоконсервации гидратов*, который еще не полностью объяснен.

Газогидраты, по-видимому, широко распространены, однако их количество, распределение и условия залегания требуют исследований. Скопление *газовых гидратов* на месторождении в области моря Бофорта составляло приблизительно 4 млрд м<sup>3</sup> на одном квадратном километре.

## 7.6. Живое вещество в мерзлых породах

Низкие температуры мерзлых пород способствуют сохранению органического вещества и *микроорганизмов*. Важным обстоятельством является то, что температуры мерзлоты ( $-3...-6$  °C) недостаточно низки, чтобы заморозить живые клетки — для этого необходимы более низкие температуры, по крайней мере  $-8$  °C и ниже. Микроорганизмы отличаются большей устойчивостью; многие из них легко переносят замораживание. Даже при температурах ниже  $-20$  °C часть воды в живых тканях (свыше 10%) остается незамерзшей.

О живых микроорганизмах в вечной мерзлоте известно уже более ста лет. Большинство микроорганизмов не размножается при температурах ниже  $0$  °C, хотя имеются бактерии, способные к росту при отрицательных температурах. Микроорганизмы в вечной мерзлоте изолированы среди минеральных частиц и льда, лишены способности движения. Условия для длительного роста, скорее всего, отсутствуют или неблагоприятны. Получены данные, подтверждающие невозможность переноса бактериальных клеток в мерзлых породах. Таким образом, можно предположить, что во многих случаях микроорганизмы, находящиеся в многолетнемерзлых породах, представляют собой не новые молодые поколения и не привнесенные извне, а древние организмы.

Неясно, каким образом поддерживается жизнеспособность микроорганизмов в мерзлоте. Молекулы ДНК, другие молекулы и структуры клетки со временем повреждаются. Повреждающим фактором является даже вода в клетке, и древняя ДНК умерших организмов достаточно быстро разрушается. Представляет загадку, как микроорганизмы выживают в вечной мерзлоте.

Интересным представляется находка различных по форме бактериофагов в повторно-жильном льду возрастом около 20 тыс. лет, свидетельствующая о возможности сохранения вирусов в этих условиях.

# Лекция 8. Свойства мерзлых пород

## 8.1. Теплофизические свойства

К теплофизическим характеристикам обычно относят теплоемкость и коэффициенты тепло- и температуропроводности. Согласно уравнению Фурье о прямой связи теплового потока с градиентом температуры:

$$q = -\lambda \text{ grad } T. \quad (8.1.1)$$

Здесь коэффициент пропорциональности рассматривается как физическая константа, называемая *коэффициентом теплопроводности*  $\lambda$ , Вт/(м·К), которая характеризует способность материала проводить тепло.

*Теплоемкостью* тела называется отношение количества теплоты, поглощенной телом при нагревании или охлаждении, к изменению его температуры:

$$C = dQ / dT. \quad (8.1.2)$$

Различают удельную (массовую)  $C$ , Дж/(кг·К), и объемную  $C_p$ , (Дж/м<sup>3</sup>·К), теплоемкость. Удельная теплоемкость численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы массы грунта на 1 °К.

Скорость изменения температурного поля определяется *коэффициентом температуропроводности*  $a$ , м<sup>2</sup>/с. Теплофизические свойства связаны друг с другом:

$$\lambda = aC_p \quad (8.1.3)$$

Коэффициент теплопроводности породообразующих минералов изменяется от 1,5 до 7 Вт/(м·К). Коэффициент теплопроводности изверженных пород составляет от 0,25 до 4,85 Вт/(м·К), метаморфических — от 0,6 для сланцев до 7,6 Вт/(м·К) у кварцита.

Поры дисперсных пород, заполненные воздухом, водой, льдом, раствором, осложняют передачу тепла, которое преимущественно происходит кондуктивным путем. Коэффициенты теплопроводности воздуха — 0,024, воды — 0,54–0,60, льда — 2,22–2,35, соляного раствора — 0,52–0,62 Вт/(м·К). При увеличении дисперсности теплопроводность, как правило, снижается.

Увеличение влажности (льдистости) приводит к возрастанию коэффициента теплопроводности. Теплопроводность пород в мерз-

лом состоянии, как правило, выше, чем в талом, из-за различий коэффициентов теплопроводности льда и воды.

Теплофизические свойства пород в значительной степени определяют их температурный режим. Изменение коэффициента теплопроводности дисперсных пород при изменении их теплового состояния (талое-мерзлое) обычно приводит к понижению среднегодовой температуры как на подошве СТС, так и на подошве *слоя нулевых годовых амплитуд (СНГА)* по сравнению со среднегодовой температурой поверхности Земли (под снежным и напочвенным растительным покровами). Разница этих температур может быть названа «*сдвижкой СНГА*» для слоя нулевых годовых амплитуд.

## 8.2. Электрические свойства

Показателями электрических свойств грунтов являются: УЭС — *удельное электрическое сопротивление*  $\rho$  (Ом·м), обратная величина — *удельная электропроводность*  $\sigma$  (Ом<sup>-1</sup>·м<sup>-1</sup> или См·м<sup>-1</sup> (См — Сименс), *коэффициент поляризуемости*  $\eta$  (%), *диэлектрическая проницаемость*  $\epsilon$ .

Удельное электрическое сопротивление многих породообразующих минералов равно  $10^7$ – $10^{12}$  Ом·м и более. Газовая составляющая грунта — диэлектрик, УЭС дистиллированной воды —  $10^8$  Ом·м. Лед является диэлектриком со слабой проводимостью, его удельное электрическое сопротивление изменяется от  $10^5$  Ом·м для некоторых подземных льдов до  $10^{10}$  Ом·м для монокристалла.

Для дисперсных мерзлых грунтов значения УЭС ниже, чем во льдах, и при большом влагонасыщении приближаются к  $\rho$  льда. Среди мерзлых грунтов наибольшими величинами УЭС обладают грубодисперсные грунты, пески, в которых почти вся свободная вода переходит в лед при  $\sim 0$  °С. Наибольшее количество незамерзшей воды содержится в глинах, и при промерзании их УЭС увеличивается меньше (в 2–3 раза).

При засолении мерзлых пород их удельное сопротивление резко падает. Электропроводность мерзлых пород и льда при постоянном токе имеет ионную природу. Основным токопроводящим компонентом грунтов является поровый раствор. В немерзлых породах носителями зарядов преимущественно служат ионы свободного раствора, а в мерзлых породах проводимость обусловлена ионами диффузной составляющей двойного электрического слоя.

Для мерзлых пород характерна анизотропия электропроводности, связанная с их текстурой и структурой. Она учитывается через

**коэффициент анизотропии  $\chi_p$** , который определяется как  $\chi_p = \rho_n / \rho_t$ , где  $\rho_n$  и  $\rho_t$  — УЭС соответственно вдоль и поперек преобладающего простираения прослоев льда. Наибольшие значения  $\chi_p$  могут составлять несколько десятков единиц для грунтов со слоистой и сетчатой криотекстурой. **Поляризуемость  $\eta$**  поликристаллического льда и мерзлых пород может быть значительной. Понижение температуры, как правило, приводит к увеличению  $\eta$ .

**Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$**  мерзлых пород определяется диэлектрическими свойствами составляющих. Диэлектрическая проницаемость чистой воды равна примерно 80, что определяет влияние влажности на диэлектрическую проницаемость пород. Интересно, что диэлектрическая проницаемость связанной воды может быть близка или даже меньше  $\epsilon$  минералов. Диэлектрическая проницаемость льда достигает 100–150 (статическое значение). Однако с увеличением частоты электромагнитного поля диэлектрическая проницаемость у льда убывает быстрее, чем у воды, и в диапазоне высоких частот (более  $10^4$ – $10^5$  Гц)  $\epsilon$  льда может быть меньше  $\epsilon$  воды.

### 8.3. Акустические свойства

К 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 волн  $v_p$**  являются наиболее изученными. 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.

Лед характеризуется большими скоростями волн ( $v_p = 3500$ – $4000$  м/с), чем вода ( $v_p = 1450$  м/с). Для газов  $v_p = 340$  м/с. Для минерального скелета грунта характерны высокие значения скоростей. При переходе грунтов в мерзлое состояние скорости распространения упругих волн резко увеличиваются. Основной рост  $v_p$  происходит в области интенсивных фазовых переходов. С дальнейшим понижением температуры  $v_p$  увеличивается в соответствии с изменением фазового состава влаги.

В мерзлых дисперсных породах скорости волн зависят от состава. Значения  $v_p$  наименьшие у глинистых пород, наибольшие — у грубодисперсных. Скачкообразное изменение значений  $v_p$  при

температуре начала замерзания характерно для влажных пород. При промерзании воздушно-сухих грунтов  $v_p$  меняется незначительно.

*Засоление мерзлых пород* заметно изменяет упругие свойства. При смешанном солевом составе значения  $v_p$  занимают промежуточное положение.

Есть связь между *упругими характеристиками* мерзлых пород и акустическими параметрами. По скоростным характеристикам мерзлых пород  $v_s$ ,  $v_p$ ,  $v_R$  могут быть определены динамический модуль Юнга, коэффициент Пуассона, модуль сжатия и модуль сдвига. Корреляция между скоростью продольных волн и пределом прочности на сжатие (временной прочностью)  $\sigma^{сж}$  имеет вид  $\sigma^{сж} = Av_p^2 - Bv_p + C$ , где A, B, C — коэффициенты, зависящие от температуры.

## 8.4. Механические свойства

Явления, определяющие реологические свойства грунтов: ползучесть грунта, вязкость, пластичность, релаксация и длительная прочность.

Под *ползучестью* понимают деформируемость грунта во времени при постоянной нагрузке.

*Пластичность* — способность материала принимать новую форму и размеры под действием внешних сил, не разрушаясь, и сохранять ее после снятия нагрузки.

*Вязкость* — свойство текучих тел (жидкостей и газов) оказывать сопротивление перемещению одной их части относительно другой. Пример — *ньютоновская жидкость*, ее моделью служит поршень с жидкостью.

*Упругость* — свойство тела деформироваться под действием нагрузки и восстанавливать первоначальную форму и размеры после ее снятия. Ее идеальной моделью служит пружина.

Поведение мерзлых грунтов под нагрузкой имеет сложный характер, в общем виде — *упруго-пластично-вязкий*. *Релаксацией* называют процесс расслабления (уменьшения) напряжений в грунтах при заданной неизменной деформации за счет ползучести. *Длительная прочность* — прочность грунтов при длительном действии на них нагрузки.

При воздействии механической нагрузки — при одноосном или трехосном сжатии, сдвиге, растяжении развиваются деформации, величина которых зависит от вида испытаний, нагрузки и времени. Общий вид кривых ползучести представлен на рис. 8.1.

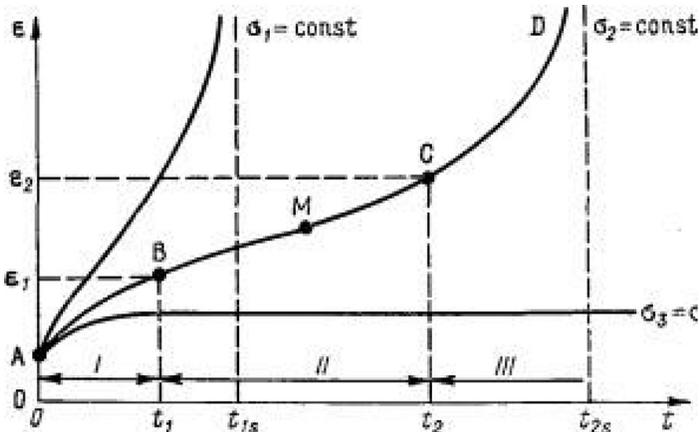


Рис. 8.1. Общий вид кривых ползучести льда и мерзлых грунтов. Пояснения см. в тексте ([http://www.aari.ru/gdsidb/glossary\\_bgk/ru/k.htm](http://www.aari.ru/gdsidb/glossary_bgk/ru/k.htm))

Деформации  $\epsilon$  при различных нагрузках  $\sigma$  могут развиваться с уменьшающейся (участок А-В на рис. 8.1), постоянной (участок В-С) или возрастающей (участок С-Д) скоростью. В первом случае он называется *затухающей ползучестью*, во втором и третьем — *незатухающей ползучестью*. Иногда они называются 1-й, 2-й и 3-й стадиями ползучести, или первичной, вторичной (течения с постоянной скоростью, или установившегося течения) и третичной (прогрессирующего течения) ползучестью. Большое число терминов объясняется тем, что эти стадии характерны и для других материалов.

На самом деле это деление условно, потому что фактически «затухающие» деформации после участка А-В переходят затем в «незатухающие». Поэтому незатухающая ползучесть на средней кривой на рис. 8.3 на самом деле включает три стадии: I — затухающей неустановившейся ползучести (участок А-В); II — установившегося течения (участок В-С); III — прогрессирующего течения (участок С-Д), причем последняя стадия заканчивается разрушением. Иногда стадия II может сразу переходить в стадию III, а иногда стадия I может длиться неограниченно долго.

Зависимости между скоростью установившейся ползучести ( $\dot{\gamma}$ ) и напряжением ( $\tau$ ) называются *реологическими*. Отношение приращения величины действующего напряжения на каждом участке ( $\Delta\tau$ ) к приращению скорости деформации ( $\Delta\dot{\gamma}$ ) соответствует *коэффициенту вязкости*. Течение возникает после того, когда напряжения превысят некоторый предел  $\tau_k$ , называемый *пределом упругости*.

При дальнейшем увеличении напряжения до  $\tau_r$  (*предел затухающей ползучести*) отмечается линейный участок с постоянной вязкостью (*Шведовой вязкостью*)  $\eta_0 = (\tau - \tau_k) / (d\varepsilon / dt)$ . При  $\tau > \tau_r$  происходит разрушение структуры, и наблюдается линейный участок (напряжение в интервале  $\tau_s - \tau_r$ ) с постоянной вязкостью (*Бингамовой вязкостью*). Напряжение  $\tau_s$  называют условным *пределом текучести* (или *пределом линейной ползучести*). Напряжение  $\tau_f$  соответствует разрушению структуры грунта.

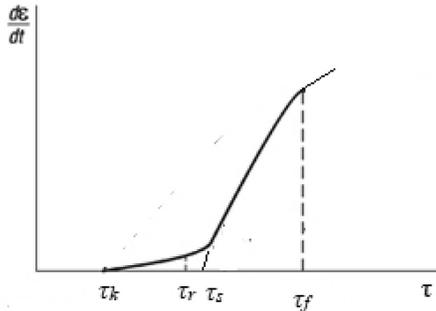


Рис. 8.2. Реологическая кривая

С увеличением льдистости вязкость мерзлых пород увеличивается и достигает максимума при степени влажности 0,8–0,9. Далее вязкость снижается по мере увеличения льдистости и стремится к вязкости льда (рис. 8.2). Однако появление льда при замерзании дисперсных горных пород приводит к увеличению вязкости в 100–1000 раз и более.

На рис. 8.3 представлены кривые ползучести при одноосном сжатии различных засоленных мерзлых грунтов: песка, супеси и суглинка. Для песка при всех значениях степени засоленности ( $D_{\text{sal}} = 0,03; 0,1; 0,2\%$ ;  $W = 0,25-0,27$ ;  $n = 0,25-0,27$ ) наблюдались три стадии деформирования: стадия затухающей ползучести, стадия течения с постоянной скоростью и стадия прогрессирующей ползучести. Переход в стадию течения с постоянной скоростью происходил при деформации 4–7%, а в стадию прогрессирующего течения — при 8–11%. На кривых ползучести мерзлой засоленной супеси (при  $D_{\text{sal}} = 0,09; 0,2\%$ ;  $W = 0,36-0,40$ ) стадии деформирования в исследованном интервале температур  $-2...-4$  °C не выделяются: наблюдается затухающая ползучесть до величины деформации 20% и более. Аналогично происходит деформирование мерзлого суглинка в интервале засоленностей  $D_{\text{sal}} = 0,5-1,0\%$  в том же интервале температур.

Этой особенностью засоленные мерзлые породы отличаются не только от незасоленных пород, где, как правило, наблюдаются все три стадии деформирования, но и от сильнольдистых, где преобладает течение с постоянной скоростью.

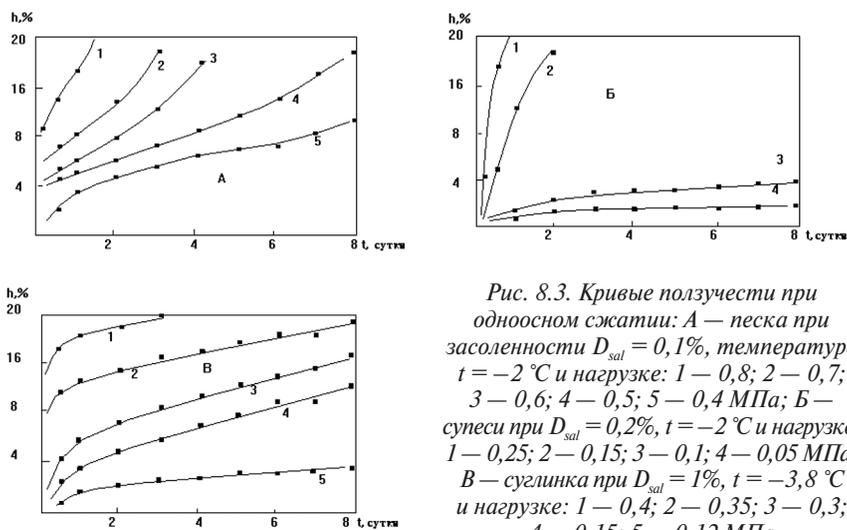


Рис. 8.3. Кривые ползучести при одноосном сжатии: А — песка при засоленности  $D_{sal} = 0,1\%$ , температуре  $t = -2^\circ\text{C}$  и нагрузке: 1 — 0,8; 2 — 0,7; 3 — 0,6; 4 — 0,5; 5 — 0,4 МПа; Б — суглинка при  $D_{sal} = 0,2\%$ ,  $t = -2^\circ\text{C}$  и нагрузке: 1 — 0,25; 2 — 0,15; 3 — 0,1; 4 — 0,05 МПа; В — суглинка при  $D_{sal} = 1\%$ ,  $t = -3,8^\circ\text{C}$  и нагрузке: 1 — 0,4; 2 — 0,35; 3 — 0,3; 4 — 0,15; 5 — 0,12 МПа

Для аппроксимации кривых деформирования часто используется степенная зависимость, соответствующая так называемой **теории старения**:

$$\sigma = A(t)\varepsilon^m = \xi t^{-\alpha} \varepsilon^m, \quad (8.4.1)$$

где  $\sigma$  — напряжение,  $A(t)$  — функция времени,  $\varepsilon$  — деформация,  $m$  — постоянная, называемая **коэффициентом упрочнения**,  $\xi$  — **коэффициент деформирования**,  $\alpha$  — постоянная.

Аппроксимация кривых ползучести засоленных мерзлых грунтов выражением (8.4.1) в некоторых случаях не вполне удовлетворительна. Изменения параметров  $\alpha$ ,  $\xi$  и  $m$  не носят отчетливо-закономерного характера, например, при изменении гранулометрического состава грунтов.

В литературе имеется указание на то, что для сильнольдистых грунтов точки перегиба кривых  $\ln(\sigma) - \ln(\varepsilon)$  связаны с так называемыми пределами ползучести. При этом выделяются две характерные точки перегиба: первая отвечает **пределу затухающей ползучести**, а вторая — **пределу линейной ползучести**. В засоленных мерзлых грунтах этого не наблюдается.

Как показано С. С. Вяловым и А. Г. Бродской, мерзлые породы отличаются значительной *сжимаемостью*. Суммарный коэффициент сжимаемости мерзлых пород можно представить в виде:

$$A_0 = A_u + A_n + A_\phi + A_w, \quad (8.4.2)$$

где  $A_u$ ,  $A_n$ ,  $A_\phi$ ,  $A_w$  — частные коэффициенты относительной сжимаемости мерзлых пород за счет соответственно упругого сжатия, закрытия пор и дефектов, фазового перехода льда в незамерзшую воду и оттока незамерзшей воды.

На компрессионной кривой Н. А. Цытович (1973) предлагает выделять три участка, соответствующих различным стадиям упрочнения мерзлых пород: упругого деформирования (до *структурной прочности*), структурно-необратимых деформаций и *участок упрочнения*. Упругое деформирование составляет обычно от 10 до 30% от полной деформации, структурно-необратимые деформации 70–90% (Цытович, 1973).

Мерзлые породы различного *минерального состава* по сжимаемости могут быть расположены в следующий ряд: монтмориллонитовая глина > полиминеральная глина > каолин > супесь > песок.

Засоленные мерзлые породы обладают значительной сжимаемостью. *Коэффициент сжимаемости* во всем диапазоне засоленностей (от 0,05 до 1,5%) и температур (–2...–4 °С) выше значения 0,01 МПа<sup>-1</sup>, которое является критерием *пластичномерзлого состояния* пород.

В соответствии с решением теории пластичности для идеально связанных неупрочняющихся тел отношение твердости (прочности) к напряжению при пределе текучести можно принять за постоянную величину, а *эквивалентное сцепление* мерзлых пород  $C_{\text{экв}}$  тогда, как показано Н. А. Цытовичем, определяется выражением:

$$C_{\text{экв}} = 0,18P/\pi \times D \times S_t, \quad (8.4.3)$$

где  $P$  — нагрузка на шариковый штамп;  $D$  — диаметр шарикового штампа;  $S_t$  — величина осадки штампа. По мнению Н. А. Цытовича, величину эквивалентного сцепления, определяемую шариковым штампом таким образом, следует считать комплексной характеристикой сил связности пластичных грунтов. Определяют *мгновенное эквивалентное сцепление* (при времени вдавливания штампа 10–15 с), *восьмичасовое*  $C_{\text{экв}}$  (наиболее часто определяемая характеристика) и *длительное*  $C_{\text{экв}}$ .

Величина *осадки при оттаивании*  $h_{\text{ос}}$  выражается следующим образом:

$$h_{oc} = A \times h + a \times h \times G, \quad (8.4.4)$$

где  $A$  — *коэффициент оттаивания*, учитывающий деформации осадки без нагрузки;  $a$  — *коэффициент уплотнения*, учитывающий деформации осадки под нагрузкой;  $G$  — нагрузка;  $h$  — мощность оттаивающего слоя. Коэффициент оттаивания  $A$  является безразмерной величиной, меньшей 1 и характеризующей степень тепловой осадки при протаивании пород.

По мере накопления данных обнаружился факт снижения прочности во времени, в процессе восприятия нагрузки. Оказалось, что мгновенная прочность может быть больше длительной более чем в 10 раз.

Для оценки *длительной прочности*, т. е. напряжения разрушения при продолжительном во времени его действии, мерзлых грунтов по данным кратковременных испытаний широко используется полученная С. С. Вяловым зависимость для условия постоянной температуры:

$$\sigma_t = \frac{\beta}{\ln(t/B)}, \quad (8.4.5)$$

где  $\beta$  и  $B$  — параметры, определяемые из опыта;  $\sigma_t$  — напряжение, вызывающее разрушение и зависящее от температуры;  $t$  — время.

Это уравнение справедливо для всех прочностных показателей мерзлых грунтов (сцепления, сопротивления сжатию, сдвигу). Критерием разрушения является достижение поврежденностью критического значения, которое для данного вида грунта и температуры постоянно. Значение длительной прочности при неограниченном времени действия нагрузки, т. е. ее предельное значение, называется *пределом длительной прочности*. Для практических целей время действие нагрузки ограничено сроком службы сооружения.

В понятие «прочность мерзлых грунтов» вкладывают различный смысл в зависимости от решаемой задачи. Оно включает как разрушение, так и избыточную деформацию. Для засоленных мерзлых пород даже при высоких нагрузках наблюдается в основном затухающая ползучесть. Поэтому в понятие прочности засоленных пород часто вкладывается смысл избыточной деформации, чаще всего 20%. По данным С. С. Вялова, для мерзлой супеси значение предельной деформации — 0,16, для плотной мерзлой глины — 0,06.

К. Ф. Войтковским было введено понятие *предела длительной ползучести*, при напряжениях ниже которого может происходить течение с постоянной или уменьшающейся скоростью, а при боль-

ших напряжениях установившаяся стадия переходит в стадию прогрессирующего течения с возрастающей скоростью. Ряд авторов используют понятия *предел затухающей ползучести* и *предел линейной ползучести* как проекции точки, где происходит увеличение скоростей деформирования.

Нерешенной проблемой механики грунтов является аппроксимация кривой длительной прочности и определение предела длительной прочности для практических целей строительства, при времени действия нагрузки 20 и более лет.

## 8.5. Температурные деформации

Температурные деформации мерзлых грунтов — один из распространенных криогенных процессов, поэтому рассмотрим его подробно. Эти деформации связаны с объемными изменениями, происходящими при колебаниях температуры. Наиболее известным их следствием является морозобойное растрескивание; причиной его является температурное сокращение при понижении температуры. Морозобойное растрескивание, или трещинообразование, представляет собой распространенный процесс как в области развития многолетнемерзлых пород, так и в области сезонного промерзания.

Температурные деформации мерзлых пород проявляются вследствие температурных деформаций компонентов породы (минералов и обломков пород, воды, льда, воздуха), фазового перехода вода — лед и структурных преобразований породы при изменении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, слагающих горные породы, составляет  $(2-12) \times 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$ . Лед имеет более высокие значения: от 30 до  $60 \times 10^{-6}$ , изменяющиеся в зависимости от структуры льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интервала температуры и т. д. Изменение объема при фазовом переходе вода — лед определяется разностью удельных объемов воды и льда. Эта разность составляет для свободной воды 9%, а для связанной воды она, возможно, выше. И наконец, воздух, содержащийся в мерзлых породах, обладает высокой способностью к расширению-сжатию.

Расчеты величины *коэффициента линейного расширения* для мерзлых грунтов, основанные на арифметическом суммировании температурных деформаций перечисленных компонентов с учетом фазовых переходов, дают, однако, расходящиеся с фактическими данными результаты, особенно для тонкодисперсных пород. Это свидетельствует о большой роли структурных преобразований

мерзлой породы в эффекте температурного расширения-сжатия. Так, для мерзлых дисперсных пород коэффициент расширения  $10-1200^{-6} 1/^\circ\text{C}$  в зависимости от состава пород и их влажности. С увеличением дисперсности деформации температурного расширения-сжатия возрастают.

Особенностью температурных деформаций мерзлых пород является эффект температурного последействия, установленный Н. И. Вотяковым. Он заключается в том, что температурные деформации развиваются в течение некоторого времени (до нескольких суток) после того, как температура в мерзлой породе стабилизируется, что связано, вероятно, с длительно протекающими структурными преобразованиями породы. Это явление, аналогичное ползучести грунта при воздействии напряжений, было названо С. Е. Гречишевым *термоползучестью*, а соответствующее научное направление, изучающее температурное последействие, — *термо-реологией* мерзлых грунтов.

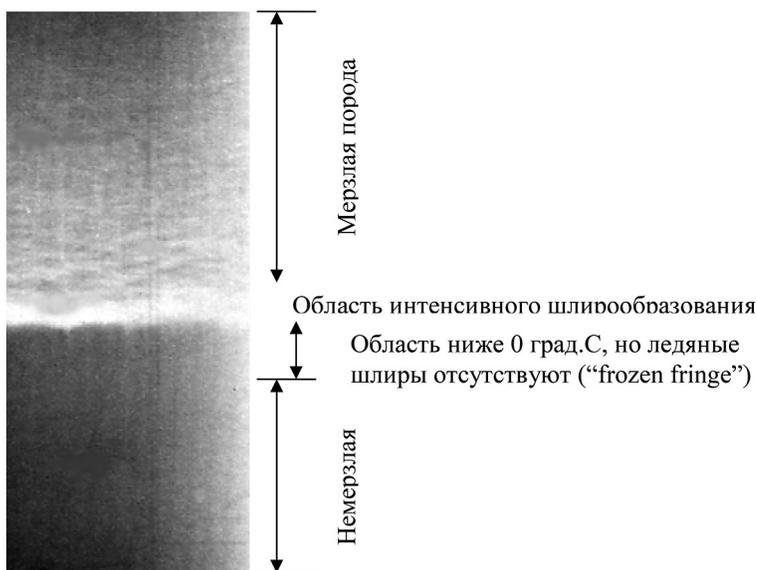
Другой эффект заключается в обратном явлении, которое может наблюдаться также в цикле нагревания. При остановке изменения температуры в образце происходит его сжатие в течение нескольких десятков минут. Таким образом, изменения температуры массива пород приводят иногда к разнонаправленным деформациям, в зависимости от состава пород и температурного режима.

Первую математическую модель морозобойного растрескивания предложил Б. Н. Достовалов (1952), она позволяла приближенно рассчитывать расстояние между трещинами и глубину их проникновения в мерзлом массиве пород в зависимости от градиента температуры в массиве, модуля упругости и коэффициента температурной деформации пород.

# Лекция 9. Промерзание горных пород

## 9.1. Промерзание горных пород

Чистая вода превращается в лед при  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $273,15\text{ }^{\circ}\text{K}$ ) и давлении 1 атм (101,325 кПа), при условии наличия центров кристаллизации. Это относится лишь к свободной воде в порах или трещинах горных пород. Для воды в объеме может наблюдаться переохлаждение, однако оно не характерно для воды, содержащейся в горных породах. Практически температура начала замерзания дисперсных пород несколько ниже  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  из-за влияния минеральных частиц и солей в поровом растворе. Считается, что для незасоленных песков эта температура равна  $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , для незасоленных глинистых пород — минус  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , однако она требует экспериментального определения, особенно в случае засоленных пород.



*Рис. 9.1. Аллювиальный суглинок при промерзании при температуре около  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; строение переходной промерзающей области; вертикальный размер образца 10 см. Пояснения в тексте. Фото С. Акагава*

При этом для глинистых грунтов характерно движение воды (миграция) по прослоям связанной воды к фронту промерзания, вызванное уменьшением толщины этих прослоев по мере пониже-

ния температуры и их вымерзания, и соответственным уменьшением термодинамического потенциала воды. Если этот поток воды, движущийся к **фронту промерзания** (т. е. положению или изотермы точки начала замерзания), будет приносить достаточно тепла, чтобы компенсировать охлаждение горных пород, фронт промерзания двигаться не будет, но начнет движение, как только отвод тепла не будет компенсирован. Вода, которая перемещается к фронту промерзания, в значительной степени является связанной. Существуют и другие механизмы движения воды к фронту промерзания, вызванные капиллярными эффектами, осмосом, **термоосмосом** (т. е. движением, обусловленным разницей температур и направленным в низкотемпературную область) и, вероятно, другими силами.

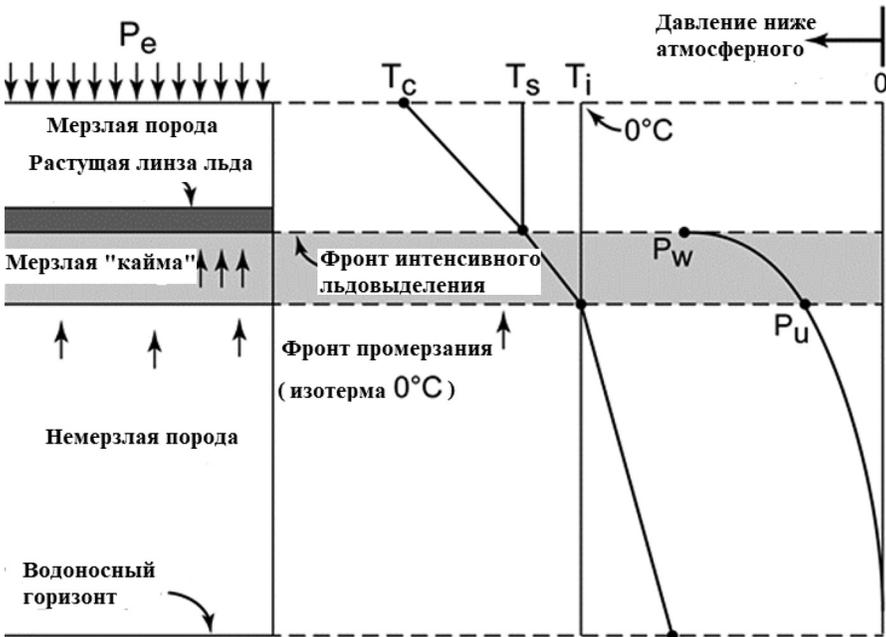


Рис. 9.2. Температуры, давление воды, фронт промерзания (положение нулевой изотермы) при образовании ледяной линзы, по Конраду. Стрелки в левой стороне рисунка показывают направление миграции воды: мерзлая порода, мерзлая «кайма», или зона промерзания, немерзлая порода, граница свободного дренажа, или водоносного горизонта;  $P_e$  — внешнее давление,  $P_w$  — давление воды у растущей линзы («давление всасывания»),  $P_u$  — давление воды на фронте промерзания (при  $0^\circ\text{C}$ ),  $T_c$  — температура на поверхности;  $T_s$  — температура на фронте интенсивного льдовыделения,  $T_i$  — температура замерзания (близко к  $0^\circ\text{C}$ , но не всегда)

Для песчаных пород, наоборот, характерен *поршневогой эффект*, заключающийся в отжати воды под давлением кристаллизации из области промерзания.

Образуется, как правило, не *фронт промерзания*, а *область промерзания*, в которой возникновение ледяных кристаллов возможно в любой точке. За рубежом для области объемного промерзания вблизи нулевой изотермы используется термин «fringe», или *мерзлая, или ледяная «кайма»*. В области «каймы» видимые ледяные включения отсутствуют (рис. 9.1, 9.2), но лед возникает в порах и трещинах. Выше *ледяной «каймы»* находится на рис. 9.1 и 9.2 *область интенсивного льдовыделения (широообразования)*. Ледяные включения, прослой или шпиры, не растут в области «каймы» потому, что они формируются из связанной воды на минеральных прослоях, в этой области такая вода еще находится в жидком состоянии. Здесь замерзает только свободная вода. Замерзает вода, связанная минеральными частицами, начинает только в более низкотемпературной области интенсивного льдовыделения. Причем чем ниже температура, тем более связанная вода замерзает, т. е. наибольший объем связанной воды замерзает уже близко к границе этой области и «каймы».

Модель *сегрегационного потенциала* Конрада (Konrad, 1999) предполагает, что на нижней границе ледяной линзы (рис. 9.2), примыкающей к *ледяной «кайме»* справедливо *уравнение Клапейрона—Клаузиуса* (см. ниже), по которому можно вычислить значение  $P_w$  на рис. 9.2. Скорость потока влаги  $v_l$  на нижней границе растущей ледяной линзы определяется как:

$$V_l = -SP_0 \text{grad}T,$$

где  $SP_0$  — *сегрегационный потенциал*, зависящий от типа горной породы, влагопроводных свойств, давления криогенного всасывания  $P_w$ , внешнего давления  $P_e$  (рис. 9.2).

Промерзание дисперсных грунтов сопровождается не только перераспределением влаги, *миграцией воды (криогенной миграцией)* к фронту промерзания, но и *усадкой* грунта в талой, обезвоживающейся части породы, возникновением механических напряжений. Происходит изменение концентрации растворенных в поровой воде солей, которое в свою очередь вызывает нарушения равновесия катионного обмена, явления коагуляции и микроагрегирования. Главной разновидностью незамерзшей воды, определяющей *криогенную миграцию и морозное пучение* (увеличение объема, связанного с промерзанием) грунтов, является, вероятно, вода осмо-

тической природы. Доля **миграционного льдонакопления** в пучении (увеличении объема) грунта может достигать 90–95%.

Основные физические соотношения при промерзании могут быть получены следующим путем, предложенным С. Е. Гречищевым. Рассмотрим уравнения Гиббса для каждой фазы (индексы означают «ice» — лед, «w» — пленка):

$$S_{ice}dT - v_{ice}dp_{ice} + d\mu_{ice} = 0,$$

$$S_wdT - v_w dp_w + d\mu_w = 0,$$

где  $S$  — удельная энтропия,  $v$  — удельный объем,  $\mu$  — химический потенциал. При условии  $S_{ice} - S_w = Q/T$ , где  $Q$  — мольная теплота фазового перехода, получаем:

$$Q \frac{dT}{T} + v_{ice} dp_{ice} - v_w dp_w + d(\mu_w - \mu_{ice}) = 0 \quad (9.1.1)$$

или

$$Q \frac{dT}{T} + v_{ice} dp_{ice} - v_w dp + v_w d(p - p_w) + d(\mu_w - \mu_{ice}) = 0,$$

где  $p$  — внешнее общее давление на систему.

Из уравнения (9.1.1) можно получить в состоянии равновесия  $\mu_w = \mu_{ice}$  и при условии равенства давлений  $P_{ice} = P_w$  **уравнение Клапейрона–Клаузиуса**:

$$Q \frac{dT}{T} + (v_{ice} - v_w) dp = 0.$$

Это уравнение описывает рост давлений морозного пучения грунта в закрытой системе при промерзании, а также определяет «давление всасывания» на подошве растущих ледяных шпиров в открытой системе. Впрочем, вычисление на его основе потоков влаги к фронту промерзания ограничивается тем, что уравнение получено при условии термодинамического равновесия, которое отсутствует в промерзающих породах.

В другом предельном случае, когда возможен свободный отток влаги (т. е.  $p = 0$ ), получаем так называемую **формулу Скофилда**:

$$Q \frac{dT}{T} + v_{ice} dp_{ice} = 0,$$

в соответствии с которой рост давлений морозного пучения  $P_l$  при промерзании происходит слабее почти на порядок (так как  $\frac{v_{ice} - v_w}{v_{ice}} \approx 0,1$ ).

$v_{ice}$

Промерзание дисперсных грунтов с **обменными катионами** различного состава имеет свои особенности. С увеличением содержания обменных многовалентных катионов происходит рост миграционного льдонакопления и пучения. Известны результаты З. А. Нерсесовой, которая показала, что перераспределение влаги и пучение уменьшается при промерзании суглинка в ряду  $Fe > Ca > Na > K$  (рис. 9.3). Насыщение пучиноопасных каолинитовых глин одновалентными катионами приводит к резкому снижению величины пучения.

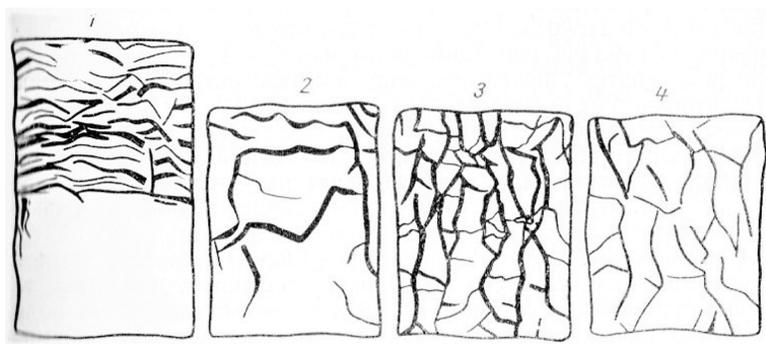


Рис. 9.3. Криогенная текстура образцов покровного суглинка (1, 2, 3, 4), насыщенных соответственно катионами  $Fe_3^+$ ,  $Ca_2^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ , после их промерзания сверху. Данные З. А. Нерсесовой (Достовалов, Кудрявцев, 1967)

Соли порового раствора промерзающих грунтов могут как передвигаться от фронта промерзания, вызывая их криогенное концентрирование в поровом растворе, так и двигаться к фронту промерзания, проникая в мерзлую часть грунта и повышая ее засоленность.

Вместе с миграционным потоком воды к фронту промерзания могут перемещаться и минеральные частицы размера пыли. Отжатие воды от фронта промерзания (**поршиновый эффект**) характерен для песков, легких супесей.

В **промерзающей зоне**, характеризующейся интенсивным льдообразованием, ростом шпиров льда и деформированием, можно выделить действие трех основных факторов: перехода части воды в лед с увеличением объема на 9%, **расклинивающего действия** прослоев мигрирующей воды и усадки минеральной составляющей породы при дегидратации грунтовых частиц в результате замерзания воды.

Результатом промерзания глинистых грунтов являются различные **криогенные текстуры**, которые характеризуют размеры, форму и распределение ледяных включений и рассмотрены ниже. Важную

роль играет *внешняя нагрузка*: ее увеличение приводит к уменьшению размеров ледяных шлиров. Лед, образующийся при миграции воды и имеющий вид, как правило, тонких ледяных линз, или ледяных *шлиров*, называется *сегрегационным льдом*.

## 9.2. Процессы переноса воды и солей в мерзлых породах

Хотя сам факт миграции воды в мерзлых породах и почвах установлен работами А. А. Ананяна, Л. В. Чистотинова и др., физические закономерности и механизм этого переноса изучены недостаточно. Эксперименты и полевые наблюдения показали, что при воздействии значительных ( $0,6-3,0$  °С/см) градиентов температур перераспределение влаги в мерзлых породах происходит, однако задача прогноза требует оценки миграции в условиях малых температурных градиентов и большого времени воздействия. Исследования Н. А. Пузакова показали, что непрерывность потока влаги, способной вызвать пучение грунтов, сохраняется в мерзлом грунте в пределах  $-3...-5$  °С — так называемое *вторичное пучение* уже в мерзлых грунтах, т. е. происходящее после промерзания и *первичного пучения*.

Вопрос *переноса солей в мерзлых породах* имеет большое теоретическое и практическое значение для строительства на Арктическом побережье и в других районах. Работы показали, что в засоленном мерзлом грунте происходит перенос влаги под действием осмотических сил. Миграция солей при градиенте степени засоленности в мерзлых породах также установлена.

## 9.3. Промерзание слоя сезонного оттаивания

Слой сезонного оттаивания (СТС) осенью и в начале зимы промерзает обычно не только сверху, но и снизу. *Промерзание снизу* от кровли мерзлоты, как и промерзание сверху, сопровождается миграцией влаги. Летом в СТС может происходить процесс *миграции воды в кровлю мерзлоты*, вызывая увеличение льдистости верхнем горизонте многолетнемерзлых пород (ММП).

Распределение влажности/льдистости в СТС и кровле мерзлоты, которое возникает после промерзания, при относительной стабильности температурного режима, представлен на рис. 9.4. Распределение влаги на участке А частично обусловлено инфильтрацией воды за счет атмосферных осадков в поверхностный слой грунта до его промерзания, а частично миграцией влаги к фронту

промерзания при промерзании сверху. Область С характеризует подошву СТС, где накапливается вода над кровлей многолетнемерзлых пород и куда двигается вода при промерзании снизу. Область В представляет собой осушенную зону, возникающую при миграции воды к фронту промерзания как вверх, так и вниз.

Максимальное накопление воды/льда наблюдается в верхнем горизонте многолетнемерзлых пород, в кровле вечной мерзлоты (область D) (рис. 9.4), который называют также «*промежуточным слоем*». Образование шпиров льда наблюдалось также в зонах А и С зимой, а в зоне В — только на сильно увлажненных участках. Зона В является источником воды для зон А и С при ежегодном повторяющемся промерзании, поэтому влажность и льдистость зоны В часто является небольшой.

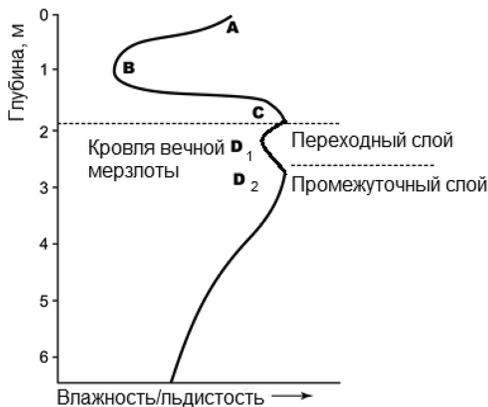


Рис. 9.4. Распределение влажности/льдистости в слое сезонного оттаивания и кровле вечной мерзлоты при выраженных многолетних колебаниях глубины СТС. Пояснения в тексте

Фазовые переходы и льдовыделение происходят с СТС и зимой, прежде всего в связи с общим понижением температуры, а также с возможной миграцией воды в область более низких температур и сегрегационным льдовыделением. Увеличение объема грунта и поднятие поверхности СТС в этом случае носит название *вторичного пучения*, в отличие от *первичного пучения*, наблюдаемого в процессе промерзания.

Многолетние колебания глубины СТС приводят к образованию малольдистого *переходного слоя*, откуда вода может уходить при оттаивании высокольдистого *промежуточного слоя*. *Переходный слой* представляет собой «слой рассеивания значений глубины сезонно-

талого слоя» (рис. 9.4). Переходный слой необязательно бывает малольдистым, но это довольно частое явление. В последнем случае его также называют *защитным слоем*, потому что при увеличении глубины СТС не происходит большой осадки и развития термокарста, как это бывает, если в кровле мерзлоты существует высокольдистый промежуточный слой.

Иногда *покровным слоем* называют горизонт, включающий СТС, переходный и промежуточный слои вечной мерзлоты.

#### 9.4. Образование многолетнемерзлых пород

*Синкриогенные*, или *сингенетические*, отложения образуются в процессе одновременного накопления осадков и перехода в многолетнемерзлое состояние (Достовалов, Кудрявцев, 1967). Они промерзают снизу, когда находятся в сезонно-талом слое, от кровли многолетнемерзлых пород, постепенно накапливаясь. *Эпикриогенными (эпигенетическими)* называются отложения, промерзшие после их накопления. Эти отложения промерзают сверху, при многолетнем промерзании толщи.

*Синкриогенные отложения*, как правило, распространены с поверхности и связаны с аккумулятивными формами рельефа. Это в основном континентальные отложения: склоновые, аллювиальные, озерные, эоловые. Их геологический и *криогенный возраст*, т. е. возраст промерзания, совпадает, образовались и существуют они только в условиях криолитозоны (Достовалов, Кудрявцев, 1967). Они отличаются высокой льдистостью и, как правило, небольшой мощностью, обусловленной промерзанием снизу водонасыщенного подошвенного горизонта СТС и длительностью осадконакопления в холодном климате.

*Эпикриогенные отложения* преобладают в строении *многолетней криолитозоны* и имеют разное происхождение, льдистость и строение. При этом они, как правило, отличаются меньшей льдистостью, чем синкриогенные. Их криогенный возраст больше геологического.

*Субаэральные синкриогенные* отложения наиболее широко распространены, они имеют высокую пылеватость, структурированность и льдистость (рис. 9.5). Прежде чем они перейдут в многолетнемерзлое состояние, они испытывают от нескольких сотен до нескольких тысяч циклов промерзания-протаивания. В этих условиях образовался так называемый *ледовый комплекс (ЛК)*. *Ледовый комплекс* представляет собой сингенетические сильнольдистые мерзлые толщи (рис. 9.5) мощностью несколько десятков метров, содержа-

щие повторно-жильные льды, которые крайне неустойчивы к тепловым воздействиям. Ледовый комплекс часто слагает так называемые *едомы* — останцовые возвышенности и межлассные холмы. Максимальной мощности (50 м и более) едомные отложения описаны в Якутии (рис. 9.6).



Рис. 9.5. Высокольдистый пылеватый суглинок ледового комплекса, Центральная Якутия



Рис. 9.6. Ледовый комплекс в обрывах Большого Ляховского острова.  
Фото М. Н. Григорьева

**Субаквальные синкриогенные отложения** обычны для мелководных водоемов, где иногда их формирование частично происходит в субэаральных условиях. Однако выделяют и собственно субаквальные синкриогенные отложения, возникающие только в субаквальных условиях. Кроме того, выделяются также **субгляциальные синкриогенные отложения**, которые могут формироваться в условиях **холодных ледников**.

Особенность сингенетического промерзания отложений — образование высокольдистых горизонтов за счет перехода в многолетнемерзлое состояние нижнего, льдонасыщенного горизонта СТС. По данным Н. Н. Зубова, Б. А. Савельева и др., промерзание песчаных пород сопровождается, как правило, частичным отжатием раствора из зоны промерзания и его концентрированием. Для мерзлых глинистых толщ характерен обратный процесс — движение солей к границе промерзания вместе с водой.

Этот же процесс криогенного концентрирования может приводить к образованию линз высокоминерализованных отрицательно-температурных подземных вод — криопэггов.

Степень криогенного повышения минерализации (*криогенного концентрирования*) воды при промерзании зависит от начальной концентрации солей и их состава, а также от условий водообмена. Выделение при кристаллизации воды растворенного углекислого газа приводит к образованию карбонатных ионов из гидрокарбонатных. Труднорастворимый карбонат кальция выпадает в осадок, а в растворе повышается содержание магния и натрия.

## 9.5. Подземные льды

Принято выделять *четыре основных типа подземных льдов*: сегрегационный, инъекционный, инфильтрационный, сублимационный. *Сегрегационный лед* образуется в результате безнапорной миграции к фронту промерзания. *Инъекционный лед* формируется при промерзании трещин и полостей, образующихся при промерзании горных пород, а также при внедрении в осадочные горные породы подземных вод, находящихся под давлением. *Инфильтрационный лед* формируется при затекании в мерзлый массив поверхностных вод. *Сублимационный лед* образуется за счет парообразной влаги в трещинах и пустотах мерзлого массива.

Для *сегрегационных льдов*, несмотря на многочисленные исследования, недостаточно изучены морфология и морфометрия, а также особенности развития различных областей массива — зоны, не затронутой процессами миграции связанной воды, зоны транзита, где происходит миграция, и зоны льдообразования.

Выделение особой генетической группы *инъекционных льдов* связывают с внедрением свободной воды в мерзлую породу, но инъекции — лишь один из напорных процессов, связанных с промерзанием (гидроразрыв, пластическое течение водонасыщенных грунтовых масс, мерзлых грунтов и льдов). Общая классификация подземных льдов Б. И. Втюрина приведена на рис. 9.7.

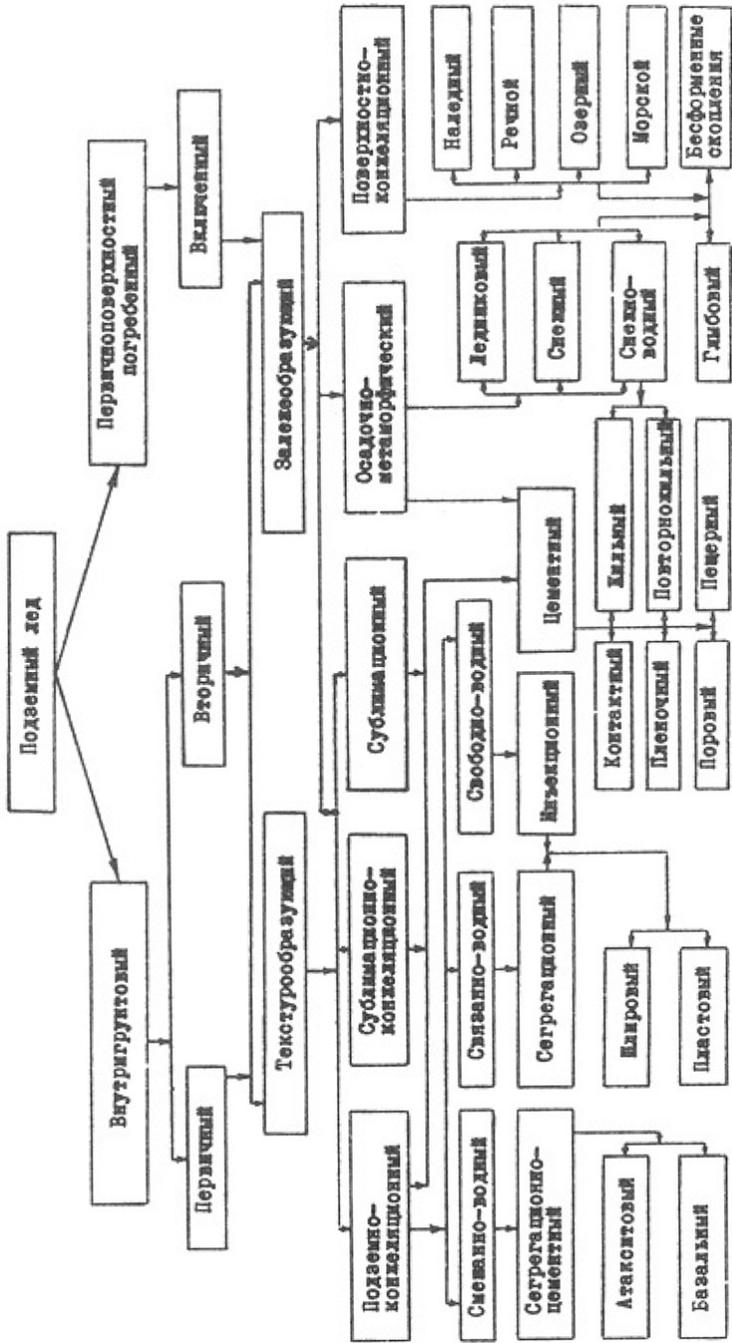


Рис. 9.7. Общая классификация подземных льдов Б. И. Вториана

Е. М. Катасонов, считая мерзлые отложения горными породами, в соответствии с принятым в литологии подходом ввел в науку представления о *мерзлотно-фациальном анализе*. Сущность его в том, что при изучении мерзлых осадочных толщ выделяются фации, которые характеризуются не только определенными условиями накопления осадков, но и их особенностями промерзания.

В зависимости от формы, размера и взаимного расположения ледяных включений в мерзлых породах выделяется большое разнообразие *криогенных текстур*. Основные среди них — *массивная*, характерная для песков, *слоистая* и *сетчатая* для глинистых отложений (рис. 9.8).

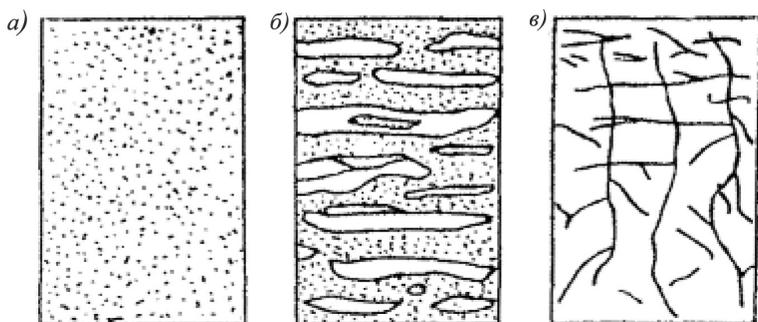


Рис. 9.8. Основные виды текстур мерзлых грунтов:  
а — массивная; б — слоистая; в — сетчатая

*Льдистость за счет включений льда* определяется непосредственным измерением суммарной толщины включений, приходящихся на единицу разреза в пределах однотипных по криогенному строению слоев породы. От нее в значительной степени зависит *осадка грунта при оттаивании*.

# Лекция 10. Многолетнемерзлые толщи

## 10.1. Распространение и строение мерзлых толщ

Горные породы, подвергающиеся *кратковременному, сезонному* и более длительному промерзанию, являются составляющими соответственно *кратковременной, сезонной и многолетней криолитозоны* (последняя называется также *вечной мерзлотой*).

Мощность многолетнемерзлых пород увеличивается с понижением среднегодовой температуры при прочих равных условиях, тогда как *слой сезонного оттаивания (СТС)*, или *активный слой*, уменьшается. *Сезонно-мерзлые* породы промерзают зимой с поверхности, но оттаивают летом, и часто неточно описываются как активный слой, хотя они имеют другую льдистость и распределение льда (рис. 10.1). Этот горизонт называется *слоем сезонного промерзания (СМС)*. *Многолетнемерзлыми горными породами (вечной мерзлотой)* часто считаются горные породы под активным слоем (слоем сезонного оттаивания) *с температурой ниже 0 °С*, сохраняющиеся *в течение более двух лет*. Обратите внимание, что термин применяется независимо от влажности (льдистости), т. е. может существовать «сухая» вечная мерзлота, состоящая из *морозных пород*. Однако В. А. Кудрявцев (Общее мерзлотоведение, 1967) не считал возможным ограничивать определение конкретным сроком, допуская возможность, например, существования перелетков более двух лет в результате более длительных климатических колебаний.

Выделяют также так называемый *деятельный слой*. В метеорологии так обозначают слой почвы и горных пород, испытывающий сезонные и суточные колебания температуры, т. е. не вполне определенный в смысле мощности, в том числе соответствующий *слою нулевых годовых амплитуд*. В геокриологии иногда объединяют этим понятием СТС и СМС, что не совсем оправдано из-за различий в их строении, на которые указывал В. А. Кудрявцев.

Текстура и содержание льда в *сезонно мерзлом слое*, или *слое сезонного промерзания (СМС)*, и *сезонно-талом слое (активном слое)*, или слое сезонного протаивания (СТС), не идентичны. В СТС выделяется три горизонта (см. рис. 9.4), а СМС, как правило, отличается увеличенной льдистостью в верхней части и постепенным ее уменьшением к подошве.

Нижняя граница вечной мерзлоты называется *подошвой вечной мерзлоты*. Ниже подошвы вечной мерзлоты может располагаться

**толща газогидратов**, находящаяся при положительной температуре и потому не являющаяся вечной мерзлотой. Однако в ее состав входит лед, содержащий газовые молекулы, и потому по своим физическим свойствам она близка к толще вечной мерзлоты. Толща вечной мерзлоты вместе с толщей газовых гидратов ввиду контактного залегания и близости свойств вместе могут быть названы **мерзлотно-гидратной толщей**.

Немерзлые или талые области внутри многолетней криолитозоны называются **таликами**. **Сквозные талики** встречаются обычно под реками и крупными озерами, они распространяются на всю толщу мерзлоты. Под небольшими водоемами возникают **несквозные талики**, называемые также **ложными таликами**, ниже которых остается вечная мерзлота. В толще вечной мерзлоты могут возникать, вероятно, при определенных температурных условиях и **закрытые талики**, или **внутримерзлотные талики**.

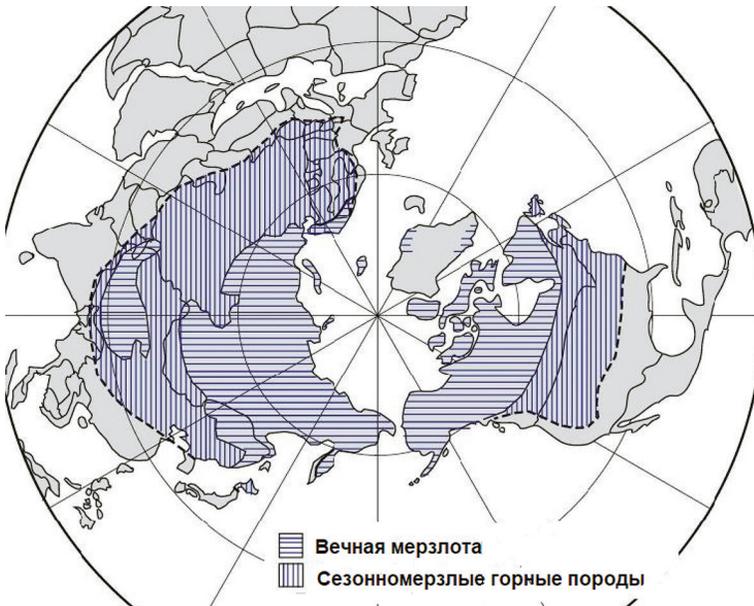


Рис. 10.1. Сезонно-мерзлые горные породы и вечная мерзлота в Северном полушарии

Кроме того, некоторые над-, внутри- и подмерзлотные горизонты или области горных пород могут быть насыщены минерализованной водой, которая не замерзает из-за высокой концентрации солей. Подземные воды, охлажденные ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , но содержащие воду в жидком состоянии, по предложению Н. И. Толстихина, на-

зываются *криопэгами*. Криопэги довольно обычны на Арктическом побережье, в долине Лены, в долине Маккензи в Канаде, а также на значительной глубине в криолитозоне.

Если кровля вечной мерзлоты смыкается с подошвой СТС, или активного слоя, она называется *сливающейся мерзлотой*. Если кровля вечной мерзлоты находится на некоторой глубине, такая мерзлота называется *неливающейся*.

Вечная мерзлота может состоять из двух или более слоев, разделенных немерзлыми горизонтами. В таком случае она называется *слоистой вечной мерзлотой*. Горизонт древней, или *реликтовой мерзлоты*, образовавшийся в позднем плейстоцене, был впервые описан в Западной Сибири. Реликтовая вечная мерзлота встречается довольно далеко к югу от южной границы распространения современной мерзлоты. Существование реликтовой мерзлоты, как и встречающиеся на южной границе многолетней криолитозоны *острова вечной мерзлоты* затрудняют определение самой этой южной границы.

По классификации Международной ассоциации по мерзлотоведению (ИРА) *сплошная мерзлота*, или *непрерывная вечная мерзлота* занимает более 90% площади. Если площадь распространения мерзлоты от 50 до 90%, она называется *прерывистой* (рис. 10.2).

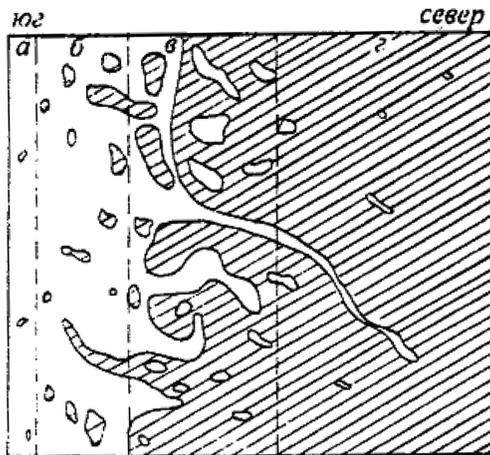


Рис. 10.2. Распространение вечной мерзлоты по площади: а — островное (редкоостровное) (менее 10% территории); б — спорадическое (массивно-островное) (10–50%); в — прерывистое (50–90%); г — сплошное (непрерывное) (более 90%) (по классификации ИРА)

По Б. Н. Достовалову и В. А. Кудрявцеву (1967), распространение многолетнемерзлых пород по площади в зависимости от соотношения талых и мерзлых пород в плане следующее: 1) *редко-островное (островное)* — отдельные разобщенные участки мерзлых пород занимают до 25% территории; 2) *массивно-островное* — 25–75% территории с мерзлыми породами; 3) *прерывистое* — 75–95% территории с мерзлыми породами; 4) *сплошное* — 95–100% с мерзлыми породами.

Строение переходной области на южной границе распространения многолетнемерзлых пород, по Б. Н. Достовалову и В. А. Кудрявцеву (1967), представлено на рис. 10.3.

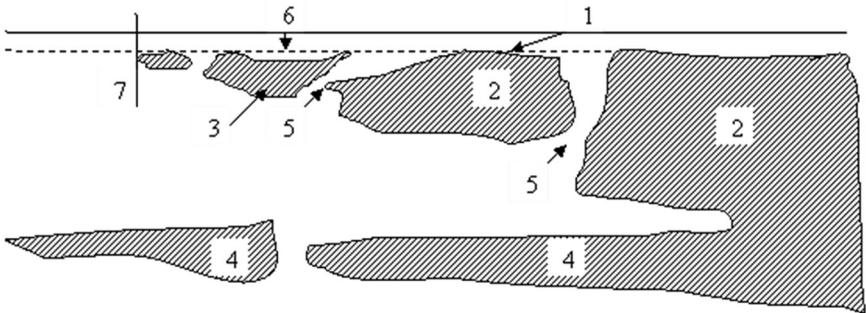


Рис. 10.3. Строение переходной области на южной границе распространения многолетнемерзлых пород (Достовалов, Кудрявцев, 1967): 1 — слой сезонного оттаивания (СТС); 2 — многолетнемерзлые породы, распространенные ниже слоя сезонного оттаивания; 3 — многолетнемерзлые породы, распространенные с некоторой глубины, а также перелетки; перелетки также могут залегают непосредственно ниже СТС; 4 — многолетнемерзлые породы, залегающие на значительной глубине, так называемые «реликтовые» толщи; 5 — сквозные талики; 6 — несквозной («ложный») талик; 7 — граница распространения многолетнемерзлых пород

М. И. Сумгин предложил важную идею *зональности*, обусловленную широтным изменением условий теплообмена и связывающую развитие многолетнемерзлых толщ с температурами горных пород на глубине 10–15 м. Приблизительно можно считать, что сплошная вечная мерзлота имеет температуры ниже  $-5^{\circ}\text{C}$ , прерывистая вечная мерзлота характеризуется температурами от  $-5^{\circ}\text{C}$  до  $-1,5^{\circ}\text{C}$ , спорадическая вечная мерзлота обычно имеет температуры выше  $-1,5^{\circ}\text{C}$ .

Температуры мерзлых горных пород в Северном полушарии могут достигать  $-20^{\circ}\text{C}$ . При этом льдистость вечной мерзлоты может

быть высокой (рис. 10.4), в разрезе могут наблюдаться залежи подземных льдов различного генезиса. По общему содержанию льда в вечной мерзлоте выделяют малольдистые (льда менее 20%), среднелльдистые (20–40%) и сильнольдистые (льда более 40%) мерзлые породы.

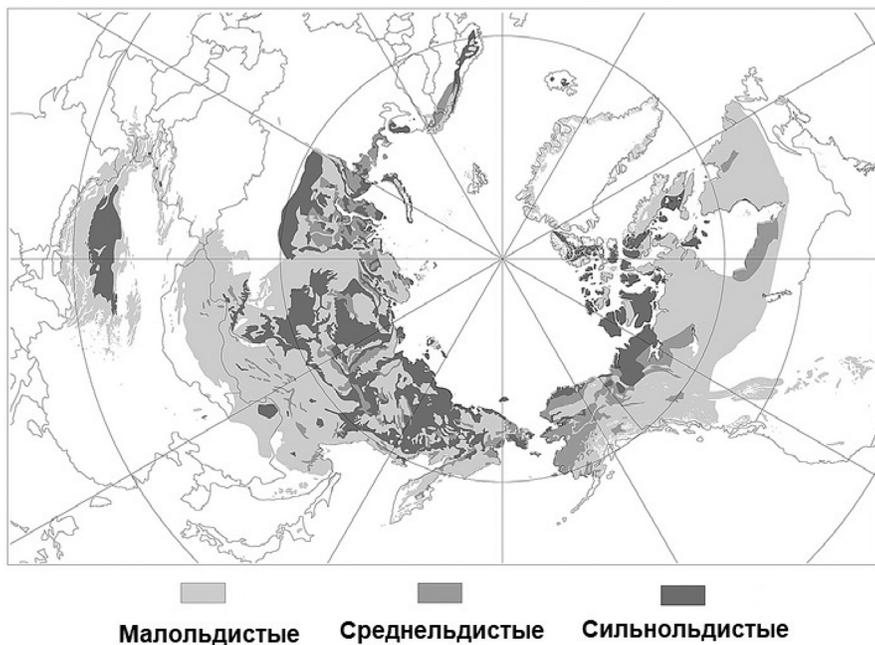


Рис. 10.4. Распространение многолетнемерзлых пород с различной льдистостью в Северном полушарии

В зависимости от среднегодовой температуры мерзлых пород и особенностей их распространения выделяют **северную** (сплошного распространения многолетнемерзлых пород) и **южную геокриологическую зоны** (островного и прерывистого распространения). Южная геокриологическая зона с юга ограничена линией, называемой **южной границей распространения многолетнемерзлых пород**, которая на картах проводится по наиболее южным островам мерзлых пород. Существуют также частные определения южной границы распространения вечной мерзлоты: **географическая южная граница** отделяет с юга область распространения мерзлых толщ, за исключением высокогорных участков; **геофизическая южная граница** представляет собой среднее многолетнее положение нулевой изотермы у подошвы слоя сезонных колебаний температуры; кон-

такт между мерзлыми и тальными породами независимо от их географического положения называется «*физической границей*». В горах используют термин «*высотная граница многолетнемерзлых пород* (ММП), или вечной мерзлоты» (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

Вечная мерзлота широко распространена в Северном полушарии. В Южном полушарии вечная мерзлота распространена в Антарктиде и в высокогорьях Южной Америки и Африки. Территория, где встречается вечная мерзлота в Северном полушарии, составляет приблизительно 24% и около 25% всей суши (Достовалов, Кудрявцев, 1967), при этом примерно 65% площади России. Область ее распространения включает от 40 до 50% территории Канады, около 15% территории США, 22% — Китая и примерно 50% — Таджикистана.

## 10.2. Основные типы многолетнемерзлых толщ

Многолетнемерзлые толщи по условиям залегания разделяются на *субаэральные* (вечная мерзлота суши вне ледников), *субгляциальные* (под ледниками) и *субмаринные* (в акватории морей и океанов). В отдельный тип, по составу, можно выделить *засоленные мерзлые породы*, а также *мерзлотно-гидратные толщи*.

*Субаэральные мерзлые толщи* в европейской части России распространены главным образом в тундре примерно до 60° с. ш. К востоку от Енисея вечная мерзлота распространена на преобладающей части территории. В южной геокриологической мощности многолетнемерзлых пород, имеющих в основном голоценовый возраст (4,5 тыс. лет и менее), составляют от 10 до 150–200 м. В северной геокриологической зоне мощности многолетнемерзлых пород увеличиваются от 300–400 до 1500 м и более, их возраст плейстоценовый (от 18 тыс. лет и более). На равнинах они представлены дисперсными эпикриогенными породами различного генезиса, перекрытыми синкриогенными высокольдистыми континентальными отложениями. В последних типичны залежи подземных льдов — *пластовых* и *повторно-жильных*.

При оттаивании высокольдистых отложений и залежей подземных льдов в современную эпоху и в период *оптимума голоцена* образуются термокарстовые озера, а при их осушении — характерные депрессии (*аласы* в Якутии, *хасыреи* в Западной Сибири). На Западно-Сибирской равнине от нескольких десятков до 200 м и более с поверхности распространены *реликтовые плейстоценовые многолетнемерзлые породы* мощностью от 20 до 500 м. Если над

ними залегают голоценовые многолетнемерзлые породы, возникают двухслойные мерзлые толщи.

В горах из-за **высотной поясности** острова многолетнемерзлых пород начинаются с высоты 2000–3000 м (на Алтае и Кавказе).

**Субгляциальная вечная мерзлота** залегают под ледниками и широко распространена в Антарктиде. В России она описана под ледниками Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Северной Земли, где ее мощность невелика. Встречается вечная мерзлота и под ледниками гор Черского и Алтая.

**Субмаринная вечная мерзлота** приурочена главным образом к акватории окраинных морей Северного Ледовитого океана. **Мерзлота океанической впадины** встречается, вероятно, в восточной части, хотя сведения о ней практически отсутствуют.

**Шельфовая мерзлота** образовалась в результате **трансгрессии в голоцене** и погружения под уровень моря толщ многолетнемерзлых пород, сформировавшихся в основном в период последнего плейстоценового похолодания. При трансгрессии верхние горизонты льдистых отложений были разрушены термокарстом и переработаны морем. Подземный лед в мерзлой толще был, по-видимому, частично растворен и замещен морскими водами.

Шельфовая мерзлота и нижележащие горизонты имеют значительные скопления гидратов природных газов, образуя **мерзлотно-гидратные толщи**. Скопления газового гидрата по внешнему виду и физическим свойствам почти неотличимы ото льда. В субэвальной вечной мерзлоте кровля зоны стабильности гидратов находится на глубине 200–250 м от поверхности, однако благодаря эффекту самоконсервации газогидраты могут залегать на меньшей глубине.

**Засоленные мерзлые породы** преимущественно хлоридно-натриевого состава широко распространены на Арктическом побережье, однако встречаются, с сульфатно-карбонатным засолением, и на континентах, например в долине Лены, Маккензи и в Тибете. Они имеют различное происхождение с преобладанием, однако, морских и прибрежно-морских условий образования. Соли, содержащиеся в поровых растворах морских осадков, в условиях их быстрого перехода в мерзлую породу частично выносятся за пределы формирующихся толщ, а главным образом перераспределяются в них. **Степень засоленности**  $D_{\text{sal}}$  как содержание солей в единице сухого веса породы увеличивается в глинистой толще при промерзании за счет движения воды к фронту промерзания.

При повышении температуры и увеличении значений градиента температуры, а также в малольдистых мерзлых породах **миграция**

**как воды, так и солей**, очевидно, происходит и, по-видимому, имеет большое значение для распределения солей в разрезах. Поток солей движется в основном вместе с водой, двигающейся под влиянием температурного градиента. При этом в зимний период поток соли направлен в сезонно-талый слой, из которого летом происходит быстрое вымывание солей. Летний, более интенсивный поток, по-видимому, со временем уменьшается по мере накопления солей вблизи подошвы слоя нулевых годовых температурных колебаний. Результатом такого перераспределения солей является увеличение засоленности с глубиной до 8–12 м, наблюдаемое в разрезах засоленных мерзлых толщ.

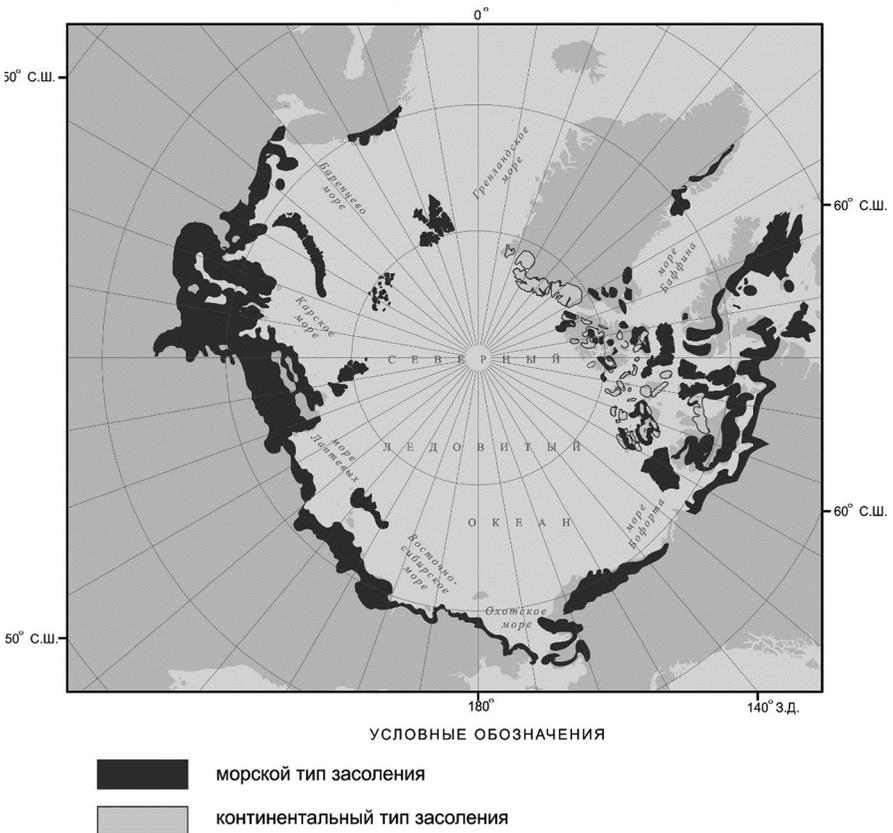


Рис. 10.5. Схема распространения засоленных многолетнемерзлых пород в Северном полушарии

**Морской** (хлоридно-натриевый) **тип засоления** (рис. 10.5) характерен для областей Арктического побережья с абсолютными отмет-

ками приблизительно до 150–200 м над уровнем океана севернее границы протаивания многолетнемерзлых пород в климатический оптимум голоцена. При этом *эпихронный* (после формирования отложений) *тип засоления* характерен для неморских отложений в этой области. *Континентальный* (сульфатно- и гидрокарбонатно-кальциевый) *тип засоления* встречается в аридных районах, таких как Центральная Якутия, как правило, выше 150–200 м и в условиях современного, главным образом аллювиального осадконакопления. При этом, как правило, величина годового испарения преобладает над суммой атмосферных осадков. *Смешанный тип засоления* может возникать на низменных участках Арктического побережья с отрицательным балансом атмосферных осадков и изначально морским засолением пород или в условиях периодического морского затопления территории.

### 10.3. Влияние широтной зональности и высотной поясности

Мощность вечной мерзлоты, как правило, увеличивается с юга на север. Это изменение мощности происходит в соответствии с *широтной зональностью*. Ее называют также *климатической зональностью*. В горах оно связано с *высотной поясностью*. Широтная зональность — изменение природных зон от экватора к полюсам на равнине. В зависимости от соотношения тепла и влаги выделяются природные системы (*природные комплексы*, или *природно-территориальные комплексы, ПТК*), которые образуют широтные области — *природные зоны*. *Высотная поясность* — изменение природных комплексов с изменением высоты в горах.

Из числа факторов, влияющих на промерзание и состояние мерзлых толщ (температура воздуха, амплитуда колебаний температуры, состав горных пород и их влажность), одна средняя температура воздуха подчиняется широтной зональности, остальные факторы — *азональны*.

При прочих равных условиях можно, однако, устанавливать *горизонтальную ступень изменения мощности* мерзлых толщ (Достовалов, Кудрявцев, 1967). Для равнин (Западная Сибирь, европейская часть России) эта горизонтальная температурная ступень изменяется в интервале 150–250 км на 1 °С. В соответствии с этой ступенью понижение среднегодовых температур горных пород к северу определяет увеличение мощности вечной мерзлоты около 30–35 м в интервале 150–250 км при среднем *геотермическом градиенте* (увеличении температуры с глубиной) 3 °С на 100 м.

Температура воздуха и горных пород понижается с увеличением высоты в горах. Исключением являются районы с инверсией (Алданский район, Забайкалье и др.).

Выделяют два типа высотной поясности: морская и континентальная. Для **высотной поясности морского типа** характерно больше атмосферных осадков, снега и преобладание горных лесов в низко- и среднегорьях и безлесный пояс (альпийский) в высокогорьях. Для **высотной поясности континентального типа** характерны уменьшение атмосферных осадков, безлесные ландшафты, со сменой от пустынных в предгорьях к горно-степным и горно-луговым в среднем и верхнем поясах гор.

На изменение амплитуды колебаний температур и сами температуры горных пород влияет также **секториальность** — изменение природных компонентов и геосистем с удалением от берегов океана к внутренним районам суши по мере изменения соотношения тепла и влаги. Так, на материках в умеренном поясе существуют области морского, умеренно континентального и резко континентального климата, что отражается на различиях в атмосферных осадках, почвах, растительном покрове и, соответственно, на мерзлотных условиях. В частности, с запада на восток прослеживается увеличение **амплитуды сезонных колебаний температур** и сокращение **количества атмосферных осадков**. Уменьшение количества осадков, в частности уменьшение мощности снежного покрова, может привести к понижению температур горных пород.

#### 10.4. Динамика мерзлых толщ

М. И. Сумгин развивал теорию **деградации** (отступления) **вечной мерзлоты**. Он связывал образование вечной мерзлоты с похолоданием во время ледниковой эпохи и считал ее **реликтом** последней. Температурные кривые, соответствующие стационарному, деградационному и аградационному состоянию вечной мерзлоты, приведены на рис. 10.6. Температуры мерзлой толщи, например на деградационной кривой, отклоняются в сторону повышения как сверху (в результате потепления климата, в частности), так и снизу, за счет постоянного теплового потока.

**Деградация многолетнемерзлых пород** (не вечной мерзлоты, охлажденные и морозные породы не «деградируют») — сокращение площади распространения и мощности многолетнемерзлых пород, связанное с изменением климата, условиями теплообмена на поверхности, влиянием деятельности человека. Критерием определения активной деградации являются: увеличение глубины сезонного

протаивания и образование непромерзшего горизонта (*перезимка*) в подошве СТС; формирование нестационарного температурного режима многолетнемерзлых грунтов с отрицательным градиентом температуры пород в слое нулевых годовых амплитуд и в верхних горизонтах вечной мерзлоты; поднятие нижней границы вечной мерзлоты.

*Аградация вечной мерзлоты* — процесс изменения мерзлотных условий, выраженный в увеличении площади распространения, мощности многолетнемерзлых пород и понижении их температуры.

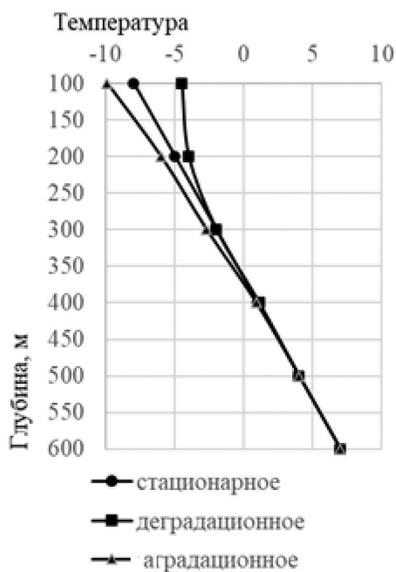


Рис. 10.6. Температурные кривые, соответствующие стационарному, деградационному и аградационному состоянию вечной мерзлоты

# Лекция 11. Пучение, морозобойное растрескивание, криотурбации и морозная сортировка

*Мерзлотные явления и процессы* называются и криогенными, и геокриологическими. Термин «*криогенные процессы*», однако, получил широкое распространение среди геокриологов, поэтому здесь мы пользуемся и им.

*Мерзлотные (криогенные) явления и процессы*, а также *формы* различаются. Процесс, как и явление — это последовательная смена состояний природных объектов. Основное свойство процесса — его протяженность во времени, при этом он может быть не заметен для человека. Явления относительно кратковременны. Явления, в отличие от процессов, можно наблюдать. Следствиями и *мерзлотных процессов*, и *мерзлотных явлений* становятся *мерзлотные формы*. Пример процесса — рост повторно-жильного льда, явления — быстрая солифлюкция или сплывы, формы — булгуннях. Граница между процессами и явлениями, в определенной степени даже формами — условна.

В. В. Докучаев нашел связь почв с климатом, и почвы разделяются на зональные, интразональные и аazonальные. *Зональные почвы (как ландшафты или ПТК)* встречаются в соответствующих климатических поясах. *Природный комплекс* (ПК) — совокупность взаимосвязанных потоками вещества и энергии частей литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. *Природно-территориальный комплекс* (ПТК) — устойчивый набор природных компонентов, который сформировался на определенной территории. Зональные ПК на суше формируются под приоритетным влиянием климата, т. е. обусловлены соотношением тепла и влаги. К таким ПК относятся природные зоны. *Интразональные почвы (также ландшафты или ПТК)* встречаются в виде полос и пятен, пересекающих зональные почвенные пояса. Интразональными считаются природные комплексы, встречающиеся в нескольких природных зонах, но нигде не преобладающие по площади. Примером таких природных комплексов могут служить болота или солончаки. *Аazonальные почвы* не обладают выраженными почвенными горизонтами для классификации в двух других группах. Среди *азональных природных комплексов* есть очень большие по площади (Восточно-Европей-

ская равнина, Тибет, Алтай, Аппалачи) и небольшие — озеро, овраг, склон холма, речная долина.

В отличие от азональных комплексов, которые встречается во всех зонах (заливные луга, долины, склоны и т. д.), интразональные комплексы тесно связаны с определенными зонами. Примеры — солонцы и солончаки в степной и пустынной зонах, сфагновые болота в лесной и тундровой зонах. Распределение вечной мерзлоты аналогично распределению почв и природных комплексов, поскольку мерзлотные процессы и явления контролируются близкими факторами — геологическим строением, геоморфологическими, геоботаническими, гидрогеологическими и гидрологическими особенностями территории.

Мерзлотные процессы, явления и формы развиваются в соответствии с климатической зональностью, высотной поясностью и секториальностью.

## 11.1. Процессы, явления и формы, связанные с промерзанием и оттаиванием

### 11.1.1. Игольчатый лед

*Игольчатый лед* представляет собой удлиненные кристаллы льда, растущие под камнями или напочвенным растительным покровом. Его также называют *ледяной травой*, и даже, не совсем точно, *инеем*. *Иней* образуется из водяного пара, содержащегося в воздухе, на ветвях деревьев, листьях и других предметах в тихую погоду при падении температуры, при этом воздух содержит переохлажденную воду. Иней отличается от *изморози*, образующейся на охлажденных ниже 0 °С, обычно теплопроводных материалах (проводах, искусственных покрытиях, горных породах) из влажного воздуха с положительной температурой. Впрочем, эти термины часто смешивают. *Ледяные цветы* являются вариантом игольчатого льда, хотя так иногда называют *цветы Тундала*.

### 11.1.2. Морозное пучение

Увеличение объема на 9% при переходе жидкой воды на лед неизбежно приводит к *увеличению объема* промерзающей породы, даже без притока воды в область промерзания. Таким образом, образование льда приводит к поднятию вышележащих слоев, которое называется *первичным пучением*. Пучение увеличивается, если есть

приток воды к фронту промерзания. При этом породы обезвоживаются ниже фронта промерзания и происходит их *усадка*.

**Пучением (или морозным, или криогенным пучением) грунтов** называется неравномерное увеличение их объема при промерзании, которое происходит как при переходе части содержащейся в них воды в лед, так и вследствие поступления воды к фронту промерзания извне и ее кристаллизации. Пучение приводит к образованию **бугров пучения** (рис. 11.1).

В засоленных породах пучение меньше, чем в незасоленных породах. В них образуется меньше горизонтальных **ледяных линз**, или **шипиров**, они обычно становятся реже. Это явление использовалось в инженерных целях для уменьшения морозного пучения, но метод не получил широкого распространения из-за относительно быстрого вымывания солей.

Морозное пучение, как и осадка при оттаивании, может происходить в трещиноватых скальных породах. Это создает проблемы для инженеров, которые иногда ошибочно полагают, что трещиноватые скальные породы всегда являются хорошим основанием инженерных сооружений. Замерзая, вода в таких породах может быстро их разрушать. Такое разрушение является формой физического выветривания, которая называется **криогенным выветриванием**. Оно в несколько раз быстрее разрушает породы, чем обычное физическое выветривание.

Заметное пучение наблюдается при медленном промерзании в открытой системе водонасыщенных мелкодисперсных, особенно пылеватых грунтов и близости водоносного горизонта (**миграционный** механизм пучения). Оно бывает связано и с промерзанием водонасыщенных грубодисперсных грунтов в условиях закрытой системы, если возникают значительные напоры грунтовых вод (**инъекционный** механизм пучения). Возможен и смешанный, **инъекционно-сегрегационный** механизм образования бугров пучения, особенно многолетних. При промерзании сезонно-талого слоя пучение обычно происходит в условиях закрытой системы, за возможным исключением подножий склонов. Кроме того, именно неравномерное увеличение объема промерзающих грунтов приводит к выражению этого процесса в рельефе в виде бугров пучения разных размеров. Различают обусловленное сезонным промерзанием грунтов **сезонное пучение**, а также **многолетнее пучение**, связанное с многолетним их промерзанием. Сезонные колебания земной поверхности, обусловленные осенним пучением при промерзании и весенней осадкой при оттаивании грунтов, называют **гидротермическими**.

К основным характеристикам пучения промерзающих грунтов относятся: *величина пучения, модуль пучения, скорость пучения и неравномерность пучения*. Под *величиной пучения* понимается высота поднятия поверхности грунта при промерзании. *Модуль пучения*, или *относительная деформация морозного пучения образца грунта*, определяется как отношение величины пучения к мощности промерзающего слоя грунта. Используют также *степень пучинистости грунта*  $\epsilon_{\text{п}}$ , которую определяют по значению относительной деформации морозного пучения, полученному по результатам испытаний образцов грунта в специальных установках, обеспечивающих вертикальное промораживание образца исследуемого грунта в заданном температурном и влажностном режимах, и измерение перемещений его поверхности.

*Скорость пучения* равна отношению величины пучения промерзающего слоя грунта ко времени промерзания этого слоя. Критерием *неравномерности пучения* грунтов служит *коэффициент неравномерности*, под которым понимается отношение разности величин пучения в двух точках на поверхности к расстоянию между ними.

Деформации и напряжения пучения возрастают при полном водонасыщении с увеличением *дисперсности* грунта. Грунты можно разделить по *степени пучиноопасности (морозоопасности)*, выделяя критический размер частиц грунта. Наибольшему пучению подвержены грунты, дисперсность которых соответствует размерам частиц от 0,05 до 0,005 мм. Согласно В. О. Орлову, все грунты по величине пучения можно расположить в следующий ряд: глины (каолинит в глинистой фракции) > пылеватые грунты > суглинки > супеси > глины (монтмориллонит в глинистой фракции).

Деформации пучения, как правило, возрастают с увеличением начальной *плотности* грунта. Однако увеличение плотности имеет предел, выше которого пучение уменьшается. Этот предел составляет приблизительно 0,8–0,9 от наибольшей плотности при стандартном уплотнении.

При уменьшении *степени водонасыщения* напряжения пучения уменьшаются, что связано с уменьшением миграционных потоков влаги, деформаций пучения и модуля деформации грунта. Выделяют *критерий морозоопасности грунтов по влажности*, т. е. определяется значение влажности, выше которого начинается пучение грунтов. Эта влажность близка к влажности нижнего предела пластичности, однако отмечены случаи заметного развития пучения и при меньшей влажности. Пучение не находится в прямой зависимости от влагосодержания грунтов: с возрастанием последнего интенсив-

ность пучения увеличивается не безгранично, а имеет максимум, называемый *пределом активной влажности*. При влажности, большей этого предела, пучение уменьшается, достигая в конце концов значения объемного расширения воды при кристаллизации.

Пучение активно проявляется в определенных *температурных условиях*. Сегрегационное льдовыделение и пучение максимально при скорости промерзания 0,10–0,13 см/час, при скорости промерзания более 0,2 см/час в большинстве грунтов образуется массивная криогенная текстура. *Оптимальный для развития пучения градиент температуры* составляет 0,1–0,3 град/см.

Уже при небольших *внешних пригрузках* на грунт пучение понижается в результате убывания притока влаги в зону промерзания.



Рис. 11.1. Сегрегационный бугор пучения (литальса) на Югорском полуострове

В случаях близкого залегания к поверхности скальных грунтов пучение приводит к выпучиванию каменного материала — щебня, гальки, валунов — из дисперсных отложений. Подобное происходит и с фундаментами мелкого заложения.

При *многолетнем* промерзании и *пучении* отложений образуются многолетние *сегрегационные бугры*, особенно в местах распространения с поверхности тонкодисперсных грунтов, подстилаемых песками (рис. 11.1).

При этом в закрытых системах, характерных для криолитозоны, возникают *инъекционные* бугры пучения — *булгуньяхи* (рис. 11.2 и 11.3) или гидролакколит, пинго (или *гидростатические пинго*). Образование инъекционных бугров пучения связано, как правило,

с промерзанием несвязных подозерных таликов и возникновением напорных подземных вод; в некоторых случаях они наблюдаются и в сезонно-талом слое. Другой тип инъекционных бугров пучения — *гидролакколиты*, или *булаки*, или *гидродинамические пинго*, которые образуются при инъекциях воды под влиянием гидродинамического напора подземных вод и приурочены к местам их разгрузки (см. лекцию 12).



Рис. 11.2. Булгуннях (пинго) в Центральной Якутии

Пучение наносит значительный ущерб, в частности, автомобильным и железным дорогам.

### 11.1.3. Уплотнение при циклах промерзания и осадка при оттаивании

Современные аллювиальные и дельтовые отложения могут иметь до 90% свободного порового пространства и значительное льдонасыщение. После их оттаивания величина осадки может превышать величину пучения на 20% в первые несколько циклов, что связано с уплотнением отложений.

С деформациями *осадки при протаивании* пород связано опускание поверхности, формирование отрицательных форм рельефа, а также повреждения и разрушения зданий и инженерных сооружений. Осадки обусловлены в первую очередь состоянием мерзлых

пород, которое Н. А. Цытович назвал *недоуплотнением*. Оно связано с малой величиной плотности скелета породы, его распученностью, взрыхленностью вследствие льдонасыщения и содержания ледяных прослоев, способных к вытаяванию, т. е. потенциальной неустойчивостью при фазовом переходе.

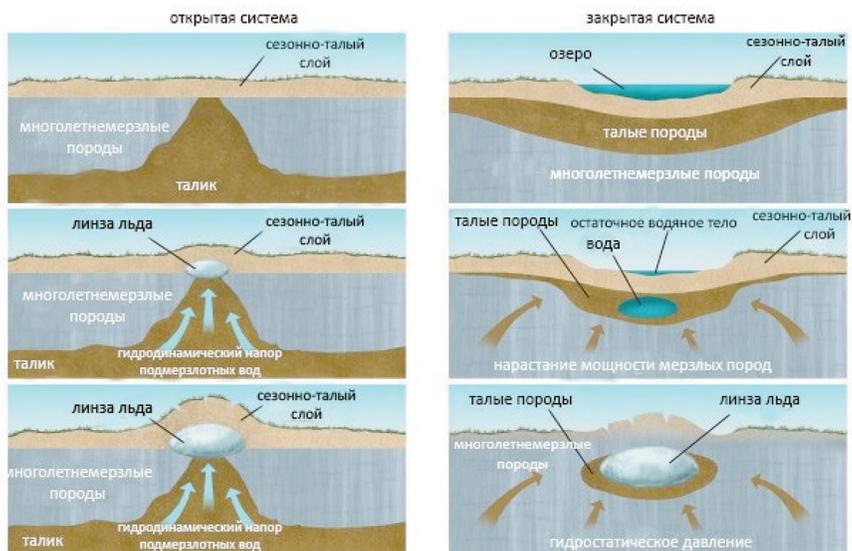


Рис. 11.3. Схема образования инъекционных бугров пучения: слева — открытая система, гидродинамический пинго, или гидролакколит; справа — закрытая система, гидростатический пинго, или булеуньях

Было предложено разделять осадку мерзлых пород на две составляющие: *условную осадку оттаивания* (осадка без нагрузки) и переменную *осадку обжатия*, зависящую от внешнего давления.

Величина осадки  $h_{oc}$  выражается следующим образом:

$$h_{oc} = A \times h + a \times h \times G, \quad (11.1)$$

где  $A$  — коэффициент оттаивания, учитывающий деформации осадки без нагрузки;  $a$  — коэффициент уплотнения, учитывающий деформации осадки под нагрузкой;  $G$  — нагрузка;  $h$  — мощность оттаивающего слоя. Коэффициент оттаивания  $A$  является безразмерной величиной, меньшей 1 и характеризующей степень тепловой осадки при протаивании пород.

В зависимости от состава пород в результате вытаявания *повторно-жильных льдов* образуются *аласы* (на равнинных участках, рис. 11.4) или *байджарахи* (на склонах, рис. 11.5). Общая глубина

тепловой осадки будет определяться глубиной чаши оттаивания с учетом средневзвешенной льдистости оттаивающей толщи.



*Рис. 11.4. Алас (начальная стадия — дюедя) в Центральной Якутии*

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%. В песчано-галечных отложениях прослой льда встречаются редко и связаны обычно с инъекционным льдом. Тепловая осадка в этом случае обычно составляет 3–4 см/м.



*Рис. 11.5. Байджарахи на Таймыре. Фото ФБГУ «Заповедники Таймыра» (<http://taimyrsky.ru/images/2010/160.htm>)*

## 11.2. Процессы и явления, связанные с морозобойным растрескиванием

*Морозобойное растрескивание* представляет собой растрескивание мерзлых пород в результате термического сжатия. Согласно теории Бунге—Леффингвелла, морозобойные трещины вызваны напряжениями, возникающими в массиве мерзлых пород вследствие его сжатия при охлаждении. Считается, что трещины обычно возникают на поверхности и проникают в глубь массива. В плане они выглядят как полигоны (рис. 11.6). Многократное повторение процесса морозобойного трещинообразования приводит к образованию особых форм рельефа — *полигонально-жилльных структур*.



Рис. 11.6. Морозобойные трещины и полигональные формы на Югорском полуострове

Чем больше амплитуда колебаний температуры, тем меньше расстояние между трещинами. Для районов с континентальным климатом характерны размеры сторон полигонов от 0,5–2 до 10–12 м; для менее континентальных условий — 20–40 м, а иногда 50–80 м. При этом в однородных породах образуются *гексагональные* и *ортогональные* системы трещин, в неоднородных — ортогональные. Трещины проникают в мерзлые породы, их глубина может достигать 3–4 м и более. Ширина трещин на поверхности обычно не превышает 5–10 см.

Вода, проникающая в теплое время года в трещину, замерзает в ней, расширяется и образует вертикальную *жилу льда*, а точнее, *ледяной клин*, которая позднее либо полностью вытает (если трещина не проникает ниже летнего оттаивания), либо сохраняется нижней частью в многолетнемерзлой породе.

Морозобойное растрескивание сопровождается образованием полигонально-жильных структур, которые подразделяются на четыре типа: *изначально-грунтовые жилы* (или *грунтовые жилы*), не проникающие ниже активного слоя, *повторно-жильные льды* и *тесселлоны*, растущие в многолетнемерзлой толще, и, наконец, *касты (псевдоморфозы)* по повторно-жильным льдам. Открытые трещины могут быть заполнены любым доступным материалом. *Тесселлоны* могут быть заполнены глинистыми, песчаными, лёссовыми отложениями или каменными фрагментами, а ледяные жилы — это случай, когда наполнение состоит в основном из льда. Термин «тесселлон» (tessellon) был изначально предложен Т. Певе (Pewe, 1969) для обозначения песчаных полигональных жил с характерной вертикальной слоистостью. Известны также переходные формы между ледяными жилами и многоугольниками с различным количеством осадочного материала.

*Первичные жилы* — жилы, образованные морозобойным растрескиванием, в отличие от *вторичных жил*, в которых заполнение проходило в более теплые времена, когда лед разрушался, что приводило к заполнению пространства материалом стенок трещины и накоплением как ветрового, так и/или другого осадочного материала. Возникает при наличии снежного покрова, тающего весной. Если трещины не выходят из слоя сезонного оттаивания, образуются *изначально-грунтовые жилы*, если трещины проникают в мерзлую толщу — *повторно-жильные льды* или *тесселлоны*. В настоящей работе термин «*тесселлон*» будет использоваться для всех типов заполненных различным материалом многолетних жил, чтобы отразить их многоугольную в плане форму, за исключением ледяных жил. Термин «*ледяная жила*» настолько широко используется, что кажется неуместным смущать читателей использованием термина «*ледяной тесселлон*».

Первые — *грунтовые жилы* — образуются под влиянием повторяющегося морозобойного растрескивания пород в пределах слоя сезонного промерзания или сезонного оттаивания; при этом вода, заполняющая элементарную трещину и замерзающая в ней весной, летом оттаивает и замещается породой. На севере они встречаются редко и лишь на участках глубокого протаивания. В южном на-

правлении частота их развития существенно возрастает. Встречаются они и за пределами криолитозоны.

Талая вода весной просачивается в трещины, образовавшиеся зимой, и замерзает там, что приводит к образованию ледяных жил. Это двухслойные структуры. В течение лета верхняя часть в активном слое оттаивает, но нижняя часть сохраняется в вечной мерзлоте. Если зимняя погода достаточно холодная, трещинообразование имеет тенденцию происходить в одном и том же месте в течение следующих зим, хотя фактическое положение трещины может несколько меняться год от года.

Скорость роста ледяных клиньев увеличивается к югу. Растущие ледяные клинья ограничивают тепловое расширение пород в течение лета, в результате механического взаимодействия с вмещающими породами в них образуются выступы («*плечики*», характерные для сингенетических жил), и наблюдается задирание вмещающих отложений вдоль сторон клина, характерны также «*пояски*» в виде сгущений ледяных шлиров, иногда срачивающиеся со льдом у краев ледяных клиньев (рис. 11.7). Формируются грунтовые гребни (*валики*) вдоль сторон поверхности клина, часто с водой, оказавшейся в ловушке между ними, и также в центре многоугольника. Это — «*полигонально-валиковый рельеф*».



Рис. 11.7. Ледяная жила с «плечиками», на которые укладываются «пояски» (более льдистые отложения, сгущение ледяных шлиров). «Пояски» у контакта с жилой заметно изгибаются вверх в левой верхней части ледяной жилы. Центральная Якутия

**Повторно-жильные льды** формируются в многолетнемерзлых породах и являются двухярусными структурами. Верхний ярус — грунтовый — приурочен к слою сезонного оттаивания и обладает многими чертами грунтовых жил. Нижний ярус — ледяная жила — заключен в мерзлой толще. Чем более суровые мерзлотно-температурные условия, в которых развиваются повторно-жильные льды, меньше по мощности слой сезонного оттаивания, тем более редуцирован верхний и развит нижний ярус. Повторно-жильные льды могут образовываться как в сформировавшихся ранее породах в результате увеличения суровости мерзлотно-температурных условий, так и одновременно с накоплением отложений. Первые называются *эпигенетическими*, вторые — *сингенетическими* (рис. 11.8). Последние могут достигать в высоту 40–60 м и более, а в ширину — 6–8 м. Эпигенетические жилы, как правило, не превышают мощности слоя годовых колебаний температур. У сингенетических повторно-жильных льдов по сравнению с эпигенетическими, сформировавшихся в сходных условиях, ледяная часть развита относительно больше, чем грунтовая. Выделяются также *полигенетические* жилы.

В структуре повторно-жильных льдов, как правило, видна вертикальная полосчатость: вертикально ориентированные пузырьки воздуха и включения грунта, по которым возможно выделение *элементарных ледяных жилок*. По их числу можно подсчитать сколько лет «росла» ледяная жила. Обычно это время исчисляется тысячами лет.

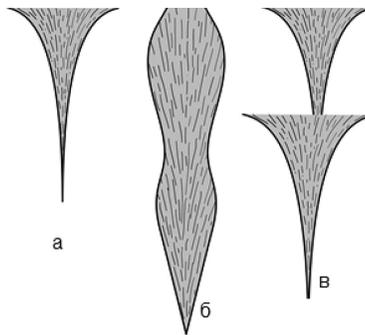


Рис. 11.8. Эпигенетические (а), сингенетические (б) и многоярусные эпигенетические/сингенетические, или полигенетические (в) ледяные жилы

**Тесселлоны** (среди которых преобладают *первично-песчаные жилы*) развиваются преимущественно в районах, где деятельность ветра ведет к переносу гравийно-песчаных частиц и засыпанию их

в морозобойные трещины. Именно поэтому наиболее часто встречающийся тип тесселлонов — песчаные, или первично-песчаные жилы, хотя среди заполнителей встречается глина, гравий и другие разновидности пород. Условия, в которых образуются такие жилы, характеризуются обычно слабым увлажнением поверхности и низкой влажностью отложений в сезонно-талом слое. Многократное повторение процесса приводит к формированию жил разного состава. В пределах России в целом этот тип встречается редко.

**Песчаные тесселлоны** были впервые описаны в Мак-Мердо, Антарктида. В очень холодном, сухом климате трещины образуются, но для заполнения трещин нет источника влаги. Вместо этого эоловый песок заполняет трещины зимой. Трещина узкая и простирается вниз до 6 м в землю.

Трудно бывает найти отличия между *кастами (псевдоморфозами)* по жильным льдам и этими песчаными *тесселлонами*. В песчаных тесселлонах стороны трещин ровные и не имеют признаков нарушения вмещающих отложений, в отличие от ледяных жил.

В Китае были найдены **лессовые тесселлоны**. Поскольку они проникают в коренные породы, их легко распознать, хотя они перекрыты молодым лёссом. **Каменные тесселлоны** похожи на песчаные тесселлоны, но заполнение состоит из мелких фрагментов песчаника или гальки.

**Вторичные жилы** развиваются в двух типах климатических условий. **Касты (псевдоморфозы)** по ледяным жилам формируются, когда первичная ледяная жила оттаивает из-за изменения климата, тогда как грунтовые жилы образуются при заполнении сезонных трещин, которые содержат лед только во время зимнего сезона.

**Касты (псевдоморфозы по повторно-жильным льдам)** образуются при *деградации мерзлых толщ*, либо под влиянием термокарста или термоэрозии (рис. 11.9). Широкое их развитие отмечается за пределами современной криолитозоны: на Украине, в Польше, Чехословакии, Китае.

**Грунтовые жилы** довольно обычны. Морозобойное растрескивание может привести сначала к заполнению их льдом, а потом, при оттаивании льда, летом, поверхностными отложениями, и образованием мелких клиньев, состоящих из этих отложений, называемых *грунтовыми жилами*. Они находятся в слое сезонного оттаивания или в слое сезонного промерзания. Они иногда включают лед в нижней части, но в целом состоят из поверхностного материала. У них отсутствует многолетнемерзлое основание, но образуется сеть, которая иногда легко проявляется на поверхности.



Рис. 11.9. Каст (псевдоморфоза) по повторно-жильному льду в Коннектикуте, США

### 11.3. Морозное выветривание

**Выветривание** — разрушение минералов и горных пород *in situ* физическим, химическим или биологическим путем. Соответственно, различают **физическое**, **химическое** или **биологическое выветривание**. **Морозное измельчение**, род физического выветривания, называемое морозным (**криогенным**) **выветриванием**, относится к процессу уменьшения размера минеральных частиц при промерзании-оттаивании. Вот почему северные районы, точнее, районы с большим числом циклов промерзания, имеют большое количество пылевых частиц.

В. Н. Конищев предложил определять **коэффициент криогенного выветривания (CWI)** на основе отношения содержания кварца и полевого шпата (%) в фракции от 0,05 до 0,01 мм.

**Термомеханическое воздействие** (тепловое расширение и сжатие горных пород) может происходить за счет различий в температурном поле и, как известно, способствует распространению трещин в широком диапазоне глубин.

В результате различий в составе пород, подвергающихся **морозному выветриванию**, появляются столбообразные останцы, иногда огромных размеров, которые называются по-якутски **кигиляхи**.

## 11.4. Криотурбации

В разрезе *сезонно-талого (активного) слоя* часто наблюдаются структуры (рис. 11.10), свидетельствующие о деформации отложений, опрокидывании слоев из-за внедрения одного слоя в другой, или целые блоки осадков, погруженные в нижележащий слой из-за более высокой плотности (*внедрение*). **Криотурбации**, по-другому, **инволюции**, относятся к искаженным и деформированным осадкам, в активном слое в области вечной мерзлоты, хотя сегодня часто находятся в плейстоценовых отложениях Европы. Деформации могут происходить как в мерзлом, так и в оттаявшем состоянии горных пород. Источники деформаций представляют собой два разных типа: движение льда под действием силы тяжести, а также промерзание и пучение, что приводит к расширению объема. Эти две основные причины ответственны за другие механизмы, например возникновение конвекционных ячеек или деформацию, когда немерзлая часть активного слоя зажимается между жестким, мерзлым поверхностным слоем и лежащей ниже вечной мерзлотой. Результаты этих действий могут быть многообразны.



Рис. 11.10. Криотурбации (фото с сайта <https://polarpedia.eu>)

## 11.5. Выпучивание и сортировка материала

**Выпучивание** обычно возникает в активном слое, но может происходить и в сезонно-мерзлом слое (СМС), и в различных отложе-

ниях, и на любой глубине активного слоя. В его результате крупные предметы, находящиеся в горных породах, подверженных пучению, со временем оказываются на поверхности. Русские поморы, посетившие Шпицберген в XVII в., описали эти края в письме к царю как «страну такого холода, где даже мертвые выскакивают из могил».

В районах заметного сезонного промерзания выпучивание приводит к тому, что на полях «растут камни», которые нужно периодически удалять, чтобы поля могли распахиваться. Это приводит к разрушению и выпучиванию систем дренажа, выпучиванию свай, водопропускных труб и фундаментов, опор линий электропередач (рис. 11.11).

Медленно опускающийся фронт промерзания заставляет ледяные линзы развиваться в грунте вокруг верхней части объекта (камня, свай). По мере роста ледяных линз, смерзаясь с ним, они поднимают камень или объект вверх, оставляя полость внизу. Поднятие заканчивается, когда фронт заморозки опускается ниже самой широкой части камня. Во время оттаивания грунт попадает в полость под камнем, тем самым предотвращая опускание объекта при оттаивании и завершая тем самым его восходящее движение.

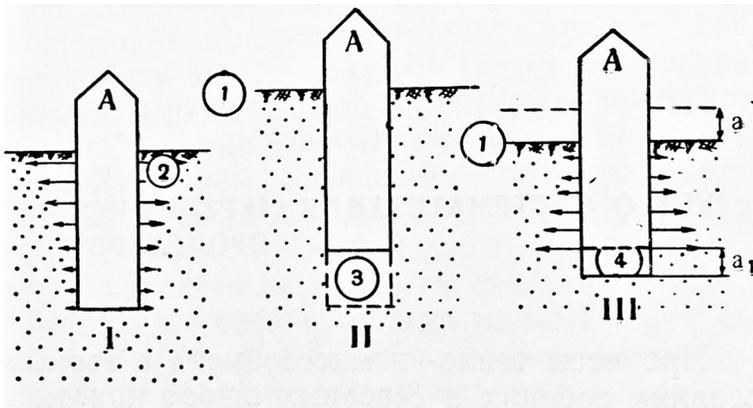


Рис. 11.11. Выпучивание фундаментов при повторном промерзании и оттаивании: А — выпучивающийся фундамент; I, II, III — стадии выпучивания; I — поверхность грунта; 2 — силы смерзания; 3 — пустота под столбом; 4 — частично заполненная полость под столбом (Достовалов, Кудрявцев, 1967)

После нескольких сотен циклов промерзания и протаивания происходит сортировка дисперсных пород по крупности: крупные частицы (более 1–2 мм) перемещаются к источнику охлаждения

и накапливаются в поверхностном слое, а частицы меньшего размера остаются на месте и как бы скапливаются в нижней части слоя.

Именно морозная сортировка создает **структурные грунты**. В центральной части они имеют выпуклую форму поверхности, и влажное суглинистое ядро окружено бордюром из щебня. Диаметр ядра обычно составляет 40–80 см, иногда до 1,5–2 м. Ширина щебнистого бордюра достигает 0,2–0,5 м. Движущийся в результате **солифлюкции** материал на склонах также испытывает сортировку. В результате грубообломочный материал местами образует скопления в виде полос, между которыми находятся суглинистые полосы с включениями дресвы и щебня. Выпучивание и поворачивание приводит к тому, что появляются стоящие на ребре глыбы, которые носят название «**могильных камней**».

## Лекция 12. Бугры пучения

Особенностью областей вечной мерзлоты является наличие бугров, например, *пинго* (рис. 12.1). Они обычно называются буграми пучения, хотя не все возникают в результате собственно морозного пучения. Некоторые из них являются длительно существующими формами ландшафта в стабильных мерзлотных условиях, тогда как другие являются либо нестабильными, либо сезонными. Некоторые появляются за одну зиму, а другие развиваются в течение одного или нескольких веков. Материалом, из которого они сложены, может служить торф, минеральные горные породы или то, и другое, а также лед.



Рис. 12.1. Пинго, или булгуннях, полуостров Тактояктук, на месте термокарстового озера. Трещины и кратер в верхней части пинго возникли из-за растяжения перекрывающих отложений и эрозии. © S. A. Harris

Пинго, как их называли коренные жители арктической части Северной Америки, у нас известны под якутским названием *булгуннях*. Булгунняхы представляют бугры инъекционного типа, образующиеся в термокарстовой депрессии, обычно над *ледовым комплексом*, называемой в Якутии *аласом*. Термокарстовые депрессии называются *хасыреями* в Западной Сибири, где они обычно меньшей глубины из-за отсутствия там ледового комплекса.

### 12.1. Инъекционные бугры

К инъекционным буграм относятся *сезонные бугры*, как правило, возникающие вблизи южной границы южной геокриологиче-

ской зоны, или даже в районах без вечной мерзлоты, а также *многолетние бугры пучения*. Многолетние инъекционные бугры — *пинго (булгунняхы, гидролакколиты)* (рис. 12.1) наиболее выразительны благодаря своим размерам.

### 12.1.1. Булгунняхы и булаки

*Пинго*, или *булгунняхы*, обычно представляют собой крупные куполообразные бугры, имеющие ледяные ядра, возникшие в результате внедрения воды из-за гидростатического (локального давления в воде) или гидравлического (давления потока воды) давления снизу (рис. 12.1). Последние называют также *гидролакколитами (булаками)*. Если рост будет слишком быстрым, бугор может взорваться, выбросив глыбы мерзлой породы и льда по окрестностям.

#### 12.1.1.1. Булгунняхы, или гидростатические пинго

*Булгунняхы*, или *гидростатические*, или *закрыто-системные пинго*, называются также *пинго типа Маккензи*, поскольку они были детально изучены в дельте Маккензи Дж. Р. Маккеем. Они являются результатом промерзания водоносного горизонта в закрытой системе, создающего гидростатическое давление при расширении воды при замерзании. В конечном итоге это давление превышает бытовое давление, что приводит к поднятию отложений. Высота таких бугров может достигать более 60 м, диаметр превышает 250 м. Булгунняхы встречаются на дне промерзающих хасыреев в Западной Сибири и аласов в Якутии.

#### 12.1.1.2. Гидролакколиты (гидравлические пинго), или булаки

*Гидролакколиты*, или *гидравлические*, или *открыто-системные пинго*, также называются *восточно-гренландские пинго*, согласно названию того района, где они часто встречаются. В России их правильнее называть, как зовут в Забайкалье такие бугры, по-тюркски, *булаки* (рис. 12.2).

Они представляют собой бугры в областях прерывистой мерзлоты, где подземные воды через трещины или ослабленные зоны в вечной мерзлоте, или талики на водоразделах или возвышенностях разгружаются в долинах. Это сопровождается восходящим движением вод и возникновением инъекций в мерзлых породах в зоне разгрузки.



Рис. 12.2. «Авдейский булгуннях» — булак в Центральном Забайкалье. Высота около 10 м, диаметр — 100 м (<http://www.zaroved.net/media/mtree/images/listings/m/24670.jpg>)

### 12.1.2. Осциллирующие инъекционные бугры

Места разгрузки подземных вод на поверхности могут менять положение, и в зимний период после промерзания активного слоя образуются сезонные бугры пучения. Их лучше называть *сезонно-многолетними буграми*, или *осциллирующими буграми*.

Они представляют собой низкие сезонные бугры с ледяным ядром, часто под органоминеральным слоем почвы, развивающиеся в слое сезонного протаивания или в кровле мерзлоты. Летом они разрушаются, а зимой снова появляются, в другом месте.

### 12.1.3. Наледные бугры



Рис. 12.3. Наледный бугор, сформировавшийся из вод слоя сезонного оттаивания на морской косе в п. Амдерма, Югорский п-ов. © Ю. Б. Шешин

**Наледные бугры** являются результатом замерзания поверхностных вод над активным слоем (рис. 12.3). При этом их ледяное ядро разрушается при оттаивании, а минеральные или органические отложения надо льдом отсутствуют. Они могут быть до 4 м в высоту и 30 м в диаметре. Они являются индикаторами выхода подземных вод в активном слое в течение зимы и широко распространены. Они могут быть связаны с наледями, однако не всегда.

#### 12.1.4. Газодинамические бугры пучения

Если содержание воздуха высокое, как это имеет место в случае метаногенеза в водонасыщенных отложениях, бугор при образовании может взорваться. Возможным современным примером такого взрыва является кратер диаметром около 20 м и глубиной больше 50 м на полуострове Ямал (рис. 12.4), хотя, возможно, в его образовании сыграли роль газовые гидраты.



Рис. 12.4. Ямальский кратер. Фото с сайта Российского центра освоения Арктики (<https://www.angi.ru/>)

Такие образования, по предложению В. И. Богоявленского, можно назвать **буграми газодинамического пучения**.

### 12.2. Сегрегационные (миграционные) бугры

К **сегрегационным**, или **миграционным**, **буграм** относят **пальсы** и **литальсы**, у которых мерзлое ядро состоит из слоев сегрегационного льда, чередующихся соответственно с торфом (в пальсах) или

минеральными отложениями (в литальсах) (рис. 11.1). Такие бугры образуются преимущественно путем миграции воды к фронту промерзания. В России такие формы называют, как правило, *буграми пучения*.

### 12.2.1. Пальсы

Термин *пальса* является финно-скандинавским и употребляется для торфяных бугров пучения, встречающихся в болотах в Финляндии (рис. 12.5 и 12.6).



Рис. 12.5. Пальса в Северной Норвегии. © А Neumann

Отличие *литальс* от пальс основано на том, что для их формирования требуются более холодные и более сухие условия, и они возникают в минеральных отложениях.

Считается, что пальсы растут до тех пор, пока ледяное ядро не войдет в минеральный субстрат (рис. 12.6).

### 12.2.2. Литальсы

*Литальсы* — это многолетние бугры пучения, состоящие из ядра сегрегационного льда и содержащие небольшой органический слой (менее 15 см) над минеральными отложениями. Литальсы были описаны в южной части Юкона, на Северо-Западных территориях, у Гудзонова залива, на склонах Цинхай-Тибетского плато и в других районах. Бугры диаметром около 180 м и высотой до 12,8 м.

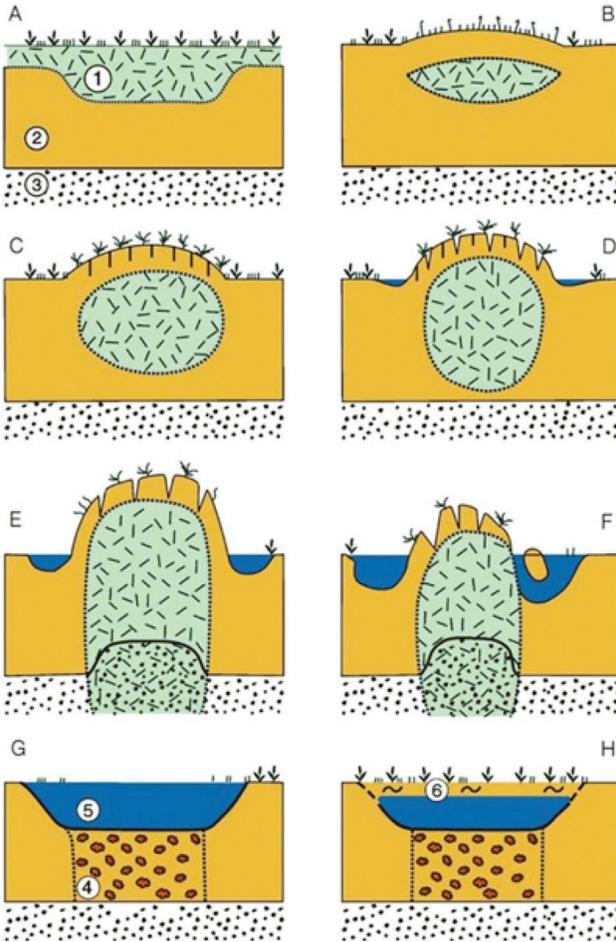


Рис. 12.6. Модель образования мерзлого ядра (1) пальсы в торфе (2) с глинистым субстратом (3). А — начало сезона таяния; В — конец первого сезона таяния; С — зарождающаяся пальса; D — молодая пальса; E — зрелая пальса; F — старая распадающаяся пальса, окруженная водой; G — полностью оттаявшая пальса, создающая пруд на болоте (5). Оттаявший торф разлагается (4). H — образование нового торфа (6) (по Seppälä)

### 12.2.3. Кочки и туфуры

**Криогенные земляные кочки** можно определить как бугры диаметром до 2 м и высотой до 1 м, в которых не происходит смешения или циркуляционного движения материала внутри них (рис. 12.7).



Рис. 12.7. Криогенные земляные кочки в Хосвгуле, к югу от оз. Байкал, Монголия. © S. A. Harris (Харрис и др., 2020)

Они являются формами рельефа, образованными сезонным промерзанием активного слоя над кровлей многолетнемерзлых пород.

### 12.2.3.1. Осциллирующие кочки

*Осциллирующие кочки* представляют собой низкие холмики в слое сезонного оттаивания высотой от 20 см до 1 м с диаметром основания от 50 до 150 см, но с выположенными склонами.

Название этих форм связано с тем, что они сначала растут за счет промерзания и пучения до тех пор, пока не произойдет пожар или какое-либо другое нарушение, уничтожающее растительность, после чего они разрушаются. Они встречаются на влажных участках в Центральной Азии, Китае, в Скалистых горах, а также на Арктическом побережье.

### 12.2.3.2. Туфуры

*Туфуры* — мелкие (0,25–0,5 м) бугры продолговатой формы, встречающиеся вне криолитозоны. Они обычны на вулканической тefре в Исландии (рис. 12.8), Гренландии, Хоккайдо, Новой Зеландии.

Они имеют сходный размер с осциллирующими земляными кочками. В них наблюдается утолщение илистых прослоев под кочкой. Считается, что его причиной является движение воды к фронту промерзания, несущей с собой более мелкие частицы.



*Рис. 12.8. Туфуры в Исландии. © R. Richter*

#### **12.2.4. Шнурковые болота**

*Шнурковые болота* — торфяные болота с узором из удлиненных гряд (рис. 12.9). Торфяные гребни, как правило, промерзают раньше остальных форм ландшафта из-за воздействия температурной сдвижки.



Рис. 12.9. Шнурковое болото (<https://wikidocumentaries-demo.wmflabs.org/Q3199193?language=en>)

### 12.2.5. Пуны

**Пуна** — финское слово для небольшой земляной кочки, состоящей из торфяных и/или минеральных отложений. Это кочки высотой до 1,2 м, но менее 2 м шириной, имеют характерный вид «всклокоченной шевелюры» (рис. 12.10). Они имеют вертикальные бока и покрыты растительностью, отличаются от пальс размерами и формой. Около 60% исследованных пун находятся в многолетне-мерзлом состоянии.



Рис. 12.10. Пуна. © P. Nohta

## Лекция 13. Подземные льды и наледи

Вдоль Арктического побережья России вследствие абразии обнажаются мощные горизонты **пластовых и повторно-жильных льдов**, которые перекрываются ледниковыми или другими более молодыми отложениями (рис. 13.1). Иногда эти залежи имеют складчатую структуру, а также признаки надвигов. **Пластовые льды** (рис. 13.2) имеют, по-видимому, разное происхождение.



*Рис. 13.1. Разрушающиеся повторно-жильные льды с ретрогрессивными оплывинами при оттаивании, Мамонтова гора, Якутия*



*Рис. 13.2. Пластовые льды в термоабразионном цирке в 5 км к востоку от п. Амдерма. Стенка северо-восточной экспозиции высотой 4–5 м.  
Фото Н. Б. Нестеровой*

Тип крупных залежей подземного льда, называемый *эдома*, или *ледовый комплекс*, встречается в Центральной Якутии (рис. 9.6), вдоль Арктического побережья России, например в районе дельты Лены и в неледниковых частях Северной Аляски. Он состоит из ледяных жил, которые образовались в неледниковых районах во время ледниковых событий.

Ледяные образования, называемые *наледями*, или *тарынами* в России, или *айфеями*, развиваются зимой в речных долинах, преимущественно в районах прерывистого распространения вечной мерзлоты (рис. 13.3).



Рис. 13.3. Наледь, или тарын, р. Артык, Якутия.  
© В. В. Самсонова (на снимке слева)

### 13.1. Пластовые льды

*Пластовые льды* по форме представляют собой вытянутый горизонт. Мощность изменяется от первых десятков сантиметров до 40 м и более, а по простираию они составляют от нескольких квадратных метров до нескольких квадратных километров. Связь с криогенным строением вмещающих отложений иногда отсутствует, а в других случаях хорошо выражена. Встречается не только чистый лед, но и ледогрунтовые тела, со слоистостью, причем слои иногда смяты в складки, иногда почти *изоклиального типа* (рис. 13.4).



*Рис. 13.4. Залежь пластового льда, состоящая из горизонтальных участков и диапировых внедрений, секущих клиновидных и трещинных форм, мыс Марре-Сале, Западный Ямал, 2012 г.*

Пластовые льды обычно принято определять как сегрегационные, инъекционные, повторно-инъекционные, погребенные ледниковые, т. е. считать льды в залежи гомогенными. Лед залежей разнообразен по текстуре и структуре, нередко содержит минеральные включения. Лед сильно деформирован, встречается большое количество воздушных включений, напоминающих в большей степени *глетчерный лед*.

В результате исследований выделились три процесса, формирующих такие залежи: 1) погребение ледяных тел разного происхождения, сформировавшихся изначально в субэаральных условиях; 2) миграция воды к фронту промерзания или в область более низких температур, т. е. сегрегация; 3) выделение объемов свободной воды, их промерзание и инъекции.

Наиболее распространена гипотеза *внутригрунтового* происхождения пластовых льдов при миграции воды (сегрегационный механизм) или за счет замерзания внедряющейся в мерзлые породы воды (инъекционный механизм). Немало сторонников у гипотезы происхождения пластовых льдов путем погребения поверхностных льдов (ледников, айсбергов, морского и других льдов) осадочными толщами.

Пластовые льды обнаружены в четвертичных отложениях разного возраста (от среднего неоплейстоцена до голоцена) и генезиса (морские, прибрежно-морские, ледниковые и реже — озерные, аллювиальные).

### 13.2. Повторно-жильные льды

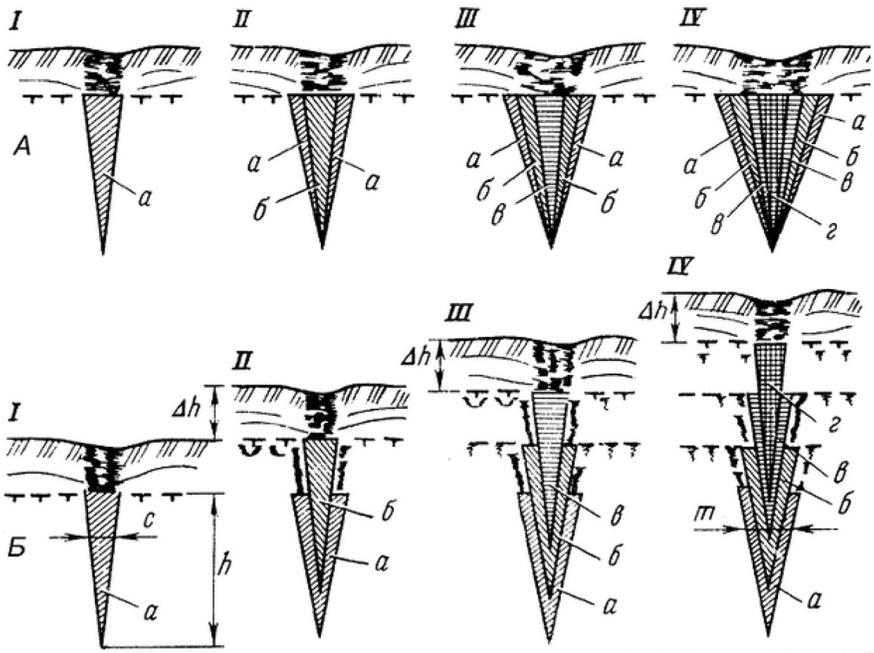


Рис. 13.5. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б. Н. Достовалову): I–IV — последовательные стадии роста жил,  $a$ – $г$  — ежегодный прирост жилы;  $\Delta h$  — мощность накапливающегося за год слоя,  $h$  и  $с$  — высота и ширина элементарной жилки,  $т$  — общая ширина клина

Повторно-жильные льды (рис. 13.5) образуются в результате повторяющегося растрескивания и заполнения трещин льдом на

периодически покрывающихся водой преимущественно супесчано-суглинистых и торфянистых участках аккумулятивного рельефа (речные долины, озерные котловины) при среднегодовых температурах ниже  $-3^{\circ}\text{C}$ .

Выделяются *три типа морозобойного растрескивания*: *южный* (высокотемпературный), если трещины находятся в пределах слоя сезонного оттаивания или промерзания и не проникают в мерзлую толщу; *переходный* (умеренно-холодный), когда трещина образуется в промерзшей части слоя сезонного оттаивания, а затем по мере зимнего охлаждения массива проникает в верхние слои мерзлой толщи; *северный* (низкотемпературный), трещина возникает и проникает сразу в мерзлую толщу после того, когда слой сезонного оттаивания полностью промерз, а верхние слои мерзлой толщи охлаждены (рис. 13.6).

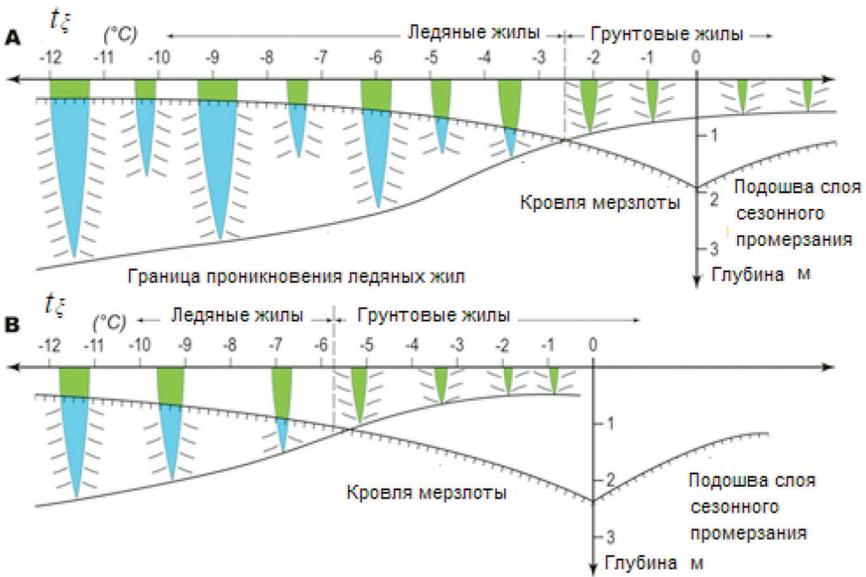


Рис. 13.6. Связь между грунтовыми и ледяными жилами и среднегодовой температурой горных пород ( $t_{\xi}$ ) для: А — глинистых отложений; В — песка и гравия (по Н. Н. Романовскому, 1993)

Ледяные жилы большой мощности, в несколько метров, в основном встречаются вдоль Арктического побережья России и Якутии.

### 13.3. Наледи

**Наледи** — образования льда пластовой формы, состоящей из последовательных слоев за счет намерзания воды зимой, как правило, в поймах или в долинах, а также на склонах.

Наледи образуются за счет различных вод: подземных, речных, озерных. Причиной излияния вод на поверхность обычно служит повышение напора в результате промерзания водоносных горизонтов в СТС или таликах. Вода продолжает разливаться в течение зимы, и к ее концу наледь может быть мощностью 6 м и больше. Вблизи напорно-фильтрационных таликов обычно формируются крупные и гигантские наледи (рис. 13.7).

Разделяют наледи на **наземные**, речные и наледи **высачивания**, исходя из того, поступает ли вода из наземных просачиваний, реки или подземных вод. Различаются наледи **однолетние**, которые полностью оттаивают к концу лета, и **многолетние**. Наледи, от которых к концу лета остаются небольшие линзы, называются **летующими**.

Наледи обычно формируются в одном и том же месте каждый год.



Рис. 13.7. Гигантская наледь в Якутии (<https://geographyofrussia.com/merzlotnye-formy-relefa/>)

Размеры наледей зависят от источников их питания: очень малые наледи образуются за счет вод сезонно-талого слоя, а крупные и гигантские (по-якутски называемые **тарынами**) — за счет под-

земных вод глубокого подмерзлотного стока или вод смешанного глубокого и подмерзлотного стока. Большинство малых наледей образуются за счет вод СТС. Наледи могут образовывать **наледные поляны** и значительно меняют характер растительности.

На основании материалов, полученных при изучении наледей, В. Г. Петров предложил устраивать для защиты дорог так называемые «**мерзлотные пояса**», которые представляют собою подобие мелких канав. Для этого было достаточно на некотором расстоянии от дороги расчистить от растительности и слегка углубить, а затем и прочищать зимой от снега полосу земли в 6–10 м ширины. Под канавой появляется мерзлая перемычка, соединяющаяся с вечной мерзлотой и преграждающая путь воде.

# Лекция 14. Структурные грунты и склоновые процессы

## 14.1. Структурные грунты

Термин «*структурные грунты*» относится к расположению камней или нарушениям в растительном покрове, которые создают структуры на поверхности земли, возникающие в результате конвекции в активном или в сезонно-мерзлом слое из-за промерзания и оттаивания (рис. 14.1).



*Рис. 14.1. Сортированные каменные круги диаметром 2–3 м с границами из гравия высотой около 0,25 м на северо-западе Шницбергена. © В. Hallet*

Структурные грунты могут иметь различные размеры: микроформы, состоящие из кругов или многоугольников диаметром менее 1 м, встречаются в районах с сезонным промерзанием, в то время как макроформы (шириной 2–50 м) обнаруживаются в районах распространения вечной мерзлоты. Выделяются обычно круги и многоугольники, которые образованы на плоских поверхностях. Эти структуры превращаются в сети, а затем в ступени или полосы по мере увеличения наклона. Отложения, как правило, имеют сортировку, более крупный материал накапливается по краю окружностей, полигонов или сеток.

Образование этих форм связано с промерзанием. Чем интенсивнее и длительнее промерзание, тем более вероятно развитие

таких форм. Другим фактором является присутствие достаточного количества воды в верхнем горизонте горных пород.

Этот тип структурных грунтов возникает при сезонном движении конвективного типа в результате промерзания и оттаивания либо в активном слое (СТС), либо в сезонно-мерзлом слое (СМС). Они плохо сортированы и разделяются на многолетние *грязевые фурункулы*, или *грязевые пятна-медальоны*, *морозные фурункулы*, или *морозные пятна-медальоны*. Название «*пятна-медальоны*» — традиционное в русской литературе — удачно отражает их явление на поверхности.

*Грязевые фурункулы*, или *грязевые пятна-медальоны*, состоят из изометрических пятен открытого грунта в районах с тундровой растительностью, где на поверхность выходят и растекаются по ней глинистые отложения в текучем состоянии из-за высокой влажности (рис. 14.2 и 14.3).

*Морозные фурункулы*, или *морозные пятна-медальоны*, в отличие от грязевых фурункулов, представляют собой обычно однократное внедрение материала из-за разности плотности (*диапир*).



Рис. 14.2. Пятна-медальоны (арктические грязевые фурункулы) на побережье моря Бофорта, Аляска. © Arctic Geobotany Center

Общая схема образования грязевых фурункулов (пятен-медальонов) представлена на рис. 14.3.

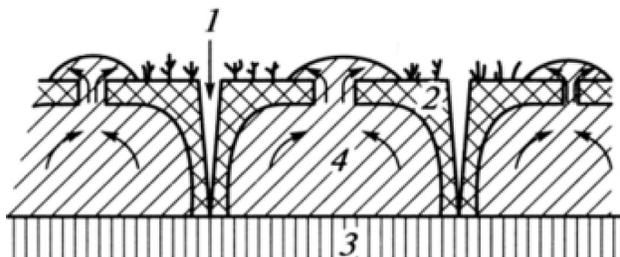


Рис. 14.3. Образование грязевых фурункулов (пятен-медальонов) (Достовалов, Кудрявцев, 1967): 1 — морозобойная трещина в сезонно-талом слое; 2 — промерзающие отложения; 3 — вечная мерзлота; 4 — водонасыщенные глинистые отложения

Криогенные **сортированные структурные грунты** — явление, где есть четкое разделение или сортировка крупных обломков, окружающих мелкозернистую массу отложений. Каменные обломки переносятся вверх на поверхность, а затем перемещаются к периферии, где они накапливаются (рис. 14.1). На склонах отдельные полосы отложений перемещаются по спирали. Сортированные кольца и сортированные многоугольники (полигоны) формируются на горизонтальных поверхностях, но становятся удлинненными вниз по склону.

В сортированных кольцах (рис. 14.1) движение происходит в основном летом. Циркуляция материала распространяется до кровли вечной мерзлоты. Когда центры конвекции взаимодействуют, многие кольца становятся искаженными, образуя криогенные сортированные полигоны с 4–5 прямыми сторонами. Когда они возникают на склонах, полигоны образуют **сети и сортированные полосы**.

В районах с осадками, включающими отдельные крупные глыбы, можно найти так называемые **каменные ямы** (рис. 14.4).

Они представляют собой ямы, наполненные большими камнями, разделенные сортированной границей от окружающих отложений. Они встречаются в областях, которые подвергаются циклам промерзания-оттаивания с температурами поверхности ниже  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$  и где отложения имеют высокое содержание влаги.

## 14.2. Склоновые процессы

**Склоновые**, или **гравитационные, процессы** — название, данное процессам, связанным с движением отложений под действием силы тяжести.



*Рис. 14.4. Каменная яма в Швейцарских Альпах, заметьте знаки сортировки, образующие каменные ступени. © S. A. Harris*

Во время оттаивания активного слоя сверху высокое содержание воды вблизи кровли мерзлоты может действовать в качестве смазки в плоскости скольжения (рис. 14.5).



*Рис. 14.5. Солифлюкция (гелифлюкция) на склонах, Югорский полуостров*

Мы рассмотрим *солифлюкцию* и *крип*, которые относятся к *медленным потокам*, *быстрым потокам* и *оползням*. Оползни представляют собой случай, когда отложения, в той или иной степени ненарушенные, двигаются над неподвижной поверхностью. В *потоках* отложения двигаются быстрее, с уменьшением скорости с глубиной — до глубины, где движения вовсе не происходит (случай *вязкого течения*).

Медленные потоки являются результатом о длительного движения льдистых отложений вниз по склону или состоят из прерывистых небольших движений поверхностных слоев. Их скорость обычно менее 1 м в год.

*Крип* — медленная деформация, которая возникает в результате действия нагрузки, слишком малой для возникновения разрушения в материале. *Криогенным крипом* можно назвать движение отложений вниз по склону, обусловленное периодическим промерзанием и протаиванием, которые приводят к изменениям объема материала. Образование льда и пучение заставляют часть отложений подниматься нормально к склону, в то время как плавление приводит к тому, что поднятые слои отложений стремятся двигаться вертикально вниз по склону под действием силы тяжести.

Движение по склону в результате колебаний температуры и термического расширения-сжатия можно называть *термогенным крипом*. Можно, вероятно, выделять, по аналогии с термогенным крипом, также и *гидрогенный крип*, возникающий при изменении влажности отложений и соответственных изменениях их объема. Величина крипа мала, от нескольких миллиметров до около 40 см в год.

Термин «*солифлюкция*» был предложен для движения насыщенных водой отложений, медленно стекающих по склону. Был также предложен термин «*гелифлюкция*» для течения материала на мерзлом основании, чтобы отделить этот процесс от протекающего по немерзшему, относительно водонепроницаемому слою отложений или скальному основанию (рис. 14.6).

Проводится различие между *медленной гелифлюкцией* ( $< 1$  м/год) и *быстрой гелифлюкцией* ( $> 1$  м/год), а также соответственно солифлюкцией. Гелифлюкция и солифлюкция могут начинаться на склонах при температуре около  $+2$  °С.

Медленная гелифлюкция (солифлюкция) бывает *аморфной* (пластично-вязкое течение отложений, без разрушения растительного покрова) и *структурной* (рис. 14.6). Структурная гелифлюкция развивается на поверхности с несплошным травянисто-мохо-

вым покровом. В результате гelifлюкции образуются *гelifлюкционные* (солифлюкционные) *террасы и покровы*.



Рис. 14.6. Структурная гelifлюкция, Югорский полуостров

Там, где крупный валун примерзает к подстилающей вечной мерзлоте, он действует как барьер, временно препятствующий гelifлюкции (рис. 14.7). Поэтому такие валуны называются *тормозящими валунами*. В тех случаях, когда крупные блоки породы находятся в активном слое, испытывающем промерзание, пучение, а также гelifлюкцию, они имеют тенденцию двигаться вниз, выталкивая отложения впереди себя. Эти *пашущие валуны* оставляют углубление на поверхности позади них (рис. 14.8).



Рис. 14.7. Тормозящий валун — большой камень примерз к кровле вечной мерзлоты и препятствует течению поверхностного слоя. © S. A. Harris



Рис. 14.8. Пашущий валун в оттаивающем снеге, Джаспер, Канада.  
© S. A. Harris

Быстрые потоки, такие как *сели* (**обломочные потоки**), встречаются в условиях, когда происходит накопление отложений на склоне, который периодически насыщается водой, обычно после сильных дождей. **Снежные лавины** имеют много общего с описываемыми процессами, но здесь не рассматриваются.

**Обломочный поток**, или *сель*, — процесс внезапного, быстрого течения обломков горных пород по склону с формированием конуса выноса у основания склона. Его также можно называть **грязевым потоком**, если материал мелкозернистый. Хотя большинство исследований обломочных потоков (селей) было проведено в районах вне зоны распространения многолетнемерзлых пород, грязевые потоки встречаются в криолитозоне (рис. 14.9).

Сели способны переносить большие валуны, а в целом отложения селей плохо сортированы. Движение может продолжаться даже на склонах крутизной менее  $2^\circ$ .

**Оползни** представляют собой явления, при которых часть отложений перемещается вниз по склону на определенном участке, но остается практически неповрежденной

Явление, которое состоит из обломков скальных пород, образовавшихся из-за разрушения скалы во время падения вниз, как и соответствующий процесс, называется **обвалом**, или камнепадом.

Если в оползне имеется более одной плоскости движения, то его также называют **оплывиной**. Такие формы обычны для криолитозоны. В пылеватых и глинистых отложениях, как правило, имеется высокое содержание льда, и они легко оползают при оттаивании.

Поэтому **криогенные оползни** — довольно частое явление. Крупно-обломочные отложения также склонны к скольжению вдоль кровли коренных пород.



*Рис. 14.9. Грязевой поток в Центральной Якутии*

**Срывы и сплывы активного слоя** (рис. 14.10) состоят из массы отложений на склоне, которые отделяются от окружающих отложений на его подошве и потом скользят вниз по неподвижной мерзлой кровле. Причиной движения является скопление воды в слое непосредственно над мерзлыми породами.



*Рис. 14.10. Сплывы активного слоя, Югорский полуостров*

Ретрогрессивные оплывины при оттаивании представляют собой сложные криогенные явления (рис. 14.11). Во-первых, существует субвертикальная стенка, состоящая из активного слоя и льдистой вечной мерзлоты. Во-вторых, ниже находится склон. В-третьих, еще ниже находится относительно пологое дно, состоящее из образующихся отложений. Эти явления также называются **термоцирками** из-за их характерной формы.



Рис. 14.11. Ретрогрессивные оплывины при оттаивании ледового комплекса у р. Алдан в Центральной Якутии

М. О. Лейбман и В. В. Куницкий предлагают называть рассматриваемый процесс **термоденудацией**. Учитывая, что на склонах развиваются не только ретрогрессивные оплывины, но одновременно и ряд других процессов (рис. 14.12), употребление этого термина оправдано.

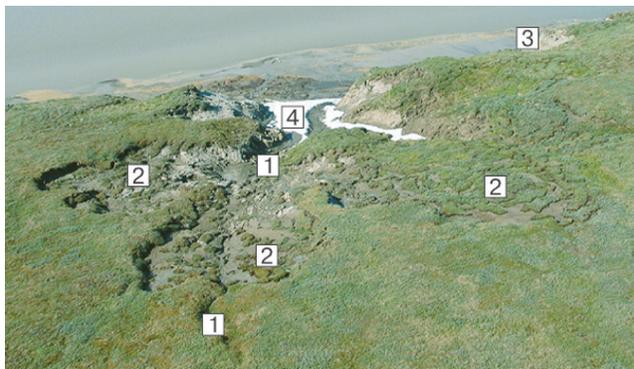


Рис. 14.12. Комплекс процессов разрушения берегов, фото М. О. Лейбман: 1 — термоэрозия; 2 — криогенное оползание; 3 — термоабразия; 4 — нивация

### 14.3. Каменные поля, курумы и каменные глетчеры

Крупнообломочный материал нередко накапливается на склонах и у подножий гор. Это может быть вызвано морозным пучением. Морозобойное растрескивание также создает глыбы, которые отделяются от массива.

Обломочный материал может накапливаться на плоских или наклонных поверхностях. Межблоковое пространство позволяет накопить большое количество льда, что может привести к образованию на склонах *каменных глетчеров* (рис. 14.13).

*Блоковые (каменные) поля* состоят из крупных обломков разрушенной породы, распределенной по относительно плоской поверхности, обычно плато.

*Блоковые склоны, каменные осыпи или осыпные склоны* — это скопления крупнообломочных отложений на склонах, более крутых, чем  $10^\circ$ , обычно у подножия скальных уступов. Термин «*осыпь*» используется для самого материала, слагающего эти формы рельефа.

*Каменный глетчер* определяется как языкоподобное или лестообразное тело, состоящее из угловатых глыб и льда, которое напоминает ледник. Эти тела движутся вниз в значительной степени за счет деформации льда, находящегося между обломками (рис. 14.13).



Рис. 14.13. Каменный глетчер выходит из цирка в Швейцарских Альпах. Обратите внимание на поперечные гребни сжатия-расширения в форме языка, а также конусы осыпи справа от каменного глетчера. © S. A. Harris

Они разделяются на две формы: языковые каменные глетчеры, сформированные ниже цирков, и лепестковые каменные глетчеры, сформированные под осыпными склонами. Все типы каменных глетчеров могут быть активными, неактивными или реликтовыми. Активные продолжают двигаться вперед со скоростью до 14 м/год, при этом обломки цементируются льдом. Реликтовые ледниковые глетчеры недостаточно выделяются в рельефе, и отдельные глыбы обычно имеют лишайники, растущие на их устойчивых верхних поверхностях. Неактивные каменные глетчеры — это каменные глетчеры с содержанием льда менее чем 40%, что не позволяет покровному льду течь.

**Курумы**, или криогенные глыбовые потоки, — потоки крупнообломочного материала, глыб горных пород на склонах, напоминающие русловые отложения, обычно в пологих долинах или в относительных понижениях (рис. 14.14). Ежегодное движение отдельных блоков горных пород до 120 см, хотя среднее движение курумов составляет около 20 см/год. Курумы могут быть активными или *реликтовыми*.

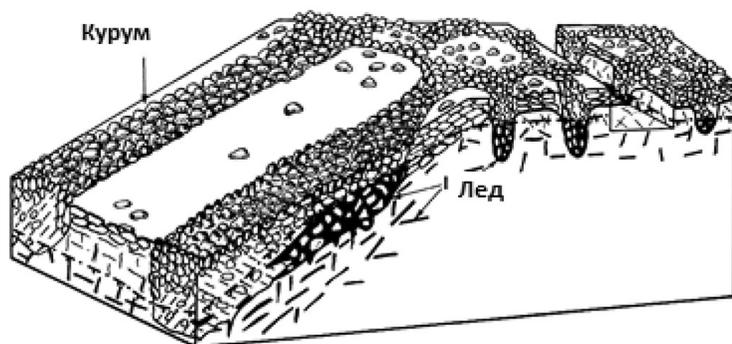


Рис. 14.14. Строение активного курума на вечной мерзлоте (ее граница показана прерывистой линией) в Якутии. Рисунок А. И. Тюрина (1979)

Накопление воды в курумах в виде льда приводит к пучению, что соответствует расширению при фазовом переходе вода — лед. Давление, создаваемое кристаллизацией льда, заставляет глыбы раздвигаться. **Криогенный крип** блоков горных пород приводит к перемещению их как отдельных частей вниз по склону.



*Рис. 14.15. Активный динамический курум, Югорский полуостров*

# Лекция 15. Термокарст, термоэрозия и термоабразия

## 15.1. Термокарст

Термин «*термокарст*» используется для описания процесса разрушения рельефа, образованного таянием и разрушением подземного льда. Термокарстовые явления занимают до 40% ландшафта в Сибири.



*Рис. 15.1. Береговая абразия (термоабразия), вызванная оттаиванием ледяных жил в Северной Якутии (район Тикси). Ледяной уступ отступает на несколько метров в год, в результате отложения стекают вниз по склону и возникают ретрогрессивные оплывины при оттаивании.*

*Фото А. А. Чжана*

**Термоэрозия** относится к эрозии льдистых многолетнемерзлых пород за счет термического и механического одновременных воздействий движущейся воды. Она частично включает в себя термокарст, но с дополнительным эффектом механического воздействия воды.

Необходимы **три условия для развития термокарста**. Во-первых, под кровлей вечной мерзлоты должен быть подземный лед. Чем

больше льда на единицу объема, тем более впечатляющими будут изменения в ландшафте. *Во-вторых*, глубина оттаивания должна опускаться в верхние льдистые слои вечной мерзлоты. *В-третьих*, должно быть выделение талой воды, которая может либо выйти на поверхность, образуя мелкие болота или озера, либо поступить в подземные воды или уйти в речные долины.

Начавшееся оттаивание часто трудно остановить, когда вода появляется на поверхности. Это было названо *саморазвивающимся термокарстом*.

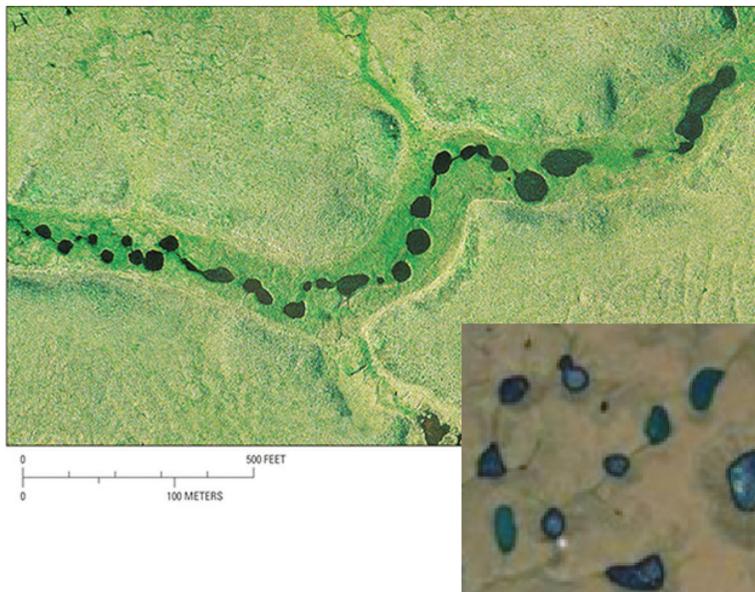
При деградации ледяных жил вышележащий грунт обрушается, образуя термокарстовые бугры, которые называются *байджарахи* (рис. 15.2).



Рис. 15.2. Байджарахи на правом берегу р. Лены, Центральная Якутия

*Бисерные*, или *четковидные, русла* появляются в виде бусинообразных расширений потоков, рассеянных на близких, но нерегулярных расстояниях вдоль водного потока (ручья или реки) (рис. 15.3). Они считаются примером деградации ледяных жил, хотя были мнения об их происхождении, связанные с гидродинамикой и прочностью мерзлых берегов.

*Термокарстовые озера* — это, как правило, небольшие озера (рис. 15.4), занимающие замкнутую впадину в районах вечной мерзлоты в результате оттаивания подземного льда. Под озером развивается талик.



*Рис. 15.3. Четковидное русло на Аляске (© М. Т. Jorgenson — фото сверху) и на Таймыре (врезка справа)*



*Рис. 15.4. Термокарстовое озеро в Якутии*

Если термокарстовые озера вытянуты в определенном направлении, они называются *ориентированными озерами*. Их форма происходит из-за ветровой эрозии, оползней, за счет протаивания отложений и таяния вдоль берегов озера. Впрочем, были предложены и другие теории для объяснения происхождения ориентированных озер.

Развитие термокарстовых озерных котловин — *аласов* — начинается с развития водонасыщенной депрессии (стадия 1, или *былар*, — здесь и далее названия этих термокарстовых форм из якутского языка, рис. 15.5А). Она расширяется и углубляется, образуя впадину, содержащую мелкое озеро с низкими льдистыми берегами (стадия 2, или *дюдя*, рис. 15.5В). Затем происходит расширение площади и развитие более высоких берегов (стадия 3, или *тымпы*, рис. 15.5С). Стадия 4 — уменьшается размер озера, оставляя преимущественно сухую термокарстовую котловину — *алас*, часто с небольшим озером (рис. 15.5D). Эта стадия, по-видимому, стабильна.

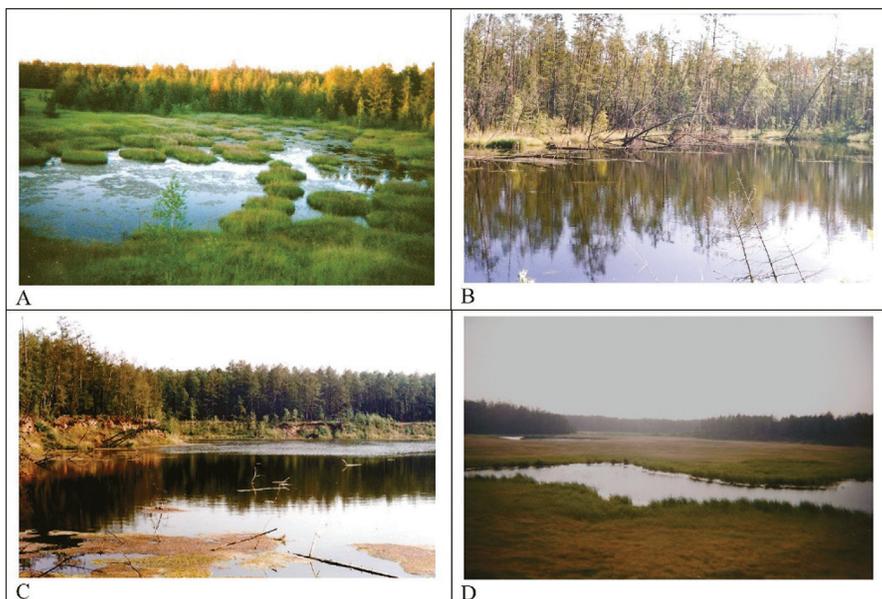


Рис. 15.5. Стадии образования аласа на участке Юкэчи, на правом берегу р. Лены, недалеко от Якутска: А — первая стадия, былар; В — вторая стадия, дюдя; С — третья стадия, тымпы; D — последняя, стабильная стадия — алас

## 15.2. Термоэрозия и термоабразия

**Термоэрозия** — это процесс эрозии в области вечной мерзлоты. В нем сочетается тепловое и механическое воздействие потока воды на мерзлые породы. Скорость термоэрозии может быть на порядок больше скорости эрозии в области развития немерзлых пород (рис. 15.6).



Рис. 15.6. Термоэрозия в Центральной Якутии

Процесс разрушения (эрозии) мерзлых берегов под действием механической энергии волн и тепла воды (рис. 15.1), проявляющийся в их отступании в результате размыва и выноса материала, называется **термоабразией**. В Канаде и России темпы термоабразии берегов являются экстремальными, в настоящее время достигая 18 м/год.

Эрозия обрыва в отложениях с меньшим количеством льда обычно инициируется вырезанием **волноприбойной ниши**.

# Лекция 16. Подземные воды области вечной мерзлоты

## 16.1. Категории подземных вод криолитозоны

Криолитозона, как и вечная мерзлота, включает в себя *мерзлые, морозные* и *охлажденные породы*. К охлажденным принадлежат породы, имеющие температуру ниже  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  и насыщенные минерализованными водами. Эти соленые воды с отрицательной температурой называются *криопэги*.

Мерзлые горные породы благодаря цементирующему действию подземного льда, а также из-за своего термодинамического со-

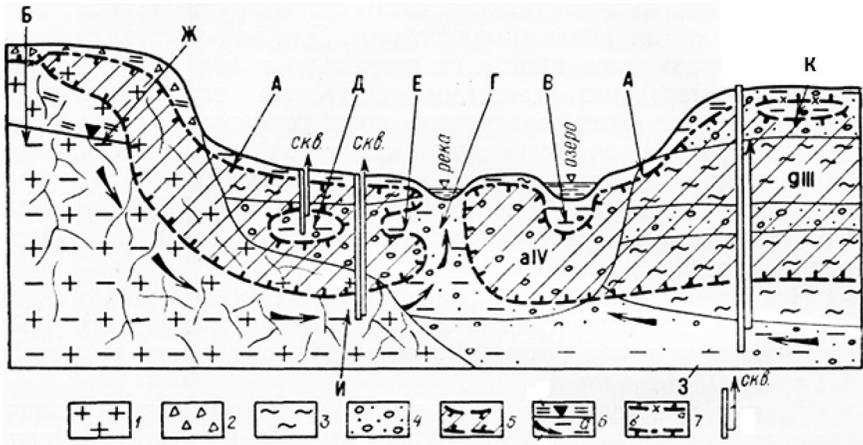


Рис. 16.1. Категории подземных вод по отношению к многолетнемерзлым породам: А — надмерзлотные воды СТС; Б — воды сквозного талика; В — надмерзлотные воды подозерного несквозного талика; Г — воды сквозного подруслового талика; Д — внутримерзлотные воды; Е — межмерзлотные воды; Ж — подмерзлотные воды неконтактирующие, безнапорные; З — подмерзлотные воды неконтактирующие, напорные; И — подмерзлотные воды контактирующие, напорные; К — надмерзлотные воды несквозного талика; 1 — изверженные трещиноватые породы; 2 — щебень и дресва; 3 — суглинки пылеватые; 4 — песок и галечник; 5 — многолетнемерзлые породы и их граница; 6 — обводненность пород постоянная (а), периодическая (б); 7 — подошва СТС (б) и СМС (а) (по Н. Н. Романовскому, 1983, с изм.)

стояния, не предполагающего существование в порах и трещинах свободной воды являются *водоупорами*. Их называют *криогенными водоупорами*. Они в значительной степени определяют динамику подземных вод в криолитозоне.

Одним из основных результатов промерзания толщ пород является изменение характера залегания и режима подземных вод: безнапорные воды часто становятся напорными, а в напорных водах может увеличиваться пластовое давление, т. е. возникает дополнительный, так называемый *криогенный напор*. Причина его появления заключается в увеличении объема при переходе воды в лед в водоносных горизонтах.

Обратный процесс — оттаивание вечной мерзлоты — может сопровождаться снижением напора подземных вод или превращением напорных вод в грунтовые. Так, *аномально низкие напоры* были найдены в подмерзлотных водах Западной Сибири.

На рис. 16.1. показаны различные категории подземных вод в криолитозоне, различающихся по их отношению к многолетнемерзлым породам и другим характеристикам.

*Надмерзлотные воды сезонно-талого слоя* (СТС) существуют сезонно, как правило, в течение летне-осеннего периода, и промерзают зимой. Воды СТС обладают рядом присущих только им особенностей (рис. 16.2).

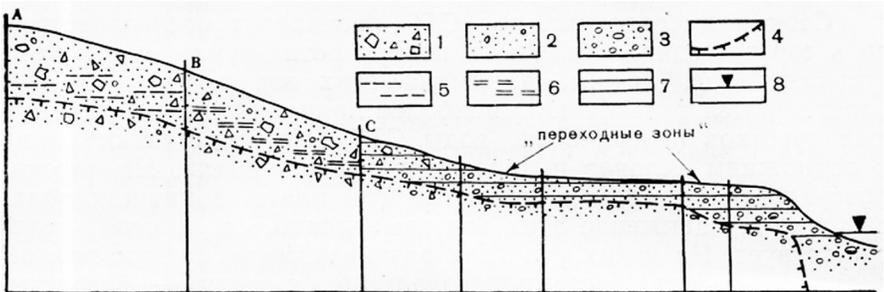


Рис. 16.2. Мерзлотно-гидрогеологический разрез слоя сезонного оттаивания в долине реки: 1 — дрова и щебень с песчаным заполнителем; 2 — песок с галькой, 3 — галечник с песчаным заполнителем, 4 — граница вечной мерзлоты; 5 — зона периодически появляющегося обводнения (А); 6 — зона периодически исчезающего обводнения (В); 7 — зона постоянного обводнения (С); 8 — уровень воды в реке (по Н. Н. Романовскому, 1983)

## 16.2. Типы таликов и их подземные воды

Три типа *таликов* (*радиационно-тепловой*, *гидрогенный* и *гляцио-генный*) выделены по условиям на поверхности земли, определя-

ющим термодинамический уровень теплообмена выше  $0^{\circ}\text{C}$  или выше температуры замерзания гравитационных вод. Радиационно-тепловой талик может возникать за счет угла наклона и экспозиции склона, альбедо поверхности, снегонакопления, характера растительности и других факторов, влияющих на радиационно-тепловой баланс поверхности, за исключением водного покрова и ледников. Последние два случая определяют появление, соответственно, гидрогенного и гляциогенного таликов.

Три других типа (*гидрогеогенный, хемогенный, вулканогенный*) возникают за счет процессов, происходящих в толще горных пород. Если талик возникает как результат привноса тепла подземными водами, такой талик называется гидрогеогенным. Вулканогенный талик обязан своим появлением, очевидно, теплу недр в области высокой тектонической активности. Еще один тип *техногенных* таликов объединяет талики, созданные искусственным путем.

**Гляциогенные талики** существуют под ледниками «теплого» типа, у которых температура придонных слоев льда  $0^{\circ}\text{C}$ . Горные породы ложа таких ледников частично или полностью находятся в немерзлом состоянии.

**Хемогенные талики** возникают в результате выделения тепла при окислительных реакциях в толщах горных пород. Известны талики, приуроченные к геологическим телам с повышенным содержанием сульфидов металлов, а также к участкам возгорания углей как в естественном залегании, так и в отвалах. Почти все химические реакции в зоне выветривания, реакции метаболизма живых организмов, в частности обитающих в почве и дисперсных горных породах бактерий, являются экзотермическими и могут приводить к возникновению таких таликов.

М. И. Сумгин выделил сквозные и несквозные талики, назвав последние «псевдоталиками» или *«ложными»* таликами.

**Надмерзлотные воды несквозных таликов** — обычно грунтовые поровые воды современных отложений или трещинные воды коры выветривания скальных и полускальных пород. Летом они имеют свободный уровень, а осенью и зимой при сезонном промерзании пород таликов иногда приобретают временный криогенный напор.

**Воды сквозных таликов** — это разнообразные подземные воды, с меняющимся характером и направлением движения, составом, температурным и гидравлическим режимами. Сквозные талики включают грунтовые поровые и трещинные воды, а также воды с нисходящим и восходящим характером движения. Воды с нисходящим и восходящим движением обеспечивают связь поверхност-

ных вод, вод СТС и грунтовых вод таликов и вод подмерзлотного и межмерзлотного стока.

**Подмерзлотные воды** — воды, залегающие ниже ММП. Эти воды разделяют на контактирующие (т. е. находящиеся в термодинамическом взаимодействии) и неконтактирующие с мерзлой толщей, а также напорные и безнапорные. Характер этих вод определяется типом гидрогеологической структуры, а также глубиной ее промерзания

**Межмерзлотные воды** — воды в горизонтах, линзах, ограниченных сверху, снизу, а иногда и с боковых сторон вечной мерзлотой. Они имеют гидравлическую связь с другими категориями вод криолитозоны.

**Внутримерзлотные воды** — воды, заключенные в слоях и линзах, ограниченных вечной мерзлотой со всех сторон. Они не имеют водообмена с водами других категорий.

### 16.3. Состав подземных вод криолитозоны

По происхождению, степени минерализации и температуре подземные воды области вечной мерзлоты разделяются на две группы.

В первую группу входят **криопэгги**. Линзы и пласты криопэггов возникают при промерзании пород, содержащих соленые воды, и благодаря миграции вниз криопэггов, образовавшихся в слое сезонного оттаивания на побережьях северных морей, в аридных районах или на застроенной территории.

Во вторую группу входят межмерзлотные и внутримерзлотные пластово-поровые и трещинно-пластовые воды, имеющие положительную температуру и, как правило, слабоминерализованные.

Совместное воздействие процессов испарения и вымораживания на состав природных растворов можно наблюдать на поверхностях наледей и окружающих стволов деревьев, где скапливается белый или желтоватый порошкообразный налет солей — наименее растворимых в природных водах области вечной мерзлоты соединений:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . При криогенном концентрировании из пресных вод выпадают в осадок силикаты и карбонаты кальция, затем магния, из соленых — сульфаты кальция и натрия. Таким образом, в растворе начинают преобладать гидрокарбонаты натрия (содовые озера и подземные воды), сульфаты и хлориды магния и натрия. Кроме того, установлено, что талая вода обладает более высокой растворяющей активностью.

Замерзание природных вод сопровождается *криогенной метаморфизацией* их химического состава. В процессе кристаллизации воды часть солей выпадает в осадок и включается в лед в виде твердых примесей, другая — входит в его состав в растворенной форме, третья — отжимается растущими кристаллами льда в нижележащие горизонты, где происходит криогенное концентрирование природного раствора. Степень криогенного концентрирования растет с возрастанием объема воды, подвергшейся промерзанию и ее исходной минерализации, а также с увеличением содержания в ней легкорастворимых компонентов (хлоридов натрия, магния и кальция).

Подземные *конжеляционные* (т. е. образованные при замерзании свободной воды в объеме) *льды* имеют меньшую минерализацию, чем исходные подземные воды. В процессе таяния подземных льдов только часть солей, выпавших при промерзании в осадок, переходит в раствор. Следствием этих процессов является криогенное опреснение подземных вод в водопроницаемых породах, подвергшихся промерзанию и последующему протаиванию.

При замерзании систем из воды и соли образуются *криогидраты* — продукты, состоящие из кристаллов воды и кристаллов соли, химически не связанные между собой. Они образуют эвтектические смеси с водой. В таких системах эвтектическая точка называется криогидратной точкой. В отличие от криогидратов *кристаллогидраты* — кристаллы, содержащие молекулы воды и образующиеся, если в кристаллической решетке катионы формируют более прочную связь с молекулами воды, чем связь между катионами и анионами в кристалле безводного вещества, образуются в том числе при положительных температурах.

Рассолы (и криопэги) характеризуются сложным химическим составом. Выпадение в осадок соли из сложного раствора нарушает ионное равновесие в рассоле. По этой причине кристаллизация отдельной соли происходит неравномерно, с разной скоростью, и на некоторых этапах часть криогидрата может переходить обратно в рассол.

## 16.4. Взаимодействие подземных вод и мерзлых толщ

Тепловое взаимодействие подземных вод и многолетнемерзлых горных пород начинается с момента проникновения атмосферных осадков и поверхностных вод в горные породы.

**Гидрогеологические горноскладчатые области** представляют собой горные сооружения, различные по возрасту, рельефу, характеру неотектонических движений, состоящие из сложного сочетания **гидрогеологических массивов**, относящихся к хребтам, и межгорных артезианских бассейнов замкнутого типа, занимающих межгорные тектонические впадины и краевые прогибы. Пример — Восточно-Сибирская сложная гидрогеологическая складчатая область.

**Артезианские бассейны** в структурном отношении представляют собой области платформ и характеризуются двухэтажным строением. Нижний этаж сложен кристаллическими и метаморфическими дислоцированными породами и представляет собой фундамент. Верхний этаж представлен преимущественно осадочными породами различного состава, генезиса и возраста. Для него характерно слабо нарушенное залегание пород и наличие платформенного типа геологических структур. Верхний этаж называют чехлом. Для артезианских бассейнов характерно преимущественное развитие вод слоистых осадочных отложений и вулканогенных образований, в основном межпластовых и в меньшей степени грунтовых.

Подземные воды артезианских бассейнов отличаются следующими основными особенностями: относительно равномерным распределением вод по пластам водопроницаемых пород; зависимостью распределения вод по пласту, их химического состава и характера движения от генезиса, состава сложения, свойств и особенностей залегания пород; направлением стока от периферии бассейна к его центральному, наиболее погруженным частям; большими ресурсами напорных подземных вод, а также значительными ресурсами грунтовых вод; выраженной гидродинамической и гидрохимической зональностью.

**Аномально низкие пьезометрические уровни** давно привлекло к себе внимание, но долго не находили объяснения. Промерзание водоносных артезианских горизонтов в областях питания ухудшало условия водообмена и приводило к возникновению аномально высоких пластовых давлений. Затем потепление и деградация мерзлоты приводили к падению напора в области питания и во всем водоносном комплексе.

В структурах опускания (синклиналиях) мощность мерзлых толщ, как правило, выше, чем в структурах поднятий (антиклиналиях). Это связано с преимущественно нисходящим движением вод, а также меньшим потоком тепла из недр.

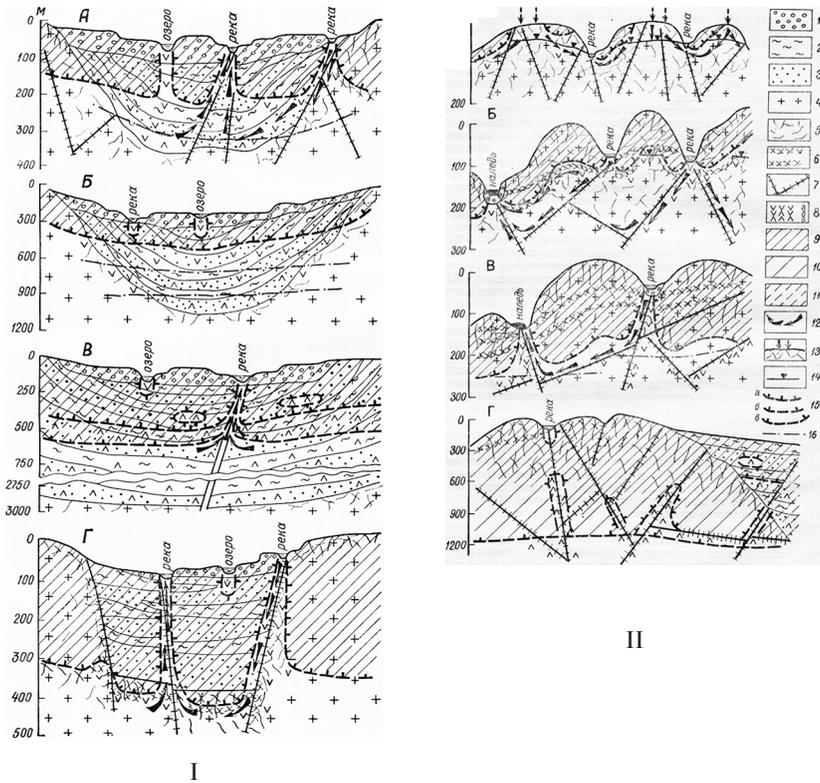


Рис. 16.3. Преобразование гидрогеологических структур при промерзании: I — артезианских бассейнов: А — артезианский (адартезианский) бассейн сплошного промерзания, открытый; Б — артезианский бассейн сплошного промерзания, закрытый; В — криоартезианский бассейн; Г — криогенный постартезианский бассейн трещинных вод; II — гидрогеологических массивов: А — прерывистого промерзания; Б — сплошного неглубокого промерзания; В — сплошного глубокого промерзания; Г — сплошного сверхглубокого промерзания; 1 — рыхлые четвертичные отложения, 2 — слабопроницаемые породы чехла артезианских бассейнов, 3 — хорошо проницаемые породы чехла артезианских бассейнов, 4 — изверженные и метаморфические породы, 5 — экзогенная трещиноватость пород, 6 — зоны криогенной дезинтеграции, 7 — разрывные нарушения и повышенная трещиноватость пород, 8 — минерализация подземных вод (а — пресные, б — солоноватые, в — соленые и рассолы), 9 — ММП, 10 — морозные породы, 11 — породы с криопэгмами, 12 — направление движения подземных вод, 13 — места инфильтрации атмосферных осадков, 14 — уровень подземных вод, 15 — границы ММП (а), морозных пород (б), пород с криопэгмами (в), 16 — границы гидрогеохимических зон (по Н. Н. Романовскому, 1983)

**Гидрогеологические массивы** представляют собой выступы фундамента, прикрытые современными отложениями. Наиболее крупными гидрогеологическими массивами являются Балтийский, Анабарский и Алданский щиты. Для гидрогеологических массивов характерно развитие трещинных, трещинно-жильных, а также пластово-трещинных вод.

**Гидрогеологические адмассивы** являются как одноэтажными, так и двухэтажными сооружениями, сложенными древними осадочными и вулканогенными породами. Основными типами вод в них являются трещинные и трещинно-жильные воды. Благодаря наличию слоистости пород в них сохраняются и пластовые подземные воды. Они образуют, как правило, положительные формы рельефа и имеют центробежный характер стока.

**Артезианские бассейны** — это двухэтажные сооружения, осадочный чехол которых представляет собой синклинальную структуру с системой разрывных нарушений, где вместе с пластовыми типами подземных вод присутствует трещинно-жильный.

В зоне несплошного распространения многолетнемерзлых пород мощностью от нескольких десятков до 100–200 м ниже мерзлой зоны отмечается повышенная трещиноватость пород. Возникновение ее связано с расширением первоначальной системы трещин в результате процессов промерзания-протаивания при колебаниях нижней поверхности мерзлой толщи. Развитие мерзлых толщ в пределах межгорных артезианских бассейнов замкнутого типа подчиняется как широтной, так и высотной зональности.

На рис. 16.3 показаны последовательные стадии промерзания гидрогеологических структур. В частности, для **криоартезианского бассейна** характерно отсутствие пресных вод, которые на этой стадии оказываются промороженными. В таком бассейне остаются лишь криопэги. В гидрогеологическом массиве сплошного неглубокого промерзания еще оказывается немерзлой водонасыщенная трещиноватая зона ниже подошвы вечной мерзлоты, образовавшаяся в результате колебаний положения подошвы из-за динамики температурного режима. В гидрогеологическом массиве сплошного глубокого промерзания эта зона оказывается промороженной и запасы подземных вод резко падают.

# Лекция 17. Изучение и использование вечной мерзлоты

При освоении территорий с вечной мерзлотой возникают различные воздействия на окружающую среду. Во-первых, обычно происходит масштабное воздействие на природные условия в целом, изменяющее микроклимат, растительный покров, режим поверхностных и подземных вод, влажность и состав слоя сезонного протаивания и др. Это приводит к изменению температур горных пород, глубины оттаивающего летом слоя, положения кровли и подошвы мерзлоты. Изменяются гидрологические и гидрогеологические условия, свойства горных пород, биосфера региона. Во-вторых, различные виды хозяйственного освоения территорий криолитозоны при строительстве (гражданского, промышленного, линейного, гидротехнического) — для целей горнодобывающей промышленности и подземного строительства, развития сельского хозяйства — подразумевают различные воздействия на мерзлые породы и, соответственно, различную их реакцию. Мерзлотный прогноз выполняется на основе инженерных изысканий и научно-исследовательских работ, включающих оценку существующих условий на территории, возможных техногенных воздействий, тепловые расчеты и моделирование температурного режима горных пород, разработку защитных и природоохранных мероприятий.

## 17.1. Изучение вечной мерзлоты

### 17.1.1. Методологические основы

Мерзлые породы изучаются в зависимости от каждого влияющего на них фактора в отдельности и от сочетания этих факторов как единого целого. При этом определяются *частные и общие закономерности* (Достовалов, Кудрявцев, 1967). Под частными закономерностями понимаются зависимости между отдельными мерзлотными характеристиками и отдельными природными факторами. Под общими закономерностями понимается суммарный результат воздействия природных факторов.

Методы изучения вечной мерзлоты объединяются понятием *мерзлотной съемки*, которая представляет собой комплекс полевых, лабораторных и камеральных работ, целью которых является изуче-

ние закономерностей формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых горных пород и мерзлотных процессов и явлений в зависимости от природных условий и от их динамики, а также составление мерзлотных карт, мерзлотного прогноза и рекомендаций по управлению мерзлотными условиями.

Основным методом мерзлотной съемки является *ландшафтно-ключевой метод*, который заключается в следующем. На первом этапе проводится *ландшафтное районирование* изучаемой территории по условиям, определяющим формирование сезонно- и многолетнемерзлых пород.

Под *районированием* территории многолетнемерзлых пород понимается разделение ее на части, в пределах которых качественные и количественные характеристики мерзлых толщ, являющиеся признаками районирования, одинаковы и отличаются от подобных характеристик других выделенных частей. Каждому типу комплекса природных условий соответствуют определенные характеристики мерзлых толщ. История развития мерзлых толщ соответствует геологической истории развития района. Этим определяются общие закономерности формирования и развития мерзлых толщ (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

### 17.1.2. Мерзлотная съемка

*Задачами мерзлотной съемки* является (Методика... 1979) изучение, в зависимости от геологических и географических условий и их динамики, закономерностей:

- распространения сезонно- и многолетнемерзлых пород по глубине и простиранию;
- состава, строения и свойств мерзлых пород;
- криогенного строения мерзлых пород и вечной мерзлоты;
- залегания и развития подземных льдов;
- развития мерзлых толщ;
- формирования температурного режима горных пород в слое сезонного оттаивания и слое нулевых годовых амплитуд;
- промерзания и оттаивания СТС и СМС;
- формирования таликов;
- распространения и развития мерзлотных процессов, явлений и форм;
- формирования подземных вод;
- взаимодействия мерзлых толщ и подземных вод;
- формирования инженерно-геокриологических условий: изучение опыта строительства и эксплуатации зданий и сооруже-

ний, добычи полезных ископаемых и других видов хозяйственной деятельности;

- развития криолитозоны.

Основным **результатом** геокриологической съемки является определение закономерностей формирования мерзлотных условий в связи с природной средой и ее динамикой.

Однородные по своим природным условиям участки называются **микрорайонами**. **Микрорайонирование** территории по геолого-географическим условиям является методическим приемом мерзлотной съемки (Достовалов, Кудрявцев, 1967). **Ключевые участки** включают как наиболее типичные, широко распространенные микрорайоны, так и аномальные, локально распространенные. Они разделяются на участки общего и специального назначения. На ключевых участках общего назначения изучаются закономерности формирования мерзлотных условий, характерные для типичных, широко распространенных микрорайонов или ландшафтов. На ключевых участках специального назначения решаются тематические вопросы регионального или методического характера или изучаются необычные, редкие процессы, явления или формы.

При изучении мерзлотных условий территории используется ряд **мерзлотных методов**:

- наблюдения за составом и криогенным строением сезонно- и многолетнемерзлых горных пород, их мощностью и условиями залегания в горных выработках;
- изучение температурного режима горных пород путем термометрических измерений в скважинах и других выработках, как единовременных, так и систематических (режимных);
- исследования температурного режима почвы, приповерхностных слоев атмосферы, снежного покрова, жидких атмосферных осадков, растительных покровов с помощью постановки температурных площадок стационарных или временных;
- наблюдения за динамикой сезонного промерзания и протаивания горных пород на стационарных наблюдательных площадках;
- изучение теплофизических характеристик горных пород как в полевых, так и лабораторных условиях;
- изучение физико-механических свойств мерзлых горных пород и их изменения при протаивании в лабораторных и полевых условиях;
- расчетные методы и моделирование температурного режима горных пород.

Важное значение при мерзлотной съемке имеют дистанционные методы исследований, в частности изучение космо- и аэрофотоснимков, и геофизические методы (Достовалов, Кудрявцев, 1967; Ершов, 2002).

**Маршрутные исследования** при мерзлотной съемке проводятся для изучения выделенных микрорайонов (ландшафтов) и обеспечения экстраполяции данных ключевых участков на всю исследуемую территорию. Задачами маршрутных исследований являются: 1) отслеживание геологических, геоморфологических, геоботанических границ; 2) определение глубин сезонного оттаивания и промерзания; 3) описание мерзлотных явлений и форм; 4) опробование обнажений, СТС и СМС, поверхностных вод и надмерзлотных вод; 5) изучение строения горных пород и толщ в шурфах, расчистках и обнажениях; 6) изучение опыта строительства и других видов освоения территории.

Производство геокриологической съемки разделяется на три этапа: подготовительный, полевой и камеральный.

Подготовительный этап включает составление программы работ, сбор фондовых и опубликованных материалов, составление предварительной карты ландшафтного районирования, определение ключевых участков и составление проектов горно-буровых, геофизических, лабораторных, режимных наблюдений и других видов работ на ключевых участках, проекта изучения опыта освоения территории, определение объемов опробований, содержания и объема вычислительных работ.

Задачей полевого периода является изучение мерзлотных условий территории на ключевых участках и в маршрутных исследованиях при помощи аэрофотоматериалов, геокриологических, геологических, геоморфологических, геоботанических, микроклиматических, геофизических методов. Уточняют карту ландшафтного районирования, составляют колонки скважин, разрезы по шурфам и обнажениям, строят полевые мерзлотные профили, выполняют расчеты по выявлению зависимостей между факторами природной среды и мерзлотными характеристиками. Данные наносят на карту фактического материала. Полевой период завершается составлением мерзлотных карт на основе карты ландшафтного районирования и мерзлотных карт ключевых участков.

В камеральный период завершают обработку полевых, лабораторных исследований и режимных наблюдений, выполняют лабораторные определения. С помощью численного моделирования уточняют влияние факторов природной обстановки на среднегодо-

вую температуру и глубину сезонного оттаивания и промерзания пород, оценивают условия залегания мерзлых толщ, составляют мерзлотный прогноз. Уточняют региональные классификации мерзлых пород, таликов, мерзлотных процессов, явлений и форм, составляют мерзлотные карты для естественных и прогнозных условий, уточняют районирование территории. В заключение производится инженерно-геокриологическая оценка территории и составляются рекомендации по строительству и инженерной защите территории. Результаты исследований, их обоснование и научные выводы даются в научно-производственном отчете, в который входят текстовая часть, карты, фотографии, зарисовки, графические и текстовые приложения. В отчете должны содержаться также методика составления карт, мерзлотный прогноз, инженерно-геологическая оценка территории и рекомендуемые мероприятия по управлению мерзлотным процессом и мониторингу вечной мерзлоты.

Методы мерзлотных исследований включают:

- определение показателей мерзлотных характеристик (фактических данных) в процессе горно-буровых, геофизических, опытно-инструментальных и лабораторных работ, визуального и аэровизуального наблюдений и описаний;
- обработку, анализ, сравнение и интерпретацию данных при помощи расчетных, статистических и графических методов;
- определение закономерностей с помощью сравнительного анализа, систематизации и классифицирования, картографирования, математического и физического моделирования.

Задачами, решаемыми с помощью горно-буровых работ, являются: 1) изучение характеристик мерзлых толщ (состава, строения, температуры); отбор проб для лабораторных анализов; 2) проведение режимных термометрических и гидрогеологических наблюдений, геофизического каротажа. Так, бурение скважин целесообразно вести с продувкой забоя воздухом, что обеспечивает минимальное нарушение естественного температурного режима горных пород. Температурные наблюдения в скважинах должны проводиться после их выстойки, когда восстановится естественное температурное поле. Время такого восстановления в зависимости от глубины скважины, ее конструкции, типа и времени бурения может составить от 10 дней до нескольких лет. По глубине скважины делятся на две группы: картировочные, проходящие слой нулевых годовых амплитуд (10–25 м), и опорные скважины, проходящие всю толщу мерзлых пород. При съемке, как и при инженерных изысканиях, число картировочных скважин должно быть не менее

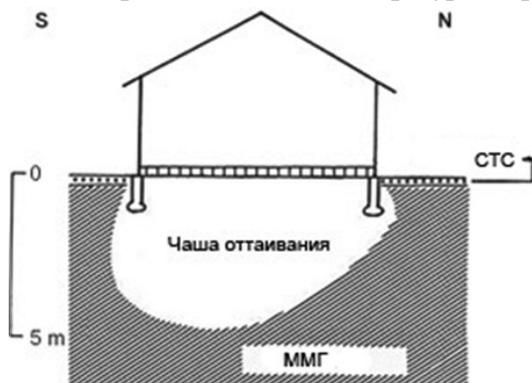
трех в пределах каждого типа ландшафта (типа местности, микрорайона, строительной площадки).

Геофизические методы, особенно электроразведка, являются мощным инструментом для изучения мерзлых толщ. Они используются для изучения температурных полей, состояния (мерзлое, талое), состава, строения, условий залегания мерзлых пород.

Методом визуализации мерзлотных условий на картах является раздельное отображение каждой характеристики по всем картируемым микрорайонам. На геокриологической карте может быть показана одна (например, среднегодовые температуры пород) или несколько (например, среднегодовые температуры пород, мощность мерзлой толщи, талики) геокриологических характеристик. Мерзлотные карты сопровождаются мерзлотными разрезами.

## 17.2. Строительство на вечной мерзлоте

Строительство на многолетнемерзлых грунтах использует особые технологии для уменьшения рисков, возникающих с сезонным оттаиванием и промерзанием грунтов и изменением несущей способности оснований при колебаниях температуры мерзлых грунтов.



*Рис. 17.1. Основание фундамента отапливаемого здания без проветриваемого подполья спустя несколько лет, ММГ — многолетнемерзлые грунты, СТС — сезонно-талый слой*

Здания, как правило, выделяют тепло. При этом под зданием, если оно имеет контакт с грунтами, а иногда и без него, образуется чаша оттаивания (рис. 17.1), что приводит к неравномерной осадке, особенно если многолетнемерзлые грунты основания льдистые. Прочностные свойства грунтов снижаются как по мере повышения температуры в основании, так и тем более после оттаивания.

Имеются два способа управления механическим взаимодействием сооружений с мерзлыми основаниями: конструктивный, при котором обеспечиваются пределы напряженного состояния, деформаций и ползучести мерзлого грунта, льда и материала сооружений; теплотехнический, при котором поддерживают температурный режим оснований и материала сооружений в пределах, обеспечивающих их достаточную прочность. Эти способы, как правило, применяются одновременно (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

Существует два основных метода, используемых для строительства на многолетнемерзлых грунтах.

Так называемый **принцип I (пассивный метод)** предполагает сохранение многолетнемерзлых грунтов в естественном состоянии в течение всего срока службы здания или сооружения. Этот метод используется в областях прерывистого или сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов. Данный метод широко применяется для многолетнемерзлых грубообломочных грунтов со среднегодовой температурой ниже  $-3^{\circ}\text{C}$ .

**Принцип II (активный метод)** предполагает намеренное оттаивание многолетнемерзлых грунтов до начала строительства. Этот метод используется в районах спорадического распространения мерзлоты и включает удаление растительного и напочвенного покровов. Удаление растительного покрова приводит, как правило, к нагреванию грунта из-за изменения теплового баланса из-за температурной сдвижки и нового альбедо поверхности.

**Метод предпостроечного протаивания** мерзлых грунтов, разработанный в свое время В. Ф. Жуковым (1958), имеет целью искусственное улучшение строительных свойств грунтов.

Кроме того, в редких случаях используется приспособление конструкции сооружения к неравномерным осадкам при протаивании мерзлых грунтов. Метод является вариантом **принципа II**. Этот метод используется в случаях затруднительности сохранения мерзлого состояния основания после постройки. Такое бывает в районах распространения мерзлых грунтов с температурой, близкой к нулю.

**Выбор принципа строительства** производится, как правило, на основе технико-экономических расчетов, которые могут показать, что является менее затратным вариантом. Считается, что в районах распространения высокольдистых вечномерзлых грунтов (льдистость включений более 0,4) сливающегося типа следует использовать только принцип I. В районах с высокой сейсмичностью (семь и более баллов) нельзя применять принцип II.

Для инженерного проектирования используются значения температуры грунтов, основанные на измеренных температурах земли по глубине. Эти измерения должны основываться минимум на данных за один или два года.

Первые сведения об способах возведения сооружений на вечной мерзлоте приведены в 1876 г. в работе И. А. Лопатина, а затем этот вопрос был изучен В. П. Стаценко в 1922 г., который и предложил впервые для сохранения грунтов основания в мерзлом состоянии устраивать *проветриваемые подполья*. Сваи при возведении зданий на вечномерзлых грунтах применили строители Воркуты в 1937 г. В 1940-е гг. их стали использовать в Якутске под руководством Е. Л. Жорницкого, а в 1950-е гг. — в Норильском промышленном районе под руководством инженера М. В. Кима.

Грунтовые *насыти* являются распространенным типом фундамента, используемым для автомобильных дорог, аэродромов и железнодорожного сообщения, иногда и некоторых технических зданий, но они подвергаются циклическим колебаниям температуры и могут оттаивать при отсутствии охлаждения (проветриваемое подполье, каналы и др.).

*Высота подполья* в России для зданий на вечномерзлых грунтах по СП 25.13330.2012 должна приниматься по условиям обеспечения его вентилирования, но не менее 1,2 м от поверхности грунта в подполье до низа выступающих конструкций перекрытия. *Сваи* — наиболее широко используемые фундаменты для зданий и некоторых линейных сооружений (железных дорог и трубопроводов) в районах вечной мерзлоты (рис. 17.2).



Рис. 17.2. Здание на железобетонных сваях в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород в п. Харасавэй, п-ов Ямал.  
Фото А. Б. Осокина

Нагружение свай возможно только при достижении основанием температур, при которых обеспечивается несущая способность свай. Расчет свайных фундаментов на вечномёрзлых грунтах при проектировании выполняется как по несущей способности (длительной прочности), так и по деформациям.

Сейчас все большее распространение получают *термосваи* — сваи, сконструированные таким образом, что они одновременно служат термосифонами.

*Термосифон* — сезонно-охлаждающая установка (СОУ) в виде металлической трубы, действующая по принципу естественной циркуляции теплоносителя (сначала использовался керосин, позднее углекислота или аммиак) за счет сезонных изменений температуры на поверхности (рис. 17.3). Обеспечивают эффективное понижение температуры грунтов, до нескольких градусов, в зависимости от климатических условий (в морском климате меньше), но на небольшом расстоянии, до 1,5–2 м, и требуют значительного времени (до нескольких лет) для того, чтобы это понижение температуры основания произошло.

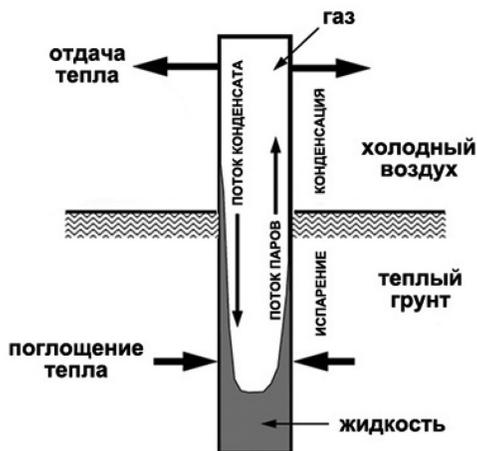


Рис. 17.3. Теплопередача с использованием термосифона  
(<https://frost3d.ru/termostabilizatsiya-gruntov/>)

Наземный способ прокладки трубопроводов часто не реализуется из-за высокого риска отказов. Вместе с тем для нефтепроводов часто другой вариант невозможен, из-за высокой температуры нефти и возможности оттаивания мерзлоты. Поэтому их часто устанавливают на сваи.

**Искусственное охлаждение** можно использовать везде, где доступен источник дешевой электроэнергии. **Вентиляционные каналы** — один из самых дешевых способов охлаждения фундаментов. Он включает в себя использование воздухопроводов или водопрпускных труб, установленных на площадке или насыпи, чтобы пропускать через себя холодный зимний воздух.

Проблема вентилируемых подполий в том, что они могут заноситься снегом и увлажняться при отсутствии надлежащего дренажа. Проблемой являются также утечки водопроводных и канализационных сетей.

В России для охлаждения основания железнодорожного полотна на вечной мерзлоте довольно широко применяются **каменные наброски**. В качестве полезного устройства в последнее время пытаются применить **теплоизоляторы**, укладываемые на откос насыпи. Теплоизолятор уменьшает глубину активного слоя, а также при определенных условиях понижает среднегодовую температуру откоса. Иногда для охлаждения может применяться **затенение**.

Может применяться и принцип II — с предварительным оттаиванием, например если по прогнозу мерзлота рано или поздно оттает, следовательно, лучше это каким-то образом сделать еще до строительства или даже в процессе эксплуатации, если здание допускает деформации, и в этом случае основание также будет устойчивым.

Есть и промежуточный вариант, в частности так называемый **«метод стабилизации»**, если состояние частично опущенной кровли мерзлоты методами тепловой мелиорации поддерживается в стабильном состоянии.

Таким образом, при строительстве на вечной мерзлоте нужно, во-первых, составить прогноз мерзлотных условий при освоении территории. При этом важно учитывать и динамику климата, в частности происходящее в настоящее время глобальное повышение температур воздуха, особенно выраженное в криолитозоне. Во-вторых, необходимо принять решение, по какому принципу строительства будут возводиться здания и инженерные сооружения.

### **17.3. Инженерно-геологические изыскания в криолитозоне**

Инженерно-геологические и геокриологические исследования, проводимые для строительства, получили название **инженерно-геологических изысканий**. Задачей инженерно-геологических изыска-

ний является изучение инженерно-геологических условий района (участка, площадки, трассы) проектируемого строительства. Для этого необходимо охарактеризовать рельеф, сейсмические, гидро-геологические условия, геологическое строение, состав, состояние и свойства грунтов, мерзлотные процессы и явления, а также изменение условий на освоенных территориях. Целью такого изучения является получение материалов для обоснования проектирования объектов с учетом рационального использования и охраны геологической среды. Кроме того, необходимо получить данные для прогноза изменения инженерно-геокриологических условий.

В действующих нормативных документах предусмотрено стадийное проведение изысканий. Под стадией понимается законченная часть исследований, отличающаяся степенью детальности и порядком проведения работ. В наиболее ответственных случаях стадий три: 1) предпроектной документации; 2) проектов предприятий, зданий и сооружений; 3) рабочей документации предприятий, зданий и сооружений.

**Предпроектная стадия** осуществляется перед строительством крупных объектов, несущих нагрузку окружающей природе и инфраструктуре. На этой стадии выбирают площадку или трассу, обосновывают ее целесообразность по отношению к коммуникационным и инженерным сетям, транспортным коридорам, рельефу, речной сети и водоемам, вечной мерзлоте. Для этого могут проводиться инженерно-геологические исследования: предварительное изучение геологических и мерзлотных условий, бурение, лабораторные работы. На **проектной стадии** инженерные изыскания детализируются. Стадия **рабочей документации** предусматривает работы по конкретному участку (карты, планы, геологические разрезы, лабораторные работы, расчеты). Эти документы оформляются в технический отчет и являются гарантией того, что строительство будущего объекта обосновано.

Инженерно-геологические (инженерно-геокриологические) изыскания выполняются по **программе работ**, составленной на основании технического задания, выдаваемого проектной организацией. На предпроектной стадии техническое задание должно содержать сведения о характере строительства и проектируемых предприятиях, воздействиях объектов на природную среду. При проведении изысканий на стадии проекта в техническом задании должны содержаться данные об обосновании принципа использования грунтов в качестве оснований, о типах фундаментов, глубинах их заложения, о взаимодействии объектов с геологической средой.

На всех стадиях порядок выполнения инженерных изысканий, касающийся исследования грунтов имеет несколько *этапов*: подготовительный; полевой; лабораторный; камеральный.

В сложных геокриологических условиях, начиная с изысканий для разработки предпроектной документации, предусматривается проведение стационарных исследований (мониторинга, см. ниже), которые включают наблюдения за динамикой температуры многолетнемерзлых грунтов, за развитием мерзлотных процессов, динамикой сезонного промерзания и протаивания.

## 17.4. Прогноз мерзлотных условий

Под *мерзлотным (геокриологическим) прогнозом* понимается научное предсказание развития и изменения геокриологических условий, которые произойдут в будущем в связи с естественно-исторической динамикой природной среды или в связи с хозяйственным освоением территории.

Выделяют два вида прогноза: *эволюционный* (естественно-исторический) и *техногенный*. Эволюционный прогноз — оценка изменения характеристик вечной мерзлоты под влиянием естественной динамики климата, неотектоники, уровня моря, процессов денудации и осадконакопления, ледяных покровов, гидрогеологических, гидрологических и геоботанических условий. Техногенный прогноз — оценка изменения мерзлотных условий под влиянием деятельности человека.

Техногенный 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 конкретного сооружения, например нарушения растительного покрова на застроенной территории, ее планировка; 2) *инженерный прогноз*, включающий оценку результатов непосредственного воздействия сооружения на мерзлотные условия.

В зависимости от времени, для которого прогнозируются изменения условий, прогноз разделяется на кратко-, долго- и сверхдолгосрочный. *Краткосрочный прогноз* составляется на период до 10 лет и характеризует изменения геокриологических условий под влиянием короткопериодных колебаний климата, строительных работ и эксплуатации сооружений в первые годы. *Долгосрочный прогноз* составляется на период от 10 до 100 лет и дает оценку длительным изменениям природной среды. *Сверхдолгосрочный прогноз*

необходим для ответственных сооружений, таких как, например, хранилища радиоактивных отходов, или для государственного планирования.

При *линейном строительстве* в задачи прогноза входит оценка изменения температурного режима грунтов в полосе трассы вне области влияния линейного сооружения (общий прогноз) и в области теплового и механического влияния сооружения (инженерный прогноз). Задачами прогноза при *гидротехническом строительстве* являются обоснование выбора принципа проектирования тела плотины (в мерзлом или талом состоянии), расчет охлаждающих систем и динамики многолетнего оттаивания грунтов под водохранилищем. При *подземном строительстве* необходима оценка температурного режима грунтов для выбора безопасного и экономичного метода проходки горных выработок и добычи полезных ископаемых. Прогноз для *агробиологических целей* обеспечивает знание почвенного климата, температурного режима почв и продолжительности вегетационного периода.

Прогноз изменений *свойств* мерзлых пород основывается на знании закономерностей их формирования. Прогноз мерзлотных процессов требует знания механизма их развития и численного моделирования их развития.

## 17.5. Геокриологический мониторинг

При строительстве на вечной мерзлоте имеются многочисленные примеры деформаций сооружений и экологического ущерба, вызванных в большей степени, по-видимому, недостаточным знанием мерзлотных процессов. Поэтому важной частью мерзлотных исследований является геокриологический мониторинг — слежение за состоянием природно-технических систем, прогноз их изменения и разработка инженерных решений по управлению состоянием этих систем.

*Мониторинг вечной мерзлоты* (или геокриологический мониторинг, мониторинг криолитозоны) должен представлять собой межведомственную систему регулярных наблюдений за температурами многолетнемерзлых грунтов и криогенными процессами, сбора, накопления, обработки, анализа информации, оценки, прогноза и управления состоянием вечной мерзлоты в естественных условиях и на освоенной территории. Мониторинг криолитозоны является составной частью (подсистемой) комплексной системы мониторинга окружающей природной среды. Выделяются системы гео-

криологического мониторинга разного уровня: *глобального* (межгосударственного); *национального* (государственного), *регионального* и *локального*.

Геокриологический мониторинг разделяется на *фоновый мониторинг*, или мониторинг природной, ненарушенной среды, и *геотехнический мониторинг (ГТМ)* инженерных объектов.

Результатом мониторинга является оценка состояния вечной мерзлоты и ее возможной деградации. *Состояние многолетнемерзлых грунтов* (вечной мерзлоты) является стационарным, если среднегодовые температуры на глубине нулевых годовых амплитуд не изменяются в многолетнем (более 12 лет) цикле, деградационным, если температуры повышаются более 12 лет, и аградационным, если температуры в течение этого срока понижаются. *Деградация вечной мерзлоты* — сокращение площади распространения и мощности многолетнемерзлых грунтов, связанное с изменением климата, условиями теплообмена на поверхности и влиянием деятельности человека. Критериями происходящей деградации являются: повышение температуры вечной мерзлоты под влиянием природных или техногенных факторов, фиксируемое ниже слоя нулевых годовых амплитуд; увеличение глубины сезонного протаивания; погружение кровли вечной мерзлоты; образование непромерзшего горизонта (*перезимка*) в подошве слоя сезонного протаивания; формирование нестационарного температурного режима многолетнемерзлых грунтов с отрицательным градиентом температуры пород в верхних (до 100 м) горизонтах вечной мерзлоты; поднятие подошвы вечной мерзлоты; сокращение площади распространения вечной мерзлоты.

Научными и научно-производственными организациями проводились и проводятся в настоящее время мониторинговые исследования в различных районах. Однако слабо изученными остаются вопросы единой методики измерений, репрезентативности стационаров, использование результатов наблюдений и их обмен.

Поскольку необходимой составляющей стационарных наблюдений в северных регионах является изучение температуры грунтов, они должны быть круглогодичными. Современный уровень техники предполагает проведение наблюдений с применением дистанционных и автоматических методов измерений характеристик. Сегодня геотехнический мониторинг за вновь возводимыми зданиями и сооружениями на вечной мерзлоте является обязательным в соответствии СП 25.13330.2012 «Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» (2012).

**Геотехнический мониторинг** на многолетнемерзлых грунтах — комплекс работ, основанный на натуральных наблюдениях за состоянием грунтов основания (температурный режим), гидрогеологическим режимом, перемещением конструкций фундаментов вновь возводимого, реконструируемого и эксплуатируемого сооружения. В районах распространения многолетнемерзлых грунтов мониторинг необходимо проводить для всех видов зданий и сооружений, в том числе подземных инженерных коммуникаций. Мониторинг на стадии строительства и дальнейшей эксплуатации сооружения выполняется на основании проекта мониторинга, который является обязательной частью проектной документации на **стадии проекта**. Для осуществления мониторинга в период строительства сооружений оборудуются контрольные термометрические и гидрогеологические скважины, на фундаментах сооружений устанавливаются геодезические марки, по которым выполняются измерения температуры грунта, уровень подземных вод, их состав и температура, нивелирование фундаментов, в том числе погруженных свай. Кроме того, необходимо контролировать температуру воздуха в проветриваемом подполье, работоспособность искусственной вентиляции, сезонно- или искусственно охлаждающих устройств, плотность грунтов, уложенных в насыпях, теплофизические характеристики грунтов, изменения растительного и водного покрова. Устройство системы мониторинга выполняется в соответствии с проектом, выполняемым на стадии подготовки **рабочей документации**.

Продолжительность мониторинга зависит от принципа строительства и составляет для сооружений, построенных по: I принципу — весь период эксплуатации сооружения; II принципу: а) с использованием предварительного оттаивания грунтов — 5 лет; б) с допущением оттаивания в период эксплуатации — 10 лет. Срок наблюдений может быть сокращен при стабилизации деформаций.

С начала 1990-х гг. унифицированную систему наблюдений за состоянием геологической среды на территории многолетнего и сезонного промерзания земной коры, оценки, контроля и прогноза ее изменений под воздействием природно-климатических и техногенных факторов стали определять как **мониторинг криолитозоны**, или **геокриологический мониторинг**.

В результате проведения длительных геокриологических исследований в различных регионах криолитозоны России сформировалась определенная методология организации наблюдательной сети мониторинга криолитозоны, включающая в себя трехуровневую иерархию наблюдательных объектов: региональные (фоновые) ста-

ционары, площадные стационары (площадки непосредственно на объектах интенсивного техногенеза) и пункты постоянного или периодического функционирования в пределах стационаров (площадки, профили, скважины и закрепленные точки-реперы, пикеты).

Система мониторинга должна включать следующие блоки: блок наблюдений; блок сбора, обработки, анализа, оценки и хранения информации; блок прогноза и разработки мероприятий по управлению процессами, обеспечивающих устойчивость зданий и сооружений.

Региональный геокриологический стационар является основой наблюдательной сети мониторинга криолитозоны. На стационаре оборудуются по 5–10 наблюдательных площадок (включая фоновые и техногенные) или профилей по 5–30 термометрических скважин глубиной 10–20 м. На перечисленных объектах мониторинга изучают: гидротермический режим грунтов в слое годовых теплооборотов; тепловой режим водоемов и донных отложений; развитие мерзлотных процессов; режим поверхностных и подземных вод, динамику растительного и снежного покрова.

Наблюдаемыми *показателями (параметрами) мониторинга* криолитозоны являются температура и влажность грунтов, тепловой поток, глубина сезонного протаивания-промерзания, параметры развития криогенных геологических процессов (вертикальные перемещения дневной поверхности, ширина раскрытия криогенных трещин, скорость смещения грунта по склону и др.), дополнительными показателями — температура воздуха, параметры снежного и растительного покровов (теплофизические характеристики), а также теплофизические характеристики почв и горных пород. Особенность проведения мониторинговых геокриологических наблюдений — их длительность, измеряемая годами.

Общие задачи геокриологических наблюдений:

- получение информации о режиме геокриологических условий (температурном режиме пород и развитии криогенных ЭГП — пучения, термокарста, криогенного растрескивания, термоэрозии и др.) в верхних горизонтах криолитозоны при различном сочетании ландшафтных, геокриологических и техногенных факторов;
- изучение изменений геокриологических условий в результате освоения территории и получение исходной информации для проведения геокриологических прогнозов, включая составление прогнозных геокриологических карт.

Важно включать наблюдения за внешними факторами, определяющими температурный и влажностной режим пород и развитие мерзлотных процессов: температурой воздуха, осадками, снежным и растительным покровом и др.

В настоящее время наблюдения за фоновым состоянием криолитозоны выполняются по международной программе в рамках Сети глобального мониторинга криолитозоны (GTN-P — Global Terrestrial Network on Permafrost). Всемирная система наблюдений за климатом и Глобальная система наземных наблюдений включает более 50 регистрируемых параметров состояния и динамики компонентов природной среды, в том числе и многолетнемерзлых пород. Операторами сети являются метеорологические и геологические службы или университеты. К сожалению, весь необходимый для прогноза мерзлотных условий комплекс параметров пока не входит в программы этих наблюдений.

## **17.6. Рациональное природопользование**

Рациональное природопользование должно основываться на представлениях о закономерностях формирования и развития мерзлотных условий территории освоения. Важнейшая задача рационального природопользования — обеспечение надежности зданий и сооружений.

Рациональное использование подземных вод в криолитозоне предполагает решение задач защиты их от загрязнения и истощения. Охрана подземных вод криолитозоны от загрязнения предусматривает мероприятия, целью которых является предотвращение загрязнения подземных вод, сохранение их качества, ликвидация негативных воздействий освоения. Наименее восприимчивыми к техногенным воздействиям являются структуры, расположенные в области сплошного распространения мерзлых пород. Опыт многих освоенных районов показывает, что загрязнение подземных вод легче предотвратить, чем исправлять его последствия. Естественное восстановление природных комплексов здесь протекает достаточно медленно, некоторые из них практически не восстанавливаются. Используются методы биологической рекультивации, которые заключаются в искусственном создании растительных покровов различного вида, назначения и продуктивности.

## Заключение

Причин, по которым возникает необходимость развития *геокриологии*, несколько. Первая заключается в постепенном освоении человеком новых пространств при расширении среды его обитания. Вторая причина связана с расширением познания и обусловлена глубоким проникновением криосферы, процессов при низких температурах и процессов, связанных с фазовыми переходами воды и других веществ, в современные научные представления, в том числе в геологию и экологию. Третья причина обусловлена возрастающим экономическим значением криосферы. Ресурсная база энергетики и промышленности передвигается на Север. Наконец, основная причина заключается в том, что физические явления в криосфере касаются наиболее важных для человека и его мировоззрения вопросов. Угроза *глобального потепления* и *деградации вечной мерзлоты* влечет за собой возможное преобразование окружающей среды и катастрофические разрушения. Сегодня холод начал восприниматься не как враждебная для человека сила природы, а в качестве источника *криогенных ресурсов*. Под понятием «криогенные ресурсы» подразумеваются природные ресурсы, созданные криогенными процессами, условиями и образованиями, оказывающие благотворное воздействие на жизнеобеспечение человека.

# Список литературы

- Баулин В. В.* Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М.: Недра, 1985. 176 с.
- Брушков А. В.* Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. М.: Изд-во МГУ, 1998. 332 с.
- Брушков А. В., Гарагуля Л. С., Булдович С. Н. и др.* Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Геоинфо, 2016. 512 с.
- Васильчук Ю. К.* Изотопные методы в географии. Часть 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов: В 2 т. М.: Изд-во Московского университета, 2012. Т. I. 472 с.
- Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Вопросы технической политики отраслей ТЭК России: Монография / П. В. Бравков, А. А. Дурдыева, К. Н. Фролов и др.; под ред. О. В. Жданеева. М.: Наука, 2020. 304 с.
- Втюрин Б. И.* Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Гарагуля Л. С., Булдович С. Н., Романовский В. Е., Шаталова Т. Ю., Пармузин С. Ю., Гордеева Г. И., Максимова Л. Н.* Природные опасности России. Геокриологические опасности. М.: Крук, 2000. 315 с.
- Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л.* Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980. 383 с.
- Данилов И. Д.* Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А.* Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967. 404 с.
- Ершов Э. Д.* Общая геокриология: Учеб. для вузов по спец. «Гидрогеология и инж. геология». М.: Недра, 1990. 558 с.
- Жданеев О. В.* Обеспечение технологического суверенитета отраслей ТЭК Российской Федерации // Записки Горного института. 2022. С. 1–18.
- Жданеев О. В., Брушков А. В., Фролов К. Н.* Развитие геокриологического мониторинга природных и технических объектов в криолитозоне Российской Федерации на основе систем геотехнического мониторинга топливно-энергетического комплекса // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI. № 4. С. 3–18.
- Жданеев О. В., Брушков А. В., Фролов К. Н. и др.* Снижение устойчивости инфраструктуры ТЭК РФ в Арктике в связи с повышением среднегодовой температуры приповерхностного слоя криолитозоны // Вестник Российской академии наук. 2022. № 4. С. 303–314.
- Жданеев О. В., Фролов К. Н.* Научно-технологические приоритеты топливно-энергетического комплекса Российской Федерации до 2050 года // Нефтяное хозяйство. 2023. № 10. С. 6–13.

- Качурин С. П.* Термокарст на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 291 с.
- Мельников В. П., Хименков А. Н., Брушков А. В., Власов А. Н., Волков-Богородский Д. Б., Самсонова В. В.* Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования / Отв. ред. В. Р. Алексеев. Новосибирск: Гео, 2010. 390 с.
- Методика мерзлотной съемки. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.
- Попов А. И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: МГУ, 1967. 304 с.
- Рекомендации по методике изучения подземных льдов и криогенного строения многолетнемерзлых грунтов. М.: ПНИИИС, 1969. 49 с.
- Рогов В. В.* Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 203 с.
- Романовский Н. Н.* Основы криогенеза литосферы: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
- Соломатин В. И.* Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2013. 346 с.
- Сумгин М. И.* Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.; Л.: АН СССР, 1937. 379 с.
- Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф.* Общее мерзлотоведение. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 340 с.
- Харрис С. А., Брушков А. В., Годун Чэн.* Геокриология: В 2 т. М.: Директ-Медиа, 2020.
- Хименков А. Н., Брушков А. В.* Введение в структурную криологию. М.: Юрайт, 2021. 303 с.
- Цытович Н. А.* Механика мерзлых грунтов. М., 1973. 450 с.
- Швецов П. Ф., Мейстер Л. А.* Основы геокриологии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. I. Гл. II и III.
- Шумский П. А.* Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Dobrowolski A. B.* Historia naturalna lodu. Wyd. Kasy Pomocy im. J. Mianowskiego. Warszawa, 1923. 940 + XXVI s.
- French H. M.* The Periglacial Environment. 2<sup>nd</sup> ed. L., 1996. 341 p.
- Harris S., Brouckov A., Cheng G.* Geocryology: Characteristics and Use of Frozen Ground and Permafrost Landforms. Boca Raton: CRC Press, 2018.
- Williams P. J., Smith M. W.* The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology. Studie in Polars Research Series. Cambridge, 1989. 306 p.
- Zhdaneev O. V., Brushkov A. V., Frolov K. N.* Past and Future of Permafrost Monitoring: Stability of Russian Energetic Infrastructure // Energies. 2022. Т. 15. № . 9. P. 3190.

Учебное издание

**Брушков Анатолий Викторович**  
**Жданеев Олег Валерьевич**  
**Фролов Константин Николаевич**

## **Основы мерзлотоведения**

Выпускающий редактор: А. А. Карташева  
Компьютерная верстка: П. О. Зеленцов  
Дизайн обложки: К. А. Ларина  
Корректор: О. Ю. Петрова  
Допечатная подготовка: Т. Ю. Коновалова

Подписано в печать 04.12.2023.  
Формат 60 × 90/16. Гарнитура NewtonС.  
Бумага офсетная. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 12,0. Тираж 500 экз. Заказ №

Издательство «Академический проект»,  
адрес: 111399, г. Москва, ул. Марتنевская, 3;  
сертификат соответствия  
№ РОСС RU. АЕ51. Н 16070 от 13.03.2012;  
орган по сертификации РОСС RU.0001.11АЕ51  
ООО «Профи-сертификат».

Отпечатано в типографии «Чеховский печатный двор»  
(филиал ОАО «Первая образцовая типография»),  
адрес: 142300, Московская обл., г. Чехов, ул. Полиграфистов, 1,  
телефон: +7 495 988 6341, [www/chpd.ru](http://www/chpd.ru), e-mail: [sales@chpk.ru](mailto:sales@chpk.ru)

---

**По вопросам приобретения книги  
просим обращаться в издательство:**

телефоны: +7 495 305 3702, +7 495 305 6092,  
e-mail: [info@aproject.ru](mailto:info@aproject.ru),  
интернет-магазин: [www.academ-pro.ru](http://www.academ-pro.ru)

**По вопросам издания книг  
обращаться в редакционный отдел:**

e-mail: [redactor@aproject.ru](mailto:redactor@aproject.ru)

## Издательство

«Академический проект»

предлагает

книги по философии,  
психологии,  
истории,  
культурологии,  
геополитике,  
а также учебную  
и справочную литературу  
по гуманитарным дисциплинам  
для вузов, лицеев, колледжей.

Вы можете приобрести книги:  
купив их в нашем  
интернет-магазине  
**[www.academ-pro.ru](http://www.academ-pro.ru)**,  
заказав их по телефону  
**+7 495 305 3702**  
или по электронной почте  
**[info@aproject.ru](mailto:info@aproject.ru)**

Просим Вас быть внимательными и указывать  
полный почтовый адрес, телефон и электронную почту  
для обратной связи.

С каждым выполненным заказом Вы будете получать  
информацию о новых книгах, выпущенных в свет  
нашим издательством.

**ЖДЕМ ВАШИХ ЗАКАЗОВ!**

Издательство «Академический проект»,  
адрес: 111399, Москва, ул. Мартеновская, 3,  
телефоны: +7 495 305 3702, +7 495 305 6092,  
e-mail: [info@aproject.ru](mailto:info@aproject.ru)