

ГЕОКРИОЛОГИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Том I



DirectMEDIA

ГЕОКРИОЛОГИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Том I

Под редакцией А. В. Брушкова

Перевод В. А. Сантаевой и А. В. Брушкова



Москва
Берлин
2020

УДК 551.34
ББК 26.361
Г35

Авторы:

Стюарт А. Харрис

Географический факультет Университета Калгари, Альберта, Канада

Анатолий Брушков

*Кафедра геокриологии геологического факультета Московского
государственного университета им. М. В. Ломоносова, Россия*

Чэн Гуодонг

*Научно-исследовательский институт проблем строительства и окружающей среды
холодных и сухих районов, Китайская Академия Наук, Ланьчжоу, Китай*

Рецензенты:

*Мельников В. П. — академик РАН, профессор, доктор геолого-минералогических наук,
директор Института Криосферы Земли СО РАН,*

*Трофимов В. Т. — профессор, доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой
инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова*

Геокриология. Характеристики и использование вечной мерзлоты. В 2 т.
Г35 Т. 1 / под ред. А. В. Брушкова ; пер. В. А. Сантаевой и А. В. Брушкова. —
Москва ; Берлин : Директ-Медиа, 2020. — 437 с.

ISBN 978-5-4499-1199-5

Настоящая работа предназначена для того, чтобы быть обзором молодой науки геокриологии, которая представляет собой исследование вечной мерзлоты, её характера, особенностей, процессов и распространения на Земле. Вечная мерзлота — результат особых климатических и геологических условий, в которых возникают мёрзлые горные породы и подземный лёд. Она оказывает огромное влияние на деятельность человека в холодных районах и окружающую среду в Арктике. Здесь встречается уникальная группа ландшафтных явлений и мерзлотных процессов, описанных в книге, которых нет в других местах. Человечество извлекает все больше ресурсов из этих регионов, и требуется знание геокриологии, чтобы проводить здесь инженерные изыскания, проектирование, строительство и успешно реализовать экономические проекты. Эта книга написана тремя специалистами, представляющими три страны с обширными областями вечной мерзлоты. Вместе авторы имеют более 120 летний опыт исследований и участия в проектах на вечной мерзлоте во всем мире, и в этой работе они попытались обобщить свои знания. Книга предназначена для студентов геологических, географических, инженерных специальностей, ученых и инженеров, работающих в области распространения вечной мерзлоты.

УДК 551.34
ББК 26.361

ISBN 978-5-4499-1199-5

© Брушков А. В., редактор, 2020
© Издательство «Директ-Медиа», оформление, 2020

Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ	9
ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ ОТ РЕДАКТОРА	11
ОБ АВТОРАХ	13
БЛАГОДАРНОСТИ.....	15
ПОСВЯЩЕНИЕ	16
ЧАСТЬ I. ВВЕДЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ	17
ГЛАВА 1. ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОПИСАНИЕ	20
1.1. ВВЕДЕНИЕ	20
1.2. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ТЕРМИНЫ, ВОЗНИКШИЕ В РОССИИ.....	24
1.3. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ	25
1.4. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД	26
1.5. КОНДУКЦИЯ, КОНВЕКЦИЯ И АДВЕКЦИЯ.....	26
1.6. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ	27
1.7. ИНДЕКС КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ.....	32
1.8. ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В АКТИВНОМ СЛОЕ ВО ВРЕМЯ ПРОМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ.....	33
1.9. УСЛОВИЯ УВЛАЖНЕНИЯ В ВЕЧНОМЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ.....	34
1.10. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ВЛАГИ.....	36
1.11. ПРОЧНОСТЬ ЛЬДА.....	38
1.12. КРИОСОЛИ, ГЕЛИСОЛИ И ЛЕПТОСОЛИ	39
1.13. ФРАГИПАНЫ	39
1.14. ЗАСОЛЕННОСТЬ В РАЙОНАХ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ	41
1.15. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО	45
1.16. МИКРООРГАНИЗМЫ В ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЕ	47
1.16.1. Антарктическая вечная мерзлота.....	47
1.16.2. Вечная мерзлота высоких широт	48
1.16.3. Вечная мерзлота в горных областях Китая	50
1.16.4. Фенотипические черты	51
1.16.5. Связь с изменением климата на Тибетском плато	52
1.17. ГАЗ И ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ.....	53
1.18. ТЕРМОКАРСТ.....	55
1.19. ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА ПРИБРЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ	56
ГЛАВА 2. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ТЕМПЕРАТУРЕ НИЖЕ 0 °С.....	59
2.1. ВВЕДЕНИЕ	59
2.2. ПРИРОДА ЛЬДА И ВОДЫ.....	59
2.3. ВЛИЯНИЕ УГЛЕВОДОРОДНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ НА ПРОМЕРЗАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД.....	65
2.4. ПРОМЕРЗАНИЕ И ОТТАИВАНИЕ АКТИВНОГО СЛОЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В РАВНОВЕСИИ С КЛИМАТОМ	66
2.5. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ МИНЕРАЛЬНЫМ СОСТАВОМ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ И ПОЛОЖЕНИЕМ КРОВЛИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ	68

2.6. ОГИБАЮЩИЕ ТЕМПЕРАТУР ГОРНЫХ ПОРОД.....	69
2.7. ИГОЛЬЧАТЫЙ ЛЕД.....	72
2.8. МОРОЗНОЕ ПУЧЕНИЕ.....	74
2.9. УПЛОТНЕНИЕ И ОСАДКА ПРИ ОТТАИВАНИИ.....	75
2.10. КРИОСТРАТИГРАФИЯ, КРИОСТРУКТУРЫ, КРИОТЕКСТУРЫ И КРИОФАЦИИ.....	76
2.11. МОРОЗОБОЙНОЕ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ.....	77
2.12. ДИЛАТАЦИОННОЕ РАСТРЕСКИВАНИЕ.....	79
2.13. ПУЧИННОСТЬ ГРУНТОВ.....	79
2.14. КРИОТУРБАЦИИ, ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИНЪЕКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ.....	80
2.14.1. Криотурбации.....	80
2.14.2. Восходящие инъекции.....	84
2.14.2. Внедрения.....	84
2.15. ВЫПУЧИВАНИЕ ОБЪЕКТОВ.....	86
2.16. ПОВОРАЧИВАНИЕ ОБЪЕКТОВ.....	87
2.17. СОРТИРОВКА.....	88
2.18. ВЫВЕТРИВАНИЕ И МОРОЗНОЕ ИЗМЕЛЬЧЕНИЕ.....	89
2.19. КАРСТ В РАЙОНАХ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ.....	94
2.20. ПЛОТНОСТЬ И СОЛЕННОСТЬ МОРСКОЙ ВОДЫ.....	96
ГЛАВА 3. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....	100
3.1. ВВЕДЕНИЕ.....	100
3.2. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ.....	100
3.2.1. Баланс тепла на поверхности Земли и его влияние на климат.....	100
3.2.2. Взаимосвязь между температурами воздуха и температурами горных пород.....	107
3.2.3. Температурная сдвижка.....	108
3.2.4. Связь с воздушными массами.....	112
3.2.5. Атмосферные осадки.....	114
3.2.6. Широта и долгота.....	118
3.2.7. Топография и высота.....	120
3.2.8. Сток холодного воздуха.....	122
3.2.9. Буферизация температуры в горных долинах.....	122
3.3. ЛАНДШАФТНЫЕ ФАКТОРЫ.....	123
3.3.1. Растительность.....	123
3.3.2. Гидрологические и гидрогеологические условия.....	126
3.3.3. Водоемы.....	128
3.3.4. Влияние дисперсных и скальных пород.....	131
3.3.5. Пожары.....	131
3.3.6. Ледники.....	133
3.3.7. Воздействие человека.....	136
ГЛАВА 4. РАСПРОСТРАНЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ.....	137
4.1. ВВЕДЕНИЕ.....	137
4.2. ЗОНАЛЬНОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД.....	139
4.3. КАРТИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД.....	142
4.4. ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ КАРТОГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ.....	143
4.5. МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ.....	145
4.6. ПРОГРЕСС В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ.....	146
4.7. ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ, ВЛИЯЮЩЕЙ НА ДОСТОВЕРНОСТЬ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ КАРТ.....	146
4.8. КАРТЫ МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ, ОСНОВАННЫЕ НА ДАННЫХ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	150

4.8.1. Мощность многолетнемерзлых толщ.....	150
4.8.2. Карты льдистости.....	150
4.8.3. Водные ресурсы вечной мерзлоты.....	151
4.8.4. Общее содержание углерода.....	154
4.9. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И АЭРОСЪЕМКИ.....	155
4.10. ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА: ЗОНА ОПАСНОСТИ.....	155
4.11. КЛАССИФИКАЦИЯ УСТОЙЧИВОСТИ ГОРНОЙ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ...	158
ЧАСТЬ II . КРИОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА.....	160
ВВЕДЕНИЕ.....	160
ГЛАВА 5. МОРОЗОБОЙНЫЕ ТРЕЩИНЫ, ЛЕДЯНЫЕ ЖИЛЫ, ПЕСЧАНЫЕ, ЛЕССОВЫЕ И СКАЛЬНЫЕ ТЕССЕЛЛОНЫ.....	163
5.1. ВВЕДЕНИЕ.....	163
5.2. ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ЖИЛЫ (ТЕССЕЛЛОНЫ).....	167
5.2.1. Первичные жилы.....	167
5.2.1.1. Ледяные жилы.....	167
5.2.1.2. Песчаные тесселлоны.....	179
5.2.1.3. Лёссовые тесселлоны.....	181
5.2.1.4. Каменные тесселлоны.....	182
5.2.2. Вторичные жилы.....	182
5.2.2.1. Касты (псевдоморфозы) по ледяным жилам.....	183
5.2.2.2. Грунтовые жилы.....	183
ГЛАВА 6. ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИЕ ЛЬДЫ НА НИЗМЕННОСТЯХ.....	187
6.1. ВВЕДЕНИЕ.....	187
6.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ.....	189
6.3. ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА.....	189
6.4. ДЕГЛЯЦИАЦИЯ ЛАВРЕНТИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА.....	191
6.5. МЕТОДЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ.....	192
6.6. ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИЕ ЛЬДЫ, ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ОБРАЗОВАННЫЕ ЗА СЧЕТ МИГРАЦИИ ВОДЫ К ФРОНТУ ПРОМЕРЗАНИЯ.....	193
6.7. ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИЕ ЛЬДЫ, ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ЯВЛЯЮЩИЕСЯ ПОГРЕБЕННЫМИ ЛЕДНИКОВЫМИ ЛЬДАМИ.....	194
6.8. ДРУГИЕ ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ.....	196
6.9. ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКС, ВКЛЮЧАЯ ОТЛОЖЕНИЯ ЕДОМЫ.....	196
6.10. УСЛОВИЯ РОСТА МОЩНЫХ ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ.....	197
6.11. МЕХАНИЧЕСКОЕ УСЛОВИЕ РОСТА ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ И ЕГО СВЯЗЬ СО СВОЙСТВАМИ ВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	200
6.12. ПЛАВУЧЕСТЬ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ.....	201
6.13. РЕЗЮМЕ. ИДЕИ, ОБЪЯСНЯЮЩИЕ ЭВОЛЮЦИЮ ЕДОМЫ.....	202
6.14. НАЛЕДИ.....	203
6.15. МНОГОЛЕТНИЕ ЛЕДЯНЫЕ ПЕЩЕРЫ.....	206
6.16. ТИПЫ ЛЬДА, НАЙДЕННОГО В МНОГОЛЕТНИХ ЛЕДЯНЫХ ПЕЩЕРАХ.....	208
6.17. ПРОЦЕССЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ.....	210
6.18. ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ.....	211
6.18.1. Многолетние ледяные пещеры с глубокими отверстиями.....	211
6.18.2. Наклонные пещеры с двумя входами.....	213
6.18.3. Многолетние ледяные пещеры с одним входом и системой трещин в коренных породах, через которые поступает воздух.....	213

6.18.4. Многолетние ледяные пещеры с единственным входом без дополнительных источников охлаждения	214
6.19. ЛЕДЯНЫЕ ПЕЩЕРЫ В СУБТРОПИЧЕСКОМ КЛИМАТЕ	215
6.20. МАССИВНЫЕ ГЛЫБЫ ЛЬДА В СКАЛЬНЫХ ИЛИ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОДАХ	217
ГЛАВА 7. МНОГОЛЕТНИЕ БУГРЫ ПУЧЕНИЯ	219
7.1. ВВЕДЕНИЕ	219
7.2. БУГРЫ ДИАМЕТРОМ БОЛЕЕ 2,5 м	220
7.2.1. Бугры, сформированные преимущественно из инъекционного льда	222
7.2.1.1. Бугры пинго	222
7.2.1.2. Гидростатические пинго	223
7.2.1.3. Гидравлические пинго	224
7.2.1.4. Пинго с плоской поверхностью	228
7.2.1.5. Сезонные (осциллирующие) бугры пучения	231
7.2.1.6. Наледные бугры	232
7.2.1.7. Многолетние бугры неопределённого происхождения	233
7.2.1.8. «Псевдоинъекционные» бугры	233
7.2.2. Бугры, образовавшиеся преимущественно в результате сегрегационного льдовыделения	234
7.2.2.1. Пальсы	235
7.2.2.2. Пальсы в морском климате	236
7.2.2.3. Пальсы в холодном континентальном климате	239
7.2.2.4. Литальсы	243
7.2.2.5. Похожие на пальсы и литальсы формы рельефа	247
7.2.3. Бугры, образованные скоплением льда в торфяных плато	248
7.3. КРИОГЕННЫЕ БУГРЫ МЕНЕЕ 2,5 м В ДИАМЕТРЕ	253
7.3.1. Осциллирующие кочки	256
7.3.2. Туфуры	260
7.3.3. Циклические пылеватые кочки	263
7.3.4. Нивально-золотые кочки	264
7.3.5. Кочки неясного происхождения	266
7.3.6. Шнурковые болота	266
7.3.7. Пуны	267
ГЛАВА 8. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В УСЛОВИЯХ ХОЛОДНОГО КЛИМАТА	269
8.1. ВВЕДЕНИЕ	269
8.2. КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ	269
8.3. МЕДЛЕННЫЕ ПОТОКИ	271
8.3.1. Криогенный крип	271
8.3.1.1. Крип за счёт игольчатого льда	272
8.3.1.2. Морозное пучение и морозный крип	274
8.3.1.3. Гелифлюкция	277
8.3.1.4. Вклад других, похожих на крип процессов в перемещение отложений вниз по склону	280
8.3.2. Формы рельефа, образующиеся криогенными медленными потоками в гумидных областях	282
8.3.3. Формы рельефа, формирующиеся криогенным крипом в аридных регионах ..	286
8.4. БЫСТРЫЕ КРИОГЕННЫЕ ПОТОКИ	288
8.4.1. Криогенные обломочные потоки (сели)	289
8.4.2. Криогенные оползни и оплывины	297
8.4.3. Сложные криогенные склоновые явления	299
8.4.3.1. Сплывы активного слоя	300
8.4.3.2. Ретрогрессивные оплывины при оттаивании	301
8.4.3.3. Снежные и слякотные лавины	306
8.4.3.4. Снежные лавины	306
8.4.3.5. Слякотные лавины	310

8.5. ЗНАЧЕНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОБЛОМКОВ ВНИЗ ПО СКЛОНУ В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ.....	313
ГЛАВА 9. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СОСТОЯЩИЕ ИЗ КРУПНООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА.....	314
9.1. ВВЕДЕНИЕ	314
9.2. ИСТОЧНИК МАТЕРИАЛА.....	314
9.3. ВЛИЯНИЕ ТИПА ГОРНОЙ ПОРОДЫ.....	316
9.4. ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ.....	317
9.5. БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ	318
9.6. СУДЬБА РАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ХИМИЧЕСКОГО И БИОЛОГИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ.....	319
9.7. СКОРОСТЬ ОТСТУПАНИЯ СКАЛЬНЫХ ОБРЫВОВ	320
9.8. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ АККУМУЛЯЦИИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ХОЛОДНОМ КЛИМАТЕ	320
9.8.1. Криогенные блоковые (каменные) поля.....	321
9.8.1.1. Измерение скорости движения обломков на склонах.....	323
9.8.2. Криогенные осыпные склоны и конуса выноса	324
9.8.3. Классификация криогенных осыпных склонов.....	327
9.8.3.1. Глыбовые осыпи	328
9.8.4. Защита инфраструктуры	330
9.9. СМЕШАННЫЕ ОСЫПИ.....	330
9.9.1. Каменные глетчеры.....	331
9.9.1.1. Состав отложений и строение активных каменных глетчеров	334
9.9.1.2. Происхождение льда в активных каменных глетчерах.....	335
9.9.1.3. Соотношение с растительностью.....	336
9.9.2. Движение активных каменных глетчеров	337
9.9.2.1. Горизонтальное перемещение.....	337
9.9.2.2. Движение фронта	338
9.9.3. Распространение активных каменных глетчеров	341
9.9.4. Неактивные и реликтовые каменные глетчеры	342
9.9.5. Потоки, протекающие под каменными глетчерами	343
9.10. КУРУМЫ.....	345
9.10.1. Характеристика курумов.....	346
9.10.2. Классификация курумов	349
9.10.2.1. Сибирские активные динамические курумы	350
9.10.2.2. Тибетские активные динамические курумы	352
9.10.2.3. Активные запаздывающие курумы.....	354
9.10.2.4. Неактивные и реликтовые курумы	355
9.11. ВНЕШНИЙ ВИД ПОВЕРХНОСТИ БЛОКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ	359
ГЛАВА 10. КРИОГЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ГРУНТЫ.....	361
10.1. ВВЕДЕНИЕ	361
10.2. ФОРМЫ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ	362
10.3. ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ	363
10.4. МАКРОФОРМЫ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ.....	367
10.4.1. Криогенные несортированные кольца	368
10.4.1.1. Криогенные грязевые фурункулы (пятна-медальоны).....	369
10.4.1.2. Арктические грязевые фурункулы (пятна-медальоны).....	369
10.4.1.3. Субарктические грязевые фурункулы (пятна-медальоны).....	373
10.4.1.4. Ксерические несортированные кольца	375
10.4.1.5. Несортированные кольца в морских климатических условиях.....	377
10.4.1.6. Морозные фурункулы (пятна-медальоны)	379
10.4.1.7. Круги-пробки	379
10.5. КРИОГЕННЫЕ СОРТИРОВАННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ГРУНТЫ	381
10.5.1. Криогенные сортированные кольца	381

10.5.2. Криогенные сортированные полигоны и сети.....	384
10.5.2.1. Сортированные полосы.....	384
10.5.2.2. Каменные ямы.....	385
10.6. ИДЕНТИФИКАЦИЯ АКТИВНЫХ И НЕАКТИВНЫХ МАКРОФОРМ СОРТИРОВАННЫХ ГРУНТОВ	386
10.7. МИКРОФОРМЫ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ	387
ГЛАВА 11. ТЕРМОКАРСТ И ТЕРМОЭРОЗИЯ.....	389
11.1. ВВЕДЕНИЕ	389
11.2. ПРИЧИНЫ ТЕРМОКАРСТА.....	392
11.3. ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛОСТЕЙ В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ.....	395
11.4. ВЛИЯНИЕ ТЕРМОКАРСТА НА ОТЛОЖЕНИЯ	395
11.5. ТЕРМОКАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА.....	398
11.5.1. Термокарстовые ямы	398
11.5.2. Термокарстовые бугры.....	399
11.5.3. Шрамы пинго, пальс и литальс	401
11.5.4. Бисерные потоки (чётковидные русла).....	403
11.5.5. Термокарстовые озера.....	404
11.5.6. Ориентированные озера	407
11.5.7. Аласы.....	409
11.5.8. Цикл образования аласа.....	410
11.6. ТЕРМОКАРСТ И ТЕРМОЭРОЗИЯ ВДОЛЬ РЕК	416
11.6.1. Ледяные заторы	417
11.7. ТЕРМОАБРАЗИЯ И ТЕРМОКАРСТ ВДОЛЬ БЕРЕГОВ МОРЕЙ.....	421
11.7.1. Влияние сезонного морского льда.....	421
11.7.2. Влияние геологических условий	424
11.7.3. Влияние рельефа.....	425
11.7.4. Морские условия	426
11.7.5. Осадконакопление	426
11.8. ПРОЦЕССЫ, ВОВЛЕЧЕННЫЕ В ТЕРМОАБРАЗИЮ ЛЬДИСТЫХ АРКТИЧЕСКИХ ПРИБРЕЖНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	427
11.9. ЗНАЧЕНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЭРОЗИИ И АБРАЗИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	430
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	431

Предисловие

Эта книга предназначена для того, чтобы быть общим обзором молодой науки геокриологии, которая представляет собой исследование вечной мерзлоты, её характера, особенностей, процессов и распространения на Земле. Вечная мерзлота — результат особых климатических и геологических условий, в которых возникают мёрзлые горные породы и подземный лёд. Она оказывает огромное влияние на деятельность человека в холодных районах и окружающую среду в Арктике. Эти регионы отличаются от более тёплых областей присутствием сезонных или многолетних мёрзлых пород. Движение воды при промерзании вызывает вертикальные движения поверхности земли, в то время как сокращение массивов горных пород в холодную погоду может вызывать их растрескивание. Уникальная группа ландшафтных явлений и процессов встречается в этих областях, которых нет в других местах.

Вечная мерзлота есть на всех континентах кроме, возможно, Австралии. Её распространение тесно связано с климатом и окружающей средой, так что любые изменения в последних приведут к расширению области вечной мерзлоты или её сокращению, или к потере подземного льда. Как только в результате оттаивания вода появляется на поверхности, дальнейшее плавление подземного льда трудно остановить, что приводит к развитию процесса, названного термокарстом. Гидрология областей вечной мерзлоты более сложна, чем в других районах, и сама вода — источник тепла, которое может разрушить подземный лёд. Области с засоленными отложениями распространены в засушливых условиях, а также в тех регионах, которые находились под морем. Соли изменяют свойства горных пород, уменьшая температуру из замерзания и несущую способность.

Эти холодные условия приводят к разрушению материалов, таких как бетон и кирпич, а также тепловому сжатию, что под угрозу оборудование и инженерные сооружения. Рост льда вызывает пучение грунтов, в то время как оттаивание подземного льда приводит к переувлажнению почвы и тепловым осадкам. Прибрежные районы подвергаются особому и опасному виду абразии — термоабразии, в то время как весеннее оттаивание вызывает насыщение водой горных пород и почв и деструктивные склоновые процессы. Допустимая нагрузка от инженерных сооружений меняется в зависимости от сезона и часто значительно ниже, чем в других районах. Поступающее солнечное излучение меняется в зависимости от наклона поверхности и вызывает неравномерное оттаивание. Таким образом, в этих регионах возникают многочисленные проблемы для людей, некоторые из которых уникальны.

Человечество извлекает все больше ресурсов из этих регионов, и это требует хорошего знания геокриологии, чтобы успешно реализовать экономические проекты. Необходимы предварительные исследования для оценки возможностей и рисков освоения этих районов. Если найдено новое месторождение полезных ископаемых, важны надёжные дороги, необходим доступ к зданиям, оборудованию, здания для рабочих и предметы снабжения, а также объекты для удаления

отходов. Должны быть найдены источники энергии и воды и при необходимости построены соответствующие сооружения. Люди должны иметь достойную жизнь, чтобы выполнять необходимую работу.

Коренные народы, хотя и издавна проживают в этих отдалённых районах, не меньше нуждаются в современных удобствах и инфраструктуре. Там, где это возможно, они должны получить работу в обмен на нарушение их окружающей среды. Необходимо обеспечить максимально возможную защиту природной среды и дикой природы. Северные ландшафты очень хрупки, и крайне важно избежать ущерба, особенно такого, который делает невозможным образ жизни коренных народов. Загрязнение окружающей среды должно быть сведено к минимуму. По окончании срока действия того или иного проекта должны были быть выделены соответствующие средства на очистку и рекультивацию. К сожалению, часто это не делается.

Обширные области вечной мерзлоты являются пастбищами в высоких широтах, а также на возвышенностях, таких как плато Цинхай-Тибет. Тайга представляет собой один из самых крупных на планете лесных ресурсов. Нарушение растительности может привести к изменению температурного режима грунта, так что землепользование может быть проблематичным.

Эта книга написана тремя специалистами, представляющими три страны с обширными областями вечной мерзлоты и тремя различными языковыми группами. Втроём имеют более 120-летний опыт исследований и участия в проектах на вечной мерзлоте во всем мире, и они попытались обобщить здесь свои знания. Подобные проблемы встречаются в любой области вечной мерзлоты на планете, и сравнение знаний, полученных в разных частях мира, обнаруживает большое сходство. Однако климатические и другие факторы приводят к значительным местным изменениям, так что ни один континент или страна не обладают ни всем спектром возможных условий, ни исключительным опытом или знаниями. По этой причине глобальный взгляд представляется оправданным.

Эта книга состоит из трёх частей. Первая включает введение и общие характеристики вечной мерзлоты. Она состоит из четырёх глав, где рассматриваются определения и уникальные процессы, действующих в холодных районах, факторы, влияющие на них, и объяснение распространения вечной мерзлоты. Вторая часть состоит из семи глав, описывающих характерные для вечной мерзлоты ландшафтные формы. Наконец, в третьей части рассматриваются проблемы, с которыми сталкиваются инженеры при строительстве в районах вечной мерзлоты, а также лесоводы и земледельцы. Имеется значительная библиография, а также около 350 иллюстраций, чтобы сделать книгу более удобной для читателя.

Предисловие к русскому изданию от редактора

Настоящая работа стала результатом усилий нескольких лет. При её написании, изначально на английском языке, авторы решили, что предпримут попытки её издания в России и Китае, учитывая вклад этих стран, развития территорий с вечной мерзлотой и необходимость международного обмена современными знаниями. Эта книга может быть использована как учебник по курсу геокриологии в геологических и инженерных вузах, а также для самоподготовки, как современная монография, и как справочник для специалистов. Освоение Арктики продолжается, и надеюсь, что эта работа будет полезной.

В книге сделана попытка собрать воедино как обширный российский опыт — а именно Россия стала страной, где появилась геокриология (мерзловедение), и где она успешно развивалась несколькими поколениями учёных и специалистов, — так и показать русскоязычному читателю современный уровень этой науки на Западе и в Китае. По моему мнению, русское издание расширяет английский вариант, потому что в него включены некоторые небольшие дополнительные материалы от редактора, выделенные более мелким (9) шрифтом, которые мне показалось важным включить, учитывая сложившуюся практику в России и богатый опыт отечественных исследований. Приведены также некоторые важные разъяснения.

Необходимо иметь в виду, что всякий перевод не вполне совершенен, и не всегда, учитывая разработанность предмета, можно полностью передать значение, вкладываемое авторами на английском языке. Перевод сделан по возможности ближе к тексту, что иногда, к сожалению, не делает его лёгким для понимания. По возможности, в русском издании добавлены уточнения.

Понятия и термины, возникшие в геокриологии почти за сто лет её развития, выделены курсивом в тексте. Также приводятся их английские аналоги, что, по видимому, будет полезно читателю при его продолжении знакомства с англоязычными источниками. Рисунки оставлены с английскими надписями, но в пояснении дан их перевод. Там, где англоязычные термины отсутствуют, они опускаются, или же говорится, что термин используется в России. Например, текст «**морозное измельчение (*frost comminution*)**, род физического выветривания, называемое в России **криогенным выветриванием...**» означает, что термин «**морозное измельчение**» предлагается использовать в России, а его аналог — «***frost comminution***» используется за рубежом, при этом «**криогенное выветривание**», если не приводится его англоязычного аналога — только в России. Необходимо отметить, что целый ряд терминов, например «**касты**» и другие, для которых в России не нашлось подходящих аналогов или редактор счёл их не полностью отражающими смысл англоязычного термина, вводятся на русском языке впервые.

В российской и советской науке существует давняя, и, на мой взгляд, полезная традиция превращать зарубежные понятия, происходящие порой из словаря обычной речи, в отечественные научные термины. Тем самым не только

обогащается язык (перевод не всегда является точным), но и облегчается понимание друг друга во всем мире. Тем более, что английский язык за последние десятилетия стал языком международного научного общения. В этом смысле важно, что в геокриологии ряд международных (англоязычных) терминов пришёл, например, из якутского языка, где вечная мерзлота является частью жизни народа и где соответствующим объектам дана наиболее точная их характеристика. Много, как известно, в международной терминологии по геокриологии и изначально русских слов, чего, можно с гордостью отметить, нет, вероятно, ни в какой другой науке, и что подчёркивает её важность для России, где вечная мерзлота занимает около 65 % территории. Однако, учитывая новизну определенной части материала на русском языке, редактор этого издания будет признателен за замечания и советы, которые читатель может прислать на кафедру геокриологии МГУ им. М. В. Ломоносова.

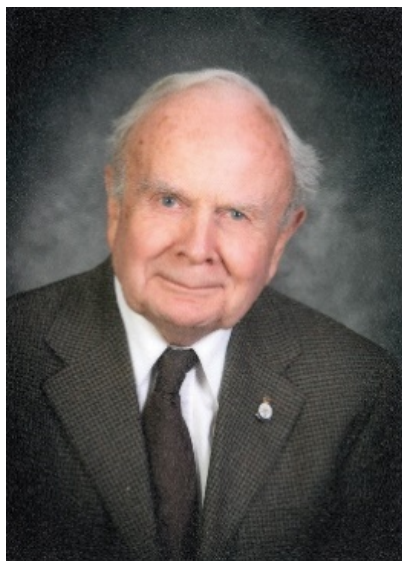
Значительная работа по переводу была выполнена магистранткой кафедры геокриологии В. А. Сантаевой, но текст был частично переведён, а также переработан и дополнен редактором русского издания. Большую помощь оказали студенты и аспиранты кафедры Э. А. Карнышева, А. А. Кудяев, А. В. Луговская, А. В. Окунев, А. А. Фалалеева, У. Б. Фаттоев, Ю. В. Черняк, Я. Ю. Шелков, которым выражаю свою признательность. Прочитали и внесли свои замечания Е. Н. Оспенников (Глава 7) и А. И. Тюрин (Глава 9), которым хочу выразить благодарность. Я глубоко благодарен также своим российским коллегам, список которых приведён в предисловии к английскому изданию, за разрешения использовать их иллюстрации, и надеюсь, что работа будет встречена с благосклонностью, а отзывы на неё послужат делу её улучшения.

На научные взгляды редактора и соавтора этой книги оказали влияние его учителя профессора В. А. Кудрявцев, Б. Н. Достовалов, Э. Д. Ершов, Б. А. Савельев, Н. Н. Романовский, С. С. Вялов, В. Т. Трофимов в другие, а позднее профессора И. Д. Данилов, К. Ф. Войтковский, Ю. К. Васильчук, С. Е. Гречищев, В. О. Орлов, М. А. Минкин, Я. В. Неизвестнов, А. А. Колесов, а также профессора П. Вильямс (P. Williams) и Н. Френч (N. French), коллеги по кафедре мерзлотоведения (геокриологии) профессора Л. Н. Хрусталев и И. А. Комаров, В. Г. Чеверева, Л. Н. Максимова и другие, коллеги и друзья по Амдерминской мерзлотной станции В. И. Аксенов, Ю. С. Петрухин, А. Л. Данилов, Г. В. Лепинских, Н. Ф. Цыбина, А. Н. Хименков, Л. В. Чистотинов, коллеги по ПНИИИСу профессор В. В. Баулин, Ю. Т. Уваркин, Г. И. Дубиков, М. М. Корейша, Ю. Д. Зыков, Н. П. Левантовская и экспедициям в Арктику и Сибирь Ю. Б. Шешин, В. А. Дубровин, Г. И. Грива, чл.-корр. РАН В. Ф. Гальченко и другие, коллеги по работе в Институте геоэкологии РАН акад. В. И. Осипов, В. П. Мерзляков, А. Н. Власов, коллеги по Университету Хоккайдо профессора М. Фукуда (M. Fukuda) и Ф. Томита (F. Tomita) и Институту криосферы Земли СО РАН акад. В. П. Мельников, В. В. Самсонова и многие другие, которым выражаю искреннюю и глубокую благодарность.

Я глубоко признателен также рецензентам этого издания академику РАН В. П. Мельникову и профессору В. Т. Трофимову.

После выхода в свет английского издания этой книги в издательстве Taylor & Francis CRC Press в 2018 году она попала в шорт-лист престижной премии 2019 PROSE Awards Ассоциации Американских Издателей, которая присуждается лучшим профессиональным публикациям года.

Об авторах



Стюарт Артур Харрис (Stuart Arthur Harris)

родился 14 января 1931 года в Челтенхеме, Глостершир, Англия. Он получил степени бакалавра наук, доктора наук в области геологии и доктора наук в области географии в Университете королевы Марии и Лондонском университете. Во время своей военной службы он консультировал Главное инженерное управление, Британские войска Египта и инженеров Арабского легиона в Иордании, решая проблемы геологии и водоснабжения этих районов. Впоследствии он был инспектором почв в консалтинговой компании «Hunting Technical Services», прежде чем стать правительственным инспектором почв в Гайане. Преподавал на кафедре географии Чикагского университета Вильфреда Лурье и Университета Канзаса прежде, чем стал работать в Университете Калгари, Канада в 1969 году. Национальный исследовательский

совет Канады попросил, чтобы он изучил взаимодействие климата и вечной мерзлоты в 1973, и он впервые нанёс на карту распространение вечной мерзлоты от Северного Нью-Мексико в США до Инувика, Северо-Западные территории Канады. Впоследствии он провёл исследования вечной мерзлоты и связанных с ней процессов на северо-западе Канады, а также на Тибетском плато, Китай. Вёл полевые работы в Исландии, Альпах, Польше, России, Китае, Монголии, Новой Зеландии и Казахстане, опубликовав свыше 200 статей, книг и докладов. Русское географическое общество наградило его медалью Николая Михайловича Пржевальского за его исследования горной вечной мерзлоты в 1996 году. Он также организовал три международных полевых экспедиции в Скалистых горах для зарубежных учёных в связи с международными конференциями в Канаде.



Анатолий Викторович Брушков родился 18 апреля 1957 года и вырос в посёлке Хатанга, бывшем административном центре Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа Красноярского края, обучаясь в школе-интернате

вместе с детьми коренных северных народов. Закончив школу с золотой медалью, поступил на геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, где стал учеником выдающихся российских исследователей вечной мерзлоты, таких как В. А. Кудрявцев, С. С. Вялов, Э. Д. Ершов и И. Д. Данилов, а впоследствии получил там же степень доктора наук. На протяжении ряда лет он руководил научно-исследовательской мерзлотной подземной станцией в Амдерме (АНИМС), Ненецкий автономный округ, которая проводила важные исследования механических свойств мёрзлых грунтов и участвовала в инженерных проектах по всей Российской Арктике. Затем работал в качестве начальника отдела инженерного мерзлотоведения в Производственном и научно-исследовательском институте по инженерным изысканиям (ПНИИС) Госстроя СССР, заведующим геокриологической лабораторией в Институте геоэкологии РАН им. Е. М. Сергеева, и специализировался на изучении влияния солей на свойства мёрзлых пород и влиянии изменения климата на вечную мерзлоту. Он также провёл исследования по выживанию микроорганизмов в вечной мерзлоте, был консультантом ряда других российских и международных компаний и учреждений. Работал в области исследования газов в вечной мерзлоте и термокарста, участвовал в полевых работах на Европейском Севере России, на Арктическом побережье, в Западной Сибири, Якутии, Канаде и на Аляске. В течение нескольких лет работал в Японии, был профессором Университета Хоккайдо, а затем Тюменского государственного нефтегазового университета, опубликовав около 200 различных работ. С 2010 года — профессор, заведующий кафедрой геокриологии геологического факультета МГУ.



Чэн Гуодонг (Cheng Guodong), академик Китайской АН, родился 11 июля 1943 года в Шанхае, Китай. Он получил степень бакалавра в Пекинском геологическом колледже (Китайский университет геологии) и провёл фундаментальные исследования в лабораториях КРЕЛ (CREEL) Армии США в Ганновере, Нью-Гэмпшир, прежде чем вернулся в Китай. В 1993 году Ченг Гуодонг стал академиком Китайской академии наук. Он отвечал за реорганизацию Института гляциологии и геокриологии Китайской академии наук, образовав Эколого-инженерный научно-исследовательский институт холодных и аридного регионов. Он успешно руководил исследованиями, тем самым позволив модернизировать технику строительства в районах вечной мерзлоты Китая в течение последних 15 лет. Одним из важнейших его достижений стала

разработка эффективных методов охлаждения оснований линейных транспортных путей с использованием каменных блоков. Он написал восемь книг, и его имя в списке авторов многочисленных документов, касающихся использования вечной мерзлоты. Он получил ряд важных наград в Китае, а также является лауреатом одной из первых трех наград IPA Lifetime Affairs Международной ассоциации по вечной мерзлоте (IPA).

Благодарности

Ряд живых и, к большому сожалению, умерших коллег и организаций любезно разрешили использовать свои фотографии в этой книге. Глубокая благодарность Василию Богоявленскому (Vasily Bogoyavlensky) (Рис. 7.9), В. Burton (Рис. 10.3), Mike Chambers (Рис. 10.2), Lee and Barbara Clayton (Рис. 6.6), Hanna H. Christiansen (Рис. 7.16), Р. В. Десяткину и А. Р. Десяткину (R. V. Desyatkin and A. V. Desyatkin) (Рис. 11.17), R. O. van Everdingen (Рис. 11.8), Сергею Фомину (S. Fomin) (Рис. 5.20), D. Froese (Рис. 5.22), Алдару Горбунову (Aldar Gorbunov) (Рис. 9.13), Михаилу Григорьеву (M. Grigoriev) (Рис. 1.31, 6.4 & 6.8А), Геннадия Гриве (Gennady Griva) (Рис. 15.6 & 15.9), Анатолию Губарькову (A. Gubarkov) (Рис. 5.3, 8.5 & 11.2), Bernard Hallet (Рис. 10.1), Owen L. Hughes (Рис. 11.6), В. М. Jones (Рис. 11.37), Валентину Кондратьеву (V. Kondratiev) (Рис. 13.35, 14.18 & 14.19), А. Г. Костяеву (A. G. Kostyaev), (Рис. 6.8В), Ю. Н. Мудрову (Рис. 7.15), I. W. Lee (Рис. 14.25), A. G. Lewkowicz (Рис. 7.43), J. Ross Маскау (Рис. 7.3 & 11.13), Владимиру Мельникову (V. Melnikov) (Рис. 13.7), Алексею Осокину (A. Osokin) (Рис. 14.1, 14.12 & 14.22), E. Pike (5.16), L. and S. Rollinson (2.8), M. Rosen (Рис. 13.37), Вере Самсоновой (Vera Samsonova) (Рис. 5.31, 6.2 & 13.25), M. K. Seguin (Рис. 7.21), W. W. Shilts (Рис. 11.10), C. Scapozza (Рис. 9.11), V. Singhroy (Рис. 8.33), Tourismusverband Werfen (Рис. 6.12 & 6.13), A. Cheng (Рис. 11.8), J.-S. St. Vincent (Рис. 11.35), G.-S. Wang (Рис. 17.9), Sizhong Wang (Рис. 5.9), Yakutic Reindeer Tours (Рис. 18.4), Y.-H. You (Рис. 17.5), Андрею Чжану (Рис. 11.1), Александру Тюрину (A. Tyurin) (Рис. 9.27, 9.30, 9.38, 9.39) и Михаилу Железняка (M. Zheleznyak) (Рис. 4.12). Остальные фотографии были сделаны тем или иным автором этой книги.

Несколько журналов разрешили использование иллюстраций, ранее опубликованных в их изданиях, включая Arctic (Рис. 1.8, 1.10, 3.17, 3.5, 3.6, 4.2), Arctic, Antarctic и Alpine Research, ранее Arctic и Alpine Research, Университет Колорадо (Рис. 7.22, 8.6, 8.7А, 10.10 и Табл. 1.1). Кроме того, Elsevier (Табл. 3.1), Matti Serpälä (Рис. 7.18) and Владимир Романовский (V. Romanovsky) (Рис. 2.7) разрешили использовать ранее опубликованные материалы. Рис. 1.9, 1.13, 1.14, 2.23, 4.17, 13.8, 16.5, 18.12, 18.13 воспроизводятся из книги, написанной Стюартом Харрисом (Stuart A. Harris) и опубликованной в 1986 г. В большинстве случаев рисунки были перерисованы Робинем Пойтрасом (Robin Poitras), кафедра географии Университета Калгари, чтобы привести рисунки к последовательному стилю на во всей книге. Памела Харрис любезно прочитала рукопись вместе с Анатолием Брушковым и Стюартом Харрисом.

Посвящение

Эта книга посвящена нашим жёнам, **Памеле Розмари Харрис (Patela Rosemary Harris)**, **Марине Ивановне Брушковой** и **Чжан Юфэнь (Zhang Youfen)**, в знак признательности за их бесконечное терпение, поддержку, понимание и дружеское отношение на протяжении последних нескольких десятилетий, пока мы проводили исследования в области геокриологии. Без них эта книга была бы невозможна.

Часть I

ВВЕДЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Геокриология — это наука, изучающая процессы и явления, возникающие при температурах горных пород ниже 0 °С в поверхностных горизонтах земной коры. В областях с тропическим или субтропическим климатом не происходит промерзания на протяжении всего года. В этих регионах действуют обычные геоморфологические процессы, исключая оледенения и процессы, уникальные для областей с многолетнемерзлыми или сезонномерзлыми породами.

Определение термина «**отложения (soils)**», часто используемое в этой книге, относится к верхним слоям горных пород, в том числе и скальным, которые были преобразованы в результате выветривания и почвообразования, или невыветрелым осадочным породам, если не указано иное.

Термин «**грунт**» здесь также используется, но мы старались по возможности его избегать, полагая, что **грунты** — это горные породы и почвы, рассматриваемые как объект инженерной деятельности человека, в трактовке коллег, работающих в области инженерной геологии. Он также рассматривается применительно к **структурным грунтам (patterned grounds)** (см. гл. 10). Собственно **почвы (soils)**, безусловно, также рассматриваются, но применительно к **криогенным процессам при температурах ниже 0 °С (cryogenic processes where temperature dip below 0 °С)**.

По мере продвижения к полюсам климат становится достаточно холодным для того, чтобы поверхностные горизонты земной коры подвергались воздействию температур ниже 0 °С. Это охлаждение может быть временным или кратковременным, продолжающимся в течение одного или более часов, или в течение нескольких дней в году. Горные породы относятся к сезонномерзлым, имеющим отрицательную температуру в течение нескольких месяцев, и продолжительность периода без промерзания становится лимитирующим фактором для биоты. Еще далее к полюсам появляются грунты, температура которых остается ниже нуля в течение более чем двух лет. Эти холодные горизонты литосферы называют вечной мерзлотой, а горные породы называют **вечномерзлыми**, или **многолетнемерзлыми**.

Несмотря на то, что специалисты называют горные породы, находящиеся в мерзлом состоянии более двух лет, многолетнемерзлыми, а толщи таких пород — многолетнемерзлыми толщами, их можно также называть **вечномерзлыми породами (permafrost soils или grounds)**, или **вечной мерзлотой (permafrost)**. Это вполне удачное название, широко использовавшееся

в прошлом, и в разговорном языке. В русском языке слово «вечный» имеет несколько значений, в том числе длительный, длящийся веками, а не только существующий всегда. В словаре В. Даля «вечный, что без начала и без конца, безначальный и бесконечный; всегдашний постоянный, нескончаемый, неизменный; бессрочный, весьма длительный, продолжительный, пожизненный», поэтому «вечная мерзлота» — точное название, как считал еще М. И. Сумгин (1937).



Рис. 1.1. Типичный разрез с льдистыми породами ниже слоя сезонного оттаивания (активного слоя) 72 см (Мохалла, Исландия). Обратите внимание на концентрацию льда в поверхностных слоях, при этом льдистость уменьшается с глубиной. © S. A. Harris

Мощность многолетнемерзлых пород увеличивается с понижением среднегодовой температуры, при прочих равных условиях, тогда как слой сезонного оттаивания, или активный слой, как его называют за рубежом, уменьшается. **Временно-** или **сезонномерзлые породы** обычно промерзают зимой с поверхности, но оттаивают летом, и часто неточно описываются как **активный слой (active layer)**, хотя они имеют другую льдистость и распределение льда. В России этот горизонт называется слоем сезонного промерзания. Вечномерзлыми грунтами (горными породами) называют грунты (горные породы) под активным слоем (слоем сезонного оттаивания) с температурой ниже 0 °С в течение более двух лет. Обратите внимание, что термин применяется независимо от влажности.

Ключевым свойством в области вечной мерзлоты является тенденция накапливать воду — H₂O в форме льда в своих верхних горизонтах, что выражается

Поверхностные горизонты вечномерзлых пород находятся в равновесии с современным климатом, но более глубокие горизонты могли быть сформированы в прошлых, более холодных климатических условиях и называются **реликтовой вечной мерзлотой (relict permafrost)**. Открытие реликтовой мерзлоты, сделанное впервые на территории Западной Сибири, принадлежит профессору Томского госуниверситета А. А. Земцову (1957 г.). **Ледники (glaciers)** не включены в рассмотрение, являясь формами рельефа с их характерными процессами и явлениями, изучаемые **гляциологией (glaciology)**. При этом у нее много общих вопросов с **геокриологией (geocryology)**, например, состояние ложа ледника или процессы вблизи его границы.

В России грунты, или горные породы, подвергающиеся временному, сезонному и длительному промерзанию, рассматриваются как составляющие **криолитозоны (cryolithozone)**, однако эта терминология обычно не используется исследователями за рубежом. Глубина промерзания зависит от ландшафта и тепловой истории, и изменяется от нескольких сантиметров до сотен метров.

в уникальном распределении влаги в грунте (рис. 1.1). Количество накопленной влаги может достигать до 90 % объема ниже кровли многолетнемерзлого грунта. Это приводит к серьезным изменениям во влажностном режиме этих грунтов, наряду с важной зависимостью от стабильности климата. Без этого грунтовый лед может частично или полностью оттаять в течение теплых периодов. Погода и климат постоянно меняются, в то время как другие части окружающей среды, такие как подземные воды и растительность, также подвергаются изменениям со временем.

Подземные воды, лед и отрицательные температуры в совокупности приводят к образованию особых форм рельефа, характерных для этих областей, в то время как сезонное промерзание может способствовать возникновению процессов, не встречаемых в более теплом климате. В 1 части этой книги в главе 1 представлены основные характеристики вечной мерзлоты, а в главе 2 обсуждаются процессы, встречающиеся только в криолитозоне. В главе 3 рассматриваются факторы, воздействующие на образование мерзлых пород, а в главе 5 описано современное состояние вопроса об их распространении. В 2 части описаны уникальные формы рельефа, а в 3 части обсуждаются ограничения и проблемы, влияющие на развитие в этих областях.

Глава 1. ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОПИСАНИЕ

1.1. ВВЕДЕНИЕ

Вечная мерзлота (permafrost) определяется как горные породы, или грунты с температурой, которая остается ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ более двух лет (ACGR, 1988). Она включает сухие породы и почву, а также все ледяные субстраты, включая ледниковые отложения, но исключая настоящие ледники. Ледники рассматриваются в науке как отдельный предмет, хоть и существуют смежные вопросы (Dobin' ski, 2012). Соленые водоемы и подземные воды при отрицательной температуре могут оставаться незамерзающими как часть **вечной мерзлоты**. Горные породы, температура которых ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, называются также **криотическими (cryotic)**. Изучение вечной мерзлоты называется **геокриологией** и является частью криологии, которая изучает все мерзлую материю, или вещество ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

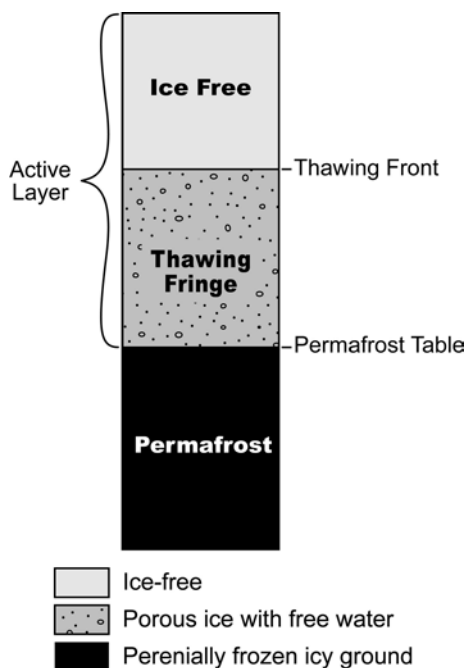


Рис. 1.2. Названия частей верхних слоев в разрезе вечной мерзлоты в торфе, который находится в равновесии с современным климатом, — активный слой (active layer), фронт протаивания (thawing front), малольдистая (ice free) зона, подстилающаяся вечной мерзлотой (permafrost), кровля мерзлоты (permafrost table), оттаивающая бахрома (thawing fringe). (Harris, 2005)

Сухая вечная мерзлота (dry permafrost) (ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$) в настоящее время встречается в Антарктиде. При отсутствии влаги грунты обладают другими термическими свойствами по сравнению с влажными, т. к. необходимы затраты энергии для нагрева воды (льда), и, наоборот, вода содержит больше тепловой энергии, чем воздух, поэтому больше тратится энергии на изменение температуры в $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ влажного грунта. В других областях, холодные массивные горные породы обычно не рассматриваются как сухая вечная мерзлота, т. к. лед находят в трещинах. Это имеет важное значение, т. к. теплая летняя дождевая вода может частично оттаять лед, позволяя воде проникать в внутримерзлотные талики или подземные воды под вечной мерзлотой.

Характер грунта влияет на тип геологического разреза и его тепловой режим, но типичный разрез в дисперсных отложениях показан на рисунках 1.1 и 1.2. Вблизи поверхности находится слой, который промерзает и оттаивает в течение года, и поэтому называется **активным слоем, или слоем сезонного оттаивания (active layer)**. Термин «активный слой» в этом смысле используется англоязычными авторами и рекомендован IPA, а в России он встречается со времени О. К. Ланге (1961).

Термин «деятельный слой», являющийся точным переводом с английского active layer, используется у нас также в ином смысле (Чудновский, 1948), и, вероятно, менее предпочтителен. В отложениях с небольшой пористостью он проявляется в виде зоны, свободной ото льда, или

малольдистой (ice free) зоны, подстилающейся вечной мерзлотой (permafrost), а граница между ними называется **кровлей мерзлоты (permafrost table)**. В более пористых отложениях, таких как торф, активный слой включает льдистую зону, в которой верхний горизонт водопроницаем и позволяет грунтовой воде проходить через нее (рис. 1.3). По мере того, как вода движется, она расширяет поры, расплавляя внешний слой окружающего минеральные зерна льда, и этот слой называется **оттаивающей каймой (thawing fringe)**. Лед в этом слое частично тает, следовательно, этот слой является частью активного слоя. На его верхней поверхности находится оттаивающий фронт. Часто он встречается, если торф составляет в разрезе более 50 % активного слоя.

В пористых минеральных грунтах он меньше и отсутствует в глинах и в коренных породах. Поскольку фактическое положение кровли вечной мерзлоты меняется из года в год, зона изменения называется **переходным слоем (transient layer)**, и на северо-западе Северной Америки она характеризуется накоплением льда. Как правило, мощность этого слоя небольшая, за исключением горных районов с изменчивым континентальным климатом. В Западной Сибири маломощный сухой переходный слой был описан в плотных отложениях (Shur, 1988a; 1988b). Этот сухой слой называется **защитным слоем (shield layer)**, который действительно защищает льдистую вечную мерзлоту от протаивания при колебаниях климата. Обратите внимание, что **сезонно-мерзлый слой (seasonally frozen layer)**, или **слой сезонного промерзания**, и **сезонно-талый слой (seasonally thawed layer)**, или **слой сезонного протаивания**, не идентичны. В любой отдельный год глубина сезонного оттаивания в районах с вечной мерзлотой не зависит от глубины сезонного промерзания в областях, где мерзлота отсутствует. Текстура и содержание льда в этих слоях различны, поэтому использование этих терминов в России уникально и оправдано. Обычно наблюдается максимальная концентрация льда в отложениях, непосредственно ниже кровли вечной мерзлоты, при этом содержание льда, как правило, уменьшается с глубиной (рис. 1.1). Нижняя граница вечной мерзлоты называется **подшовой вечной мерзлоты (permafrost base)**.



Рис. 1.3. Пористый лед на поверхности в аллювиальных отложениях, Klwane, Yukon Territory, Canada. © S. A. Harris

Толща вечной мерзлоты может включать области, называемые **таликами (talik)**, где мерзлые породы отсутствуют. **Сквозные талики (through taliks)** могут встречаться под реками и крупными озерами, но под меньшими водоемами талики мелкие и подстилаются вечной мерзлотой. Последние называются **несквозными таликами (supra-permafrost taliks)**, или **ложными таликами (blind или false taliks)** в русской литературе (рис. 1.4). Эти надмерзлотные талики образуются благодаря тому, что

вода является источником тепла и должна терять большие количества энергии ($3,33 \cdot 10^5$ Дж/кг) при изменении ее фазового состояния от жидкости до льда при

0 °С, Обычное распределение таликов и их терминология показаны на рис. 1.4. Иногда **закрытые талики (closed talik)**, или **внутримерзлотные** талики или подмерзлотные горизонты насыщены соленой водой, которая не может замерзнуть из-за засоленности. Она представляет собой рассол, образующийся после того, как окружающая вода замерзла, концентрируя соли в оставшемся растворе, — такие подземные воды называются **криопэгами (cryopegs)**.

Криопэги типичны как подземные воды около морских берегов. Из-за высоких концентраций солей они могут оставаться жидкими при очень низких температурах. Это может привести к тому, что соленая вода будет перемещаться в толщу вечной мерзлоты. Искусственные криопэги могут также возникать в результате использования соленой воды при бурении скважин.

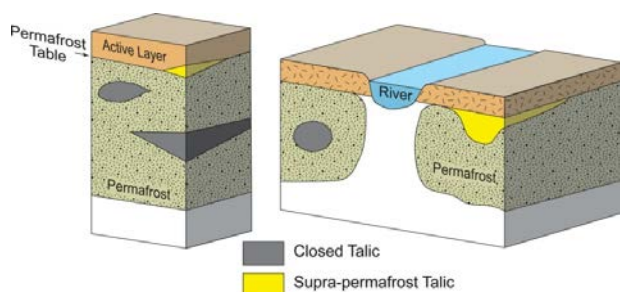


Рис. 1.4. Блок-диаграмма области с вечной мерзлотой (permafrost), включающая реку (river) с указанием названий составляющих частей — кровли мерзлоты (permafrost table) и несквозных таликов (supra-permafrost talik). Закрытые (closed talik) талики могут образовывать каналы, параллельные поверхности земли, через которые грунтовые воды движутся вниз по склону

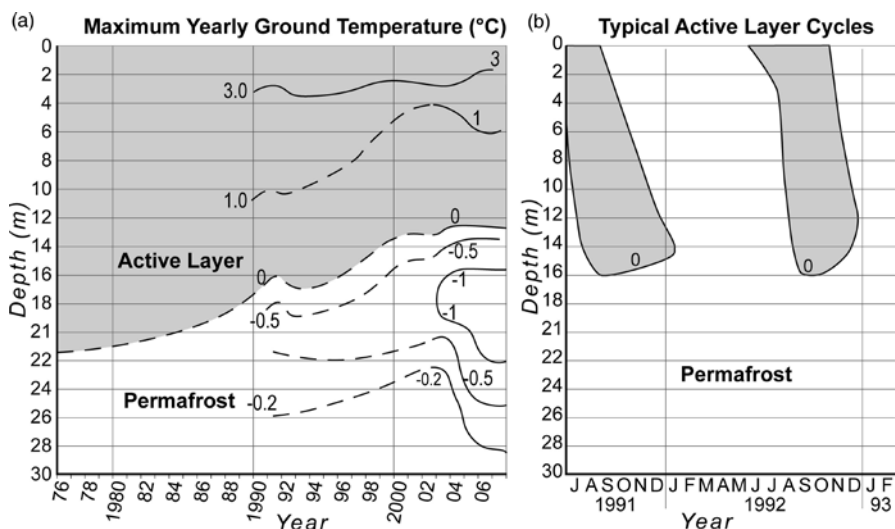


Рис. 1.5. Изменение мощности (depth, m) активного слоя (active layer) при максимальной годовой температуре горных пород (maximum yearly ground temperature), °С (a), в течение 30 лет на скважине Plateau Mountain # 2, пробуренной в массивных известняках и доломитах в юго-западной Альберте, Канада в области развития вечной мерзлоты (permafrost) и (b), типичные циклы активного слоя (typical active layer cycles) — форма теплой летней волны в течение двухлетнего периода с 1991 по 1993 год по месяцам от января (J) до декабря (D) (из Harris, 2008, Рис. 4). В соседних обломочных отложениях мощность активного слоя более 1,5–2,5 м.

В Северной Америке немерзлый горизонт ниже подошвы вечной мерзлоты иногда называют **подмерзлотным таликом (sub-permafrost talik)**.

Он развивается там, где наблюдается существенное потепление климата (см. Главу 3), так что активный слой может полностью не промерзнуть, а **реликтовая вечная мерзлота** отделена от верхних слоев вечной мерзлоты. Это происходит там, где вечная мерзлота начинает деградировать (Jin *et al.*, 2006). Большинство грунтов состоят из обломочных отложений с точечными контактами и промежутками между ними. Эти пространства могут быть частично или полностью заполнены льдом в мерзлых горизонтах. Когда этот лед тает, может наблюдаться значительная осадка поверхности, называемая **осадкой (subsidence) при оттаивании**, в то время как полученная вода может привести к фактическому сжиганию осадка. Тепловые свойства, включая теплопроводность, зависят от характера контактов между зернами, пористости и содержания воды / льда.

В разрезах коренных пород вечная мерзлота довольно разная, хотя ее редко рассматривали. На горе Плато на юго-западе Альберты, Канада, коренные породы состоят из массивного известняка и доломита, некоторые части покрыты тонким слоем дисперсных отложений, с поверхностями, состоящими из тонкослоистого известняка с морозобойным трещинами, в то время как другие состоят из массивного известняка (Harris & Brown, 1978). В областях с дисперсными отложениями мощность активного слоя характерна для разрезов в других осадочных породах, то есть около 1,5–2,5 м. В сланцеватой, трещиноватой горной породе активный слой оказался около 5–8 м, а в массивной скальной горной породе мощность активного слоя составляла 13–21 м (рис. 1.5). Подобные по мощности активные слои в коренных породах были отмечены в Норвегии (Christiansen *et al.*, 2010; Farbrot *et al.*, 2011). Это связано с высокой теплопроводностью коренных пород, которая изменяется от 4,92 до 6,1 Вт/мК для керна из скважин на горе Плато (Harris & Brown, 1978). Поскольку в массивной породе имеется незначительное пористое пространство, тепловой поток очень велик по сравнению с горными породами или осадками, содержащими воздух в порах и трещинах. В этом случае сезонное нагревание и охлаждение распространяются на гораздо большую глубину. Воздух — плохой проводник тепла, а лед — довольно эффективный проводник, хотя он имеет несколько более низкую теплопроводность, чем коренные породы. Скважины наблюдались в течение многих лет, и последующее понижение среднегодовой температуры воздуха привело к тому, что самый глубокий активный слой уменьшился на несколько метров, хотя в большинстве случаев он еще глубже 13 м (рис. 1.5а).

Трещины в коренных породах затрудняют измерение мощности активного слоя в массивных коренных породах, а также обеспечивают аномалии температуры при определении фактической глубины залегания кровли вечной мерзлоты. Когда лед тает весной, образовавшаяся вода движется по трещинам, нагревая горные породы. Так же вода теплых летних дождей попадает в трещины, нагревая стенки, хотя бы на короткий промежуток времени. Мониторинг скважин в вечной мерзлоте, прилегающей к разрывным нарушениям, показал, что происходят внезапные повышения температуры горных пород выше 0 °С в течение нескольких часов или даже одного или двух дней. Эти колебания обычно не рассматриваются при картировании вечной мерзлоты, поскольку они влияют только на небольшие области вокруг крупных разрывов. Однако вечная мерзлота в этих породах оказывается проницаемой, и вода может перемещаться вниз в районах с относительно теплой вечной мерзлотой. Это не происходит в районах более холодной, сплошной вечной мерзлоты, например, в Национальном парке Наханны.

1.2. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ТЕРМИНЫ, ВОЗНИКШИЕ В РОССИИ

Россия была первой страной, где проводилось исследование вечной мерзлоты. До недавнего времени в этой стране было больше ученых-исследователей, работающих с вечной мерзлотой, чем в любой другой стране, и дополнительные термины встречаются в русской литературе, что обсуждается ниже.

Область литосферы с температурами ниже 0 °С в России называется **криолитозоной (cryolithozone)**. Оболочка Земли, включающая литосферу, гидросферу и атмосферу, с температурами ниже 0 °С принято во всем мире называть **криосферой (cryosphere)**.

Мерзлыми породами в России называют горные породы, находящиеся при температурах ниже 0 °С, и имеющие в составе лед. Не содержащие льда горные породы ниже 0 °С считаются **охлажденными**, если содержат воду, и **морозными**, если не содержат ни льда, ни воды. **Многолетнемерзлыми (ММП)** считаются мерзлые породы, находящиеся в мерзлом состоянии более 2-х лет. Обратите внимание, что **многолетнемерзлые породы (ММП)** не являются синонимом **вечной мерзлоты (permafrost)**, как ее определяют в других странах: последняя за рубежом включает **охлажденные** и **морозные** породы по русской терминологии.

Там, где кровля мерзлоты сходится с подошвой активного слоя, она называется **сливающейся мерзлотой (confluent permafrost)**, если кровля находится ниже, она называется **несливающейся мерзлотой (non-confluent permafrost)** (Dostovalov & Kudryavtsev, 1967). Иногда вечная мерзлота может состоять из двух или более слоев, разделенных талыми прослоями. В этом случае она называется **слоистой вечной мерзлотой (layered permafrost)**. Глубокий слой древней или **реликтовой (relict) вечной мерзлоты**, образовавшийся в позднем плейстоцене, был впервые обнаружен Земцовым (1957) в Западной Сибири. Реликтовая вечная мерзлота значительно простирается к югу от **южной границы (southern border)** современной вечной мерзлоты в Сибири (Бердников, 1970; Ананьева и др., 2003). Ее существование, а также острова вечной мерзлоты в районах немерзлых грунтов представляет проблему для определения **южной границы вечной мерзлоты. Сплошная мерзлота (continuous permafrost)**, или **непрерывная** вечная мерзлота наблюдается только в северных районах или на склонах высоких гор (Dostovalov & Kudryavtsev, 1967), и занимает более 70 % площади. Южнее, где наблюдается много таликов, мерзлота, называется **прерывистой (discontinuous)**. Если мерзлота занимает острова, и общую площадь менее 30 % (<30 %), она называется **спорадической мерзлотой (sporadic permafrost)**. Тем не менее, по-прежнему существуют области без вечной мерзлоты под большими водохранилищами и озерами, а также в местах интенсивной циркуляции подземных вод, которые называются **таликами (taliks)**, которые могут быть **сквозными (through)**, распространяющимися на всю толщу мерзлоты, а также **несквозными**, или, иначе, **слепыми (blind)** или **ложными (false)** таликами.

Сезонномерзлые грунты, которые не протаивают летом и могут существовать от одного года до нескольких лет, называются **перелетками (pereletok)** в России. Разница между перелетком и относительно «молодой» вечной мерзлотой основана на типичном термическом режиме региона и частоте их появления. Вечная мерзлота возникает закономерно и имеет тенденцию оставаться, а перелеток возникает изредка и имеет тенденцию исчезать после некоторого короткого промежутка времени, чаще, года. Этот термин не используется в Северной Америке или в Европе.

1.3. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Краткую историю исследования вечной мерзлоты можно отыскать в публикациях Цытовича и др. (1959), Харриса (1986а), Ершова (1990, 1998а, 1998b) и Френча (2003). Самые ранние жители северных районов знали, как выжить, используя стены из земли для зимних домов в Сибири и Исландии, где не было снега, и иглу, сделанную из блоков снега или льда в Арктике. Туннели в вечной мерзлоте по-прежнему используются для хранения мяса и некоторых продуктов в Туктоюктуке, Канаде, Хатанге в России и Улан-Баторе в Монголии и многих других местах. Зимой питьевая вода у северных народов получалась путем резания блоков льда из замерзших рек или сбора снега, а затем его оттаивания. Первое распределение температуры пород по глубине в вечной мерзлоте было получено, когда российский купец Федор Шергин решил выкопать колодец в Якутске. После проходки 105 м, все, с чем он столкнулся, было мерзлым грунтом. Академик А. Ф. Миддендорф исследовал колодец в 1836 году, измеряя температуры, и, хотя колодец был углублен, подошва вечной мерзлоты так и не была найдена (Миддендорф, 1867–1878). Было установлено, что сезонные колебания температуры прекращаются ниже глубины около 20 м.

М. И. Сумгин и др. (1940) разработали концепцию зональности вечной мерзлоты на основе оценки охлаждения грунта на глубине 10–15 м. Дальнейшая работа привела к тому, что площадь распространения заменила температуру для определения классов (зон) по Сумгину. Последующий метод был основан на оценке доли поверхности земли, занимаемой вечной мерзлотой, независимо от ее мощности. Хотя это полезная концепция изучения распространения вечной мерзлоты и планирования хозяйственной деятельности, существуют несогласия в отношении границ между классами (зонами) (см. Главу 4).

Около середины прошлого века, главным образом усилиями русских и американцев, была образована Международная ассоциация по мерзлоте (IPA), и проводятся периодические международные встречи. В результате многие страны, не имеющие вечной мерзлоты, присоединились и провели исследования в этой области. В последнее время европейские ученые провели совместные исследования для определения масштабов, характеристик и свойств вечной мерзлоты на этом континенте и в других местах. Они регулярно встречаются на континентальной конференции (EUCOP). Начиная с конца 1970-х годов, Китай проводит большое количество исследований по использованию областей мерзлоты в пределах своих границ, особенно в Северо-Восточном Китае и в высоких горах и плато центрального, южного и западного Китая. Примерно в 2013 году китайцы тратили значительные средства на подготовку специалистов и впоследствии проводили исследования в поддержку огромных проектов развития, многие из которых находятся в районах вечной мерзлоты. Теперь ключевые проекты развития завершены, и с нынешним экономическим спадом масштабы изучения вечной мерзлоты значительно сократились.

Со времени последнего обзора знаний о вечной мерзлоте (Washburn, 1979) был достигнут значительный прогресс в понимании того, где образуется вечная мерзлота, что это такое, как она ведет себя, каковы возможности ее контроля, и как она влияет на людей, которые живут и работают в этой области. Мы также теперь знаем больше об уникальных формах рельефа в этих регионах, о том, как они формируются и изменяются со временем, и каковы последствия, если они нарушаются естественными силами или человечеством.

1.4. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

В работе Харриса (1986а) рассмотрены имеющиеся в то время методы измерения температуры горных пород. Из них **термисторы (thermistors)**, небольшие резисторы, которые изменяют сопротивление при изменении температуры), как правило, являются предпочтительным методом, но их необходимо защитить от влаги. **Термопары (thermocouples)**, два провода из разных металлов или сплавов, концы которых спаяны вместе) используются в ситуациях, когда применение других методов невозможно, например, там, где они захоронены во льду, как на островах Северного Ледовитого океана. Оба типа сенсоров могут обеспечить точность около 0,01 °С, когда показания считываются с использованием регистраторов данных, или **логгеров данных (data loggers)**, или просто, **логгеров**. Последние могут использоваться для одноразового применения со встроенным термистором, или быть многоканальными, многоканальными и способными одновременно измерять несколько разных свойств.

Последнее нововведение заключается в экспериментальном использовании **распределенного температурного зондирования (distributed temperature sensing, или DTS)** (Rogers *et al.*, 2015), в котором используется волоконно-оптический кабель для измерения температур на расстояниях до 22 км. Также возможно измерение влажности с использованием DTS, хотя до сих пор оно использовалось только для определения динамики потока (Selker *et al.*, 2006). Деформации одновременно также могут быть измерены. Такая система может обеспечить мониторинг температур горных пород, полей напряжений и режимов влажности вдоль линейных сооружений, хотя стоимость, вероятно, будет высокой. Однако стоимость ремонта таких сооружений также является значительной.

1.5. КОНДУКЦИЯ, КОНВЕКЦИЯ И АДВЕКЦИЯ

Инженеры и ученые обычно полагают, что тепло переносится в землю посредством **кондукции (conduction)**, т. е., молекулярной передачи тепла от зерна к зерну в точках контакта в дисперсных отложениях. На этом основаны расчеты глубин фундаментов инженерных сооружений в таких породах (см. Часть 3). В массивных породах теплопроводность намного больше, поскольку передача тепла не прерывается пустотами. Вот почему массивные грунты вокруг бетонных или стальных фундаментов способствуют увеличению глубины активного слоя по сравнению с близлежащими отложениями.

Конвекция (convection) — термин, относящийся к циркуляционному движению вещества (воздух или вода), которое способствует переносу тепла в результате развития градиента плотности или температуры. Это причина охлаждения пород под крупнообломочными грунтами, а также возникновения ледяных пещер (см. Глава 6).

Адвекция (advection) — название, используемое для описания движения тепла в горных породах посредством движения воды или любого другого флюида, как вертикально к поверхности, так и субгоризонтально вдоль склона. В прошлом это явление часто не принималось в расчет, но латеральная адвекция тепла в форме движения воды в поверхностные слои грунта внутри таликов параллельно поверхности, или движения атмосферных вод, проникающих по порам в дисперсные отложения, способствовала возникновению серьезных проблем. Вода, как правило, имеет температуру выше 0 °С и, следовательно, при движении способна передавать тепло в горные породы. Veuille и другие (2015) провели

эксперименты, подтверждающие влияние такого нагрева на грунты и показавшие, что это влияние зависит от скорости потока воды при данной разности температур. Это привело к разрушению дороги Аляскинского шоссе вблизи Бивер-Крика, а также к отказу на железной дороге БАМ в России (Глава 16). В Китае это создало проблемы с основаниями опор линий электропередач на плато Цинхай-Тибет (см. Главу 17). Нефть и газ при добыче из скважин также переносят тепло, которое рассеивается в окружающую среду, вызывая проблемы, например, в заливе Прудо и в Западной Сибири (Harris, 2016b).

1.6. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Вечная мерзлота является результатом теплового баланса на поверхности Земли, в результате которого среднегодовая температура поверхности становится ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Земля приближается к форме шара, и солнечная радиация достигает максимума в тропиках. Полярные регионы получают ограниченное солнечное тепло, но около 30 % тепла, поглощаемого в тропиках, переносится в Северное полушарие поверхностными морскими течениями, термогалинными

течениями и движениями воздушных масс (Harris, 2002a). В Южном полушарии присутствие холодной, плотной антарктической воздушной массы и формы континента минимизирует эту передачу. Вот почему Северное полушарие более гостеприимно для человечества (Будыко, 1980).

Тепловой баланс в любом месте зависит от баланса между приходом тепла от инсоляции, атмосферных осадков и геотермического потока тепла, и потерь за счет излучения тепла от поверхности Земли. **Геотермический градиент (geothermal gradient)** в горных породах составляет около $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м их мощности. **Геотермический тепловой поток (geothermal heat flow)** также считается достаточно постоянным, составляя в среднем около $1,6 \times 10^6\text{ Джм}^2/\text{а}^{-1}$, а **входящее солнечное излучение (incoming solar radiation)** потенциально в 6000 раз больше по своей величине (Judge, 1973, стр. 37).

Входящее солнечное излучение модифицируется облаками, альбедо, снежным покровом, влажностью почвы, растительным покровом, широтой, теплопроводностью и скрытой теплотой грунта. Теплопроводность горных пород значительно меняется, и участки с более высокой теплопроводностью будут иметь более мощный активный слой, а также большую мощность вечной мерзлоты, при прочих равных условиях (Lachenbruch, 1970). Это показано

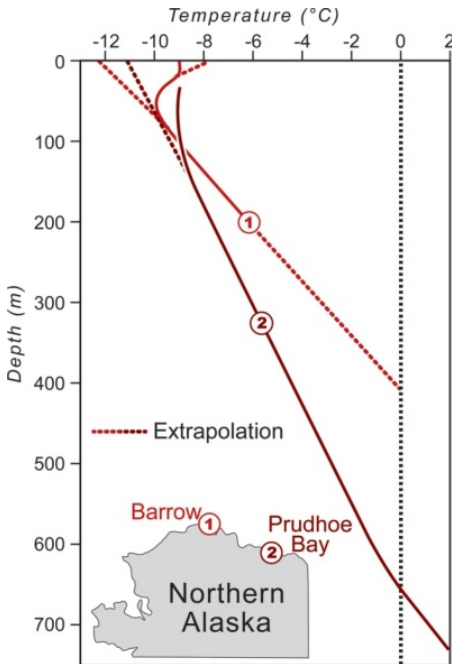


Рис. 1.6. Геотермические градиенты — изменение температуры (temperature) с глубиной (depth) с экстраполяцией (extrapolation) — в скважинах в заливе Прудо (Prudhoe Bay) и Барроу (Barrow), Аляска, демонстрирующие влияние различной теплопроводности породы (дополнено из Lachenbruch & Marshall, 1969; Рис. 2, and Gold & Lachenbruch, 1973, Рис. 1)

на рис. 1.6. Таким образом, вечная мерзлота составляет 650 м в заливе Прудо, по сравнению с 450 м в Барроу, хотя оба имеют одинаковые режимы температуры воздуха.

Как уже говорилось, мощность активного слоя обычно колеблется от 30 см до 2 м в осадочных отложениях, в зависимости от широты и среднегодовой температуры воздуха. Однако характер отложений также является важным фактором (рис. 1.7). Как указал Маккей (Maskay, 1970), дисперсность оказывает огромное влияние на мощность активного слоя при прочих равных условиях. Чем больше количество контактов зерен на единицу объема, тем больше теплопроводность отложений. На практике минеральный состав, поровое пространство, форма зерна и их плотность изменяют эту взаимосвязь. Мощность активного слоя в горных породах является следствием этого эффекта.

Cheng (2004) использовал термин **термический диод (thermal diode)** для описания важного эффекта в некоторых типах отложений, которые образуют вечную мерзлоту раньше, чем мерзлые породы образуются в других породах. Таким типом является торф, который имеет огромную пористость, если не уплотнен. Осенью первый снег растапливается теплой поверхностью земли, и торф становится влажным. Когда температура падает, происходит фазовый переход воды в лед, который является хорошим проводником тепла. В итоге среднегодовая температура пород понижается. Этот эффект называется **температурной сдвижкой (temperature shift)** в России (Достовалов и Кудрявцев, 1967).

Дополнительная вода мигрирует к промерзающему поверхностному слою снизу, и тепло легко теряется землей в атмосферу в течение длинных холодных зимних ночей. Весной этот лед должен менять свое фазовое состояние до жидкой воды до того, как земля может прогреться, но вода в торфе быстро испаряется. Поровое пространство наполняется воздухом, который является плохим проводником тепла, и поэтому подстилающие горизонты негреваются так же, как другие грунты, отсюда и развивается небольшой активный слой. При уплотнении или разложении торфа эффект термического диода уменьшается и пропадает.

Аналогичный эффект термического диода проявляется для **напочвенных растительных покровов (vegetation covers)**, в частности, мха, для которого часто характерно льдонасыщение и высокая теплопроводность зимой, и более низкая влажность и теплопроводность летом. В результате такие покровы имеют значительный охлаждающий эффект. При их нарушении в результате человеческой деятельности происходит увеличение слоя сезонного протаивания и деградация мерзлоты, иногда с катастрофическими последствиями.

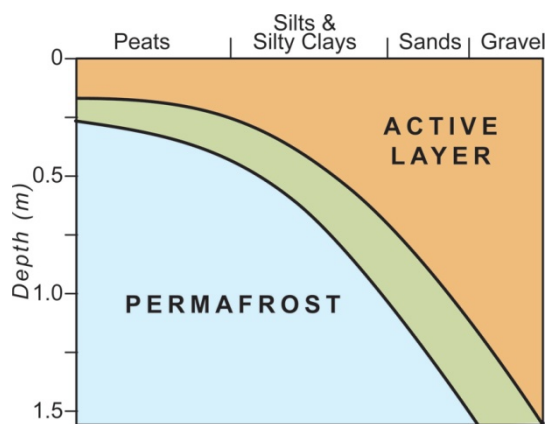


Рис. 1.7. Влияние различий в строении — торф (peat), суглинки и пылеватые глины (silts & silty clays), пески (sands) и гравий (gravel) — на мощность (depth) активного слоя (или слоя сезонного протаивания, active layer) над многолетнемерзлыми породами (permafrost) (изменено по Maskay, 1970, Рис. 13)

Другой случай характерен для крупнообломочных отложений. Давно известно, что такие отложения в районах с небольшим снежным покровом значительно более холодные, чем мелкозернистые минеральные породы в тех же условиях. Это наблюдается для осыпных отложений, *курумов (kurums)* (каменных потоков на склонах) и даже *хвостохранилищ (mine tailings)* (см., например, Cheng, 2004; Delaloye *et al.*, 2003). Годовой эксперимент проводился на горе Плато в Юго-Западной Альберте, где сравнивали температуры в обломочных отложениях с теми, которые находятся в других породах на расстоянии 10 м, с измерениями каждые 10 минут в течение года. Результаты показали, что среднегодовые температуры были примерно на 5–7 °С ниже в обломочных отложениях на сравнимых глубинах (Harris & Petersen, 1998). Это вызвано четырьмя основными процессами.

Первый — **эффeкт Балча (Balch effect)**. Климатолог Э. С. Балч (1900) указал, что холодный воздух плотнее теплого воздуха и поэтому имеет тенденцию вытеснять более теплый воздух в промежутки грубого обломочного материала. Этот процесс наиболее эффективен в регионах с небольшим снежным покровом, таких как Тибетское плато (Cheng *et al.*, 2008) и там, где между обломками имеется большое пространство.

Второй процесс — это **эффeкт дымохода (chimney effect)**, впервые предложенный фон Вакониггом (von Wakonigg, 1996). Он основан на полевых наблюдениях в неожиданно холодных валунных полях в восточных Альпах. Там, где есть глубокий снежный покров, более теплый воздух, как правило, замещается между валунами холодным воздухом, поступающим туда, где есть отверстия в снежном покрове. Это, по-видимому, довольно часто встречается у подножия осыпей в приморских частях Швейцарских Альп (Lambiel & Pieracci, 2008). Теплый воздух поднимается по склону через промежутки между валунами и выходит через отверстия в верхней части склона. Mogard *et al.* (2008) описывают результирующий тепловой режим и соответствующее распределение растительности.

В-третьих, летнее испарение или сублимация воды и / или льда в крупнообломочных отложениях поглощает скрытую теплоту с поверхности блоков в верхних слоях блочного поля, что приводит к их охлаждению (von Wakonigg, 1996). Этот процесс наиболее эффективен в регионах с сухим летним воздухом, таким как южная Альберта и Тибетское плато.

В-четвертых, может быть непрерывный воздушный обмен между пустотным воздухом и воздушной массой (Harris & Petersen, 1998). Это особенно характерно для крутых склонов в горах южной Альберты, где сильный ветер и небольшой снегопад помогают этому процессу. Поскольку там в году существует около

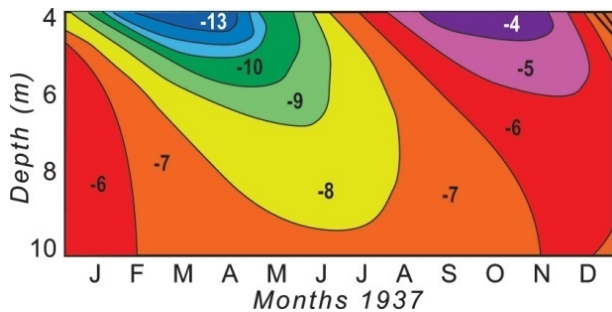


Рис. 1.8. Температура горных пород, °С измеренная на глубине 4–10 м в шахте Шергина в Якутске в 1937 году в различные месяцы (months) от января (J) до декабря (D), (Melnikov, 1962). Обратите внимание на постепенное проникновение теплой (летней) и холодной (зимней) волн в землю, ослабевающее с глубиной (depth) и запаздывающее в сравнении со сменой времен года

восьми месяцев со среднесуточной температурой воздуха ниже 0 °С, и всего четыре месяца с более высокими температурами воздуха, этот процесс приводит к общему охлаждению поверхности крупнообломочных грунтов. Хотя на Тибетском плато есть сильные ветры, там меньше склонов, поэтому этот процесс здесь менее выражен. В Альпах более мощный зимний снежный покров в значительной степени тормозит этот процесс. В любой области все четыре процесса могут действовать в разное время года, когда позволяет погода. Тот же результат наблюдается и в районах со значительно более высоким зимним снежным покровом, и это может быть связано с описанным выше эффектом дымохода, хотя Gruber & Hoetzle (2008) приписывает его теплообмену с нижележащими горизонтами. Считается, что этот теплообмен зимнего снежного покрова без конвекции, связанной с градиентом температуры, с нижними слоями блоков с низкой теплопроводностью. Слой крупнообломочных пород с пористостью 0,4 имеет теплопроводность примерно на порядок меньше массивной породы. Это уменьшает хорошо известный **отепляющий эффект снежного покрова (warming effect of the snow cover)** (Достовалов и Кудрявцев, 1967), и приводит к охлаждению примерно на один градус Цельсия.

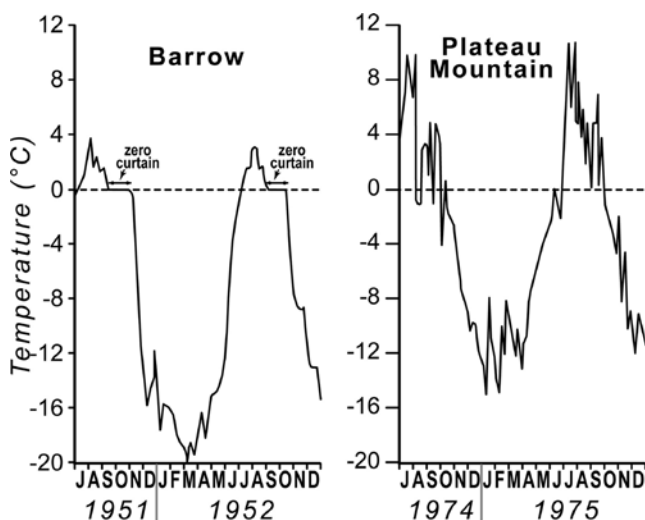


Рис. 1.9. Распределение температуры (temperature) горных пород по времени для «мокрых» тундр (глубина 25 см) в Барроу (Barrow), Аляска (по Brewer, 1958, Рис. 4), слева, и горе Плато (Plateau Mountain), справа (глубина 20 см), провинция Альберта в различные месяцы от января (J) до декабря (D) 1951–52 и 1974–75 гг. с образованием «нулевой завесы» (zero curtain) (по Harris, 1986a)

Когда температура поверхности на разных глубинах в области вечной мерзлоты сравнивается со временем, результат показывает прогрессивное отставание в приходе сезонных волн нагрева и охлаждения с увеличением глубины (рис. 1.5b и 1.8). Это запаздывание получается из решения задачи теплопроводности Фурье для тепловых волн и называется **вторым законом Фурье** (Достовалов и Кудрявцев, 1967). Волны спускаются со скоростью около 23 м/а⁻¹ через коренные породы на горе Плато, но только 13 м/а⁻¹ в Якутске из-за более низкой теплопроводности в мерзлых илах в шахте Шергина. Рис. 1.5b также показывает, что активный слой замерзает сверху и снизу в конце сезона оттаивания. Отметим

также, что амплитуда волн постепенно уменьшается с глубиной. Это уменьшение также следует из решения задачи теплопроводности Фурье для тепловых волн и называется **первым законом Фурье** (Достовалов и Кудрявцев, 1967). **Эффект нулевой завесы (zero curtain effect)**, описанный впервые М. Сумгиным, проявляется в выполаживании кривой охлаждения из-за перехода жидкой воды в лед в активном слое (рис. 1.9), например, в «мокрой» тундре в Барроу, Аляска (Brewer, 1958). Это обусловлено выходом $3,33 \cdot 10^5$ Дж/кг тепла в результате фазового перехода воды в лед при 0°C . Заметим, что это мало заметно в случае хорошо дренированных почв на горе Плато. Аналогичная нулевая завеса наблюдается в разрезах льдистых активных слоев во время их протаивания весной, например, в Альпах (Mutter & Phillips, 2012).

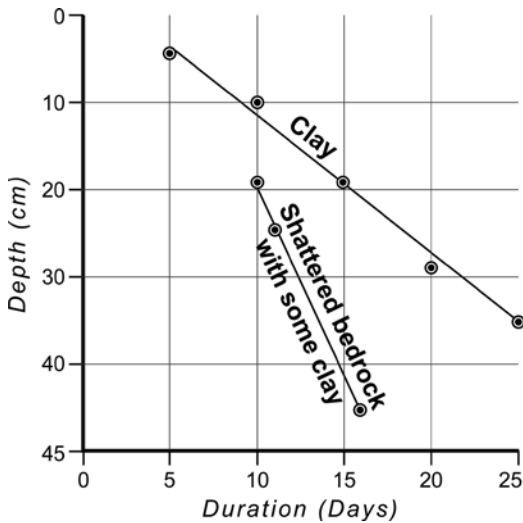


Рис. 1.10. Изменение продолжительности (duration), дни (days) эффекта нулевой завесы в глине (Clay) и в разрушенной породе с глинистым наполнителем (Shattered bedrock with some clay) в зависимости от глубины (depth) в активном слое в Резолют-Бэй, остров Корнуоллис (из Cook, 1955, Table 1)

Эффект нулевой завесы Сумгина, вероятно, повсеместен в большинстве ситуаций, за исключением сухих грунтов. Это происходит там, где фазовый переход из жидкой воды до льда или наоборот дает достаточный выигрыш или потерю тепла (Kelley & Weaver, 1969, рис. 5). Кук (Cook, 1955) продемонстрировал это в активном слое двух разных отложений в Резолют-Бэй, остров Корнуолл, где эффект нулевой завесы проявился на всех глубинах (рис. 1.10). Фактическая длительность эффекта нулевой завесы линейно возрастала с глубиной, так как сезонная тепловая волна ослаблялась с глубиной. Грунты были насыщены водой тающего снега, поэтому содержание воды в почве было более или менее постоянным с глубиной. Если в верхней части активного слоя имеются слои с различными тепловыми свойствами или содержанием влаги, они изменяют распространение тепла. Раньше измерения вызывали трудности и обычно ограничивались

точностью в $0,1^\circ\text{C}$, но теперь мы можем измерить температуру с гораздо большей точностью. В России довольно давно (Достовалов и Кудрявцев, 1967), а в Америке Харрис и Браун (Harris & Brown, 1982) предложили использовать термин **слой, или глубина нулевых (или минимальных) годовых амплитуд (depth of zero amplitude)** (менее $0,1^\circ\text{C}$) для **слоя сезонных колебаний** температуры горных пород, но следует отметить, что это понятие предполагает стабильность температурного режима. Теперь мы знаем, что различия в климате из года в год и маломощная вечная мерзлота в более теплых районах ограничивают его использование. Значения температур горных пород могут быть нанесены на график по глубине, чтобы показать диапазон их изменения (рис. 1.11). Уменьшение амплитуды колебаний температуры с глубиной (**первый закон Фурье**) очевидно, равно как и тенденция к потеплению с глубиной

(**геотермический градиент**). Кровля вечной мерзлоты находится там, где более теплая сторона «перевернутого колокола» на графике (рис. 1.11) пересекает изотерму 0 °С. Если годовое изменение температуры меньше 0,1 °С, верхний предел этой глубины обозначается как **глубина нулевых годовых амплитуд (depth of zero amplitude)**. Эта терминология в основном относится к районам реликтовой вечной мерзлоты и более холодного континентального климата. В районах с высокотемпературной вечной мерзлотой температуры недостаточно стабильны из года в год, хотя и близки к нулю.

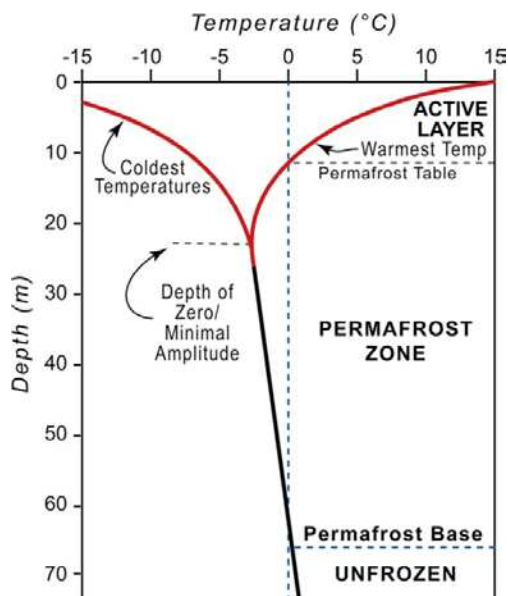


Рис. 1.11. Температурные огибающие для участка с незасоленной вечной мерзлотой, показывающие постепенное повышение температуры с глубиной (depth). Геотермический градиент зависит от теплопроводности грунта, а также от локального геотермического потока. На рисунке представлены температуры (temperature), температурные огибающие для наиболее высоких (warmest temperatures) и наиболее низких (coldest temperatures) температур, активный слой, или слой сезонного протаивания (active layer), кровля мерзлоты (permafrost table), подошва мерзлоты (permafrost base), зона мерзлоты (permafrost zone) и немерзлая (unfrozen) зона и глубина нулевых годовых амплитуд (depth of zero amplitude)

1.7. ИНДЕКС КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ

Внутренние части континентов, как правило, демонстрируют гораздо больший годовой диапазон изменения температур воздуха (до 105 °С), чем морские районы (<60 °С). Это связано с низкой теплоемкостью и плохой проводимостью горных пород по отношению к воде (Duckson, 1967). Географы использовали это двумя способами, а именно как часть региональной классификации климата, а также как индексы (Currey, 1974). В исследованиях вечной мерзлоты можно использовать **средний годовой индекс промерзания (mean annual freezing index)** (сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха, или отрицательных морозоградусочасов) по сравнению с **средним ежегодным индексом оттаивания (mean annual thawing index)** (сумма положительных среднесуточных температур воздуха, или положительных морозоградусочасов) для данной станции (см. Главу 2). Этот показатель необходим для расчета глубины промерзания или оттаивания и входит в так называемую **формулу Стефана (Stephan formula)** (Достовалов и Кудрявцев, 1967), названную в честь словенского физика Йозефа Стефана в 1889 году после изучения образования льда и таяния в полярных океанах.

Таблица 1.1. Индекс континентальности. Классификация Горбунова (1978)

Класс	Индекс континентальности	Геокриологические зоны	Аналог в Америке
<i>Континентальные</i>			
Верхоянск	0,2	A	Brooks Range
Тянь-Шань	0,2–1–8	A/B	Mackenzie Mtns.
Тибетские горы	1,5	A/B/C	North Rockies
Центр. Анды	0,1–1,5	A/B/C/D	–
<i>Приморские</i>			
Эквадор	–	A/C/D	–
Chugach	0	A/B	Chugach
Новая Зеландия		A/B/C A/B/C/D	S. British Columbia
Гималаи	–0,1 –0,3		

Геокриологические зоны:

- A. Зона вечномёрзлых грунтов.
- B. Сезонная мерзлота.
- C. Ночное замерзание.
- D. Зона без льда.

Отрицательные значения индекса континентальности означают, что равновесная линия ниже нижней границы вечной мерзлоты.

Горбунов (1978) предложил **индекс континентальности (*continentality index*)** для горных районов, основанный на различии в высоте линии снега, наличии или отсутствии сезонных и суточных морозов и нижней границе вечной мерзлоты. Это приводило к появлению восьми классов при применении в мировом масштабе (см. Таблицу 1.1). Cui (1985) и Corte (1985) проверили эту систему в Китае и Аргентине, и она работала для гор в Гималаях и Андах.

Однако у нее есть очевидный недостаток, связанный с применением только к областям со всеми диагностическими признаками и невозможностью использования для большинства низменностей и плато. Харрис (1989) пытался использовать ее в западной части Канады и обнаружил, что индекс зависит от того, была ли использована нижняя граница сплошной вечной мерзлоты, прерывистой вечной мерзлоты или спорадической вечной мерзлоты. Наилучшие результаты были получены с использованием нижней границы сплошной вечной мерзлоты, что выявило сильное, систематическое увеличение континентальности по отношению к более высоким широтам. Это коррелирует с повышенной влажностью и доминирующей растительностью. Сухие области имеют более высокие значения, чем влажные участки на данной широте, но эта изменчивость меньше, чем широтный градиент.

1.8. ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В АКТИВНОМ СЛОЕ ВО ВРЕМЯ ПРОМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ

За исключением некоторых почв с сухой вечной мерзлотой в Антарктиде и, возможно, на плато Цинхай-Тибет, вечная мерзлота и вышележащий активный слой всегда содержат влагу. Сезонные колебания теплового режима в активном

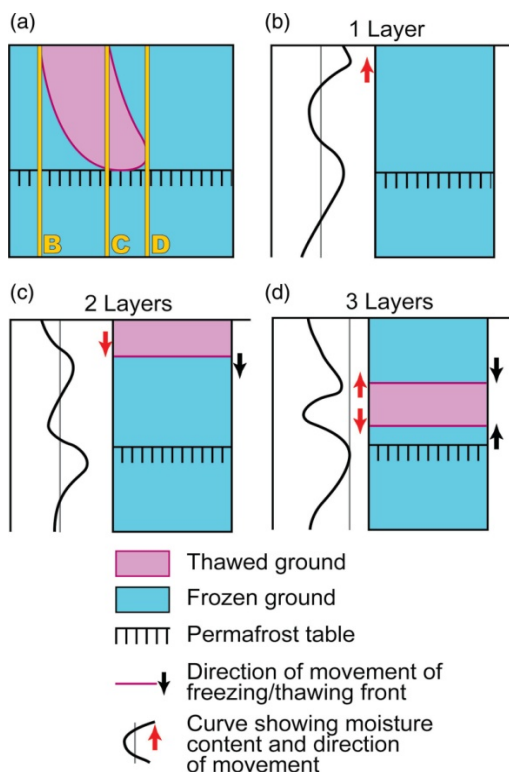


Рис. 1.12. Изменение границы оттаивания (a) и положение оттаявшего (thawed ground) и мерзлого грунта (frozen ground) в разное время года по отношению к кровле мерзлоты (permafrost table) для трех разных моделей — однослойной (1 layer), двуслойной (2 layers) и трехслойной (3 layers) — направления движения фронта промерзания (direction of movement of freezing/thawing front) и изменения кривых содержания влаги и направления ее движения (curve showing moisture content and direction of movement) в активном слое (b, c и d)

слое играют важную роль в ее движении (рис. 1.12). Перед весенне-летним оттаиванием происходит восходящее движение незамерзшей влаги к поверхности, к самой холодной части активного слоя (рис. 1.12b).

Как только поверхностная часть активного слоя оттаивает, влага проникает сверху в оставшуюся холодную зону ниже оттаиваемого слоя (рис. 1.12c), то есть создает две зоны в активном слое с различными режимами влажности. Когда активный слой осенью промерзает сверху (рис. 1.12d), возникает третья зона, с влагой, движущейся к фронту промерзания вверх, и вниз к кровле мерзлоты, к части активного слоя, которая промерзает снизу. По завершении повторного промораживания профиль влаги возвращается к рис. 1.13b, как только температуры в активном слое будут самыми низкими на поверхности.

Как отмечалось ранее, погодные условия колеблются из года в год, фактическое положение кровли вечной мерзлоты отвечает движением вверх и вниз с течением времени, количеством вариаций в зависимости от изменчивости климата. Эта зона флуктуации — **переходный слой (transient layer)** — может накапливать большое количество льда под сухим **защитным слоем (shield layer)**, и эти два слоя вместе выступают в качестве буфера для оттаивания подстилающей льдистой вечной мерзлоты в года, когда кровля вечной мерзлоты ниже обычного в течение

лета. Мощность льда увеличивается с увеличением климатической изменчивости в континентальных климатах, таких как Центральная Сибирь. В другом месте он относительно малоледистый из-за тонкого активного слоя и отсутствия заметных колебаний глубины летнего оттаивания.

1.9. УСЛОВИЯ УВЛАЖНЕНИЯ В ВЕЧНОМЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ

Хотя температура горных пород является основным показателем для вечной мерзлоты, именно присутствие и влияние в них влаги определяет особые формы рельефа и процессы, являющиеся характерными для криолитозоны. Типичный

график, демонстрирующий распределение влажности/льдистости после повторного промерзания, представлен на рис. 1.13. Распределение влаги на участке А частично обусловлено инфильтрацией снежных талых вод в поверхностный слой грунта до его промерзания, а частично миграцией влаги к фронту промерзания при промерзании сверху. Зона С представляет остаточную воду над кровлей многолетнемерзлых пород, а зона В представляет осушенную зону. Обычно наблюдается максимальное содержание влаги в верхнем слое многолетнемерзлых пород (зона D) с высокой концентрацией видимого льда (Рис. 1.1.). Шлиры льда также образуются в зонах А и С зимой (Маскау, 1971а), а в зоне В образуются только на сильно увлажненных участках. Зона В будет источником воды для зон А и С при повторном промерзании, т.к. последние образуются в верхней и нижней части активного слоя. Существует тенденция к передвижению влаги в грунте к более холодной зоне, которая будет объяснена в Главе 2. Харрис в работе (1988а) приводит примеры профилей влаги в различных ландшафтах в районе распространения многолетнемерзлых пород.

Передвижение воды происходит по термическому и гидравлическому градиенту, зона С, верхний слой вечной мерзлоты и подошва активного слоя содержат максимальное количество воды. Верхняя часть мерзлоты (зона D) обычно содержит максимальное количество льда, так что объемная льдистость может превышать 90 % в глинистых осадках, например, в озерных осадках вдоль долины реки Маккензи. Это представляет серьезную проблему при потеплении климата или при нарушении микросреды, вызывающем термическую нестабильность.

В Арктических районах встречаются **захороненные снежки и ледниковый лед (buried snow patches and glacier ice)** (Lorrain & Demeur, 1985; Dalimore & Wolfe, 1988; French & Harry, 1988; 1990; Astakhov & Isayeva, 1988; Astakhov, 1992; Karlanskaya & Tarnogradskiy, 1986; Solomatin, 1986). Как обсуждается в Главе 6, отличить их от **сегрегационных льдов (segregated ice)**, образующихся при промерзании и миграции влаги, или **инъекционных льдов (injection ice)**, бывает сложно, как и в Арктической Канаде, так и в северной России (Maskay, 1971b; 1989; Rampton & Walcott, 1974; Maskay & Dallimore, 1992; Moorman & Michel, 2000; Vasil'chuk & Vasil'chuk, 2012). Существуют и другие возможные гипотезы происхождения подземных залежеобразующих льдов (Fujino *et al.*, 1983; 1988; French & Pollard, 1986).

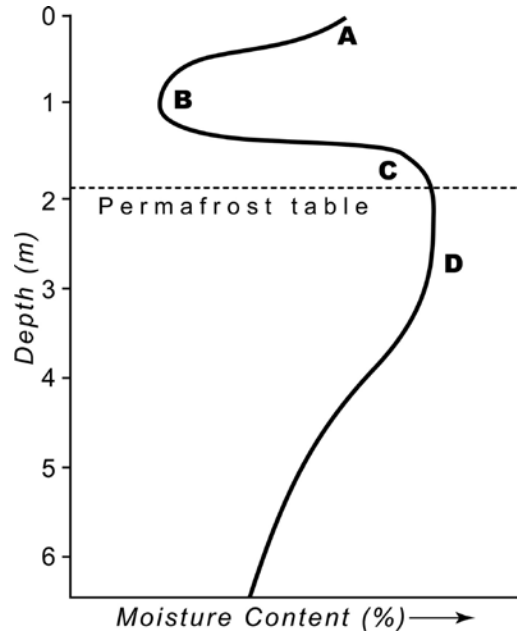
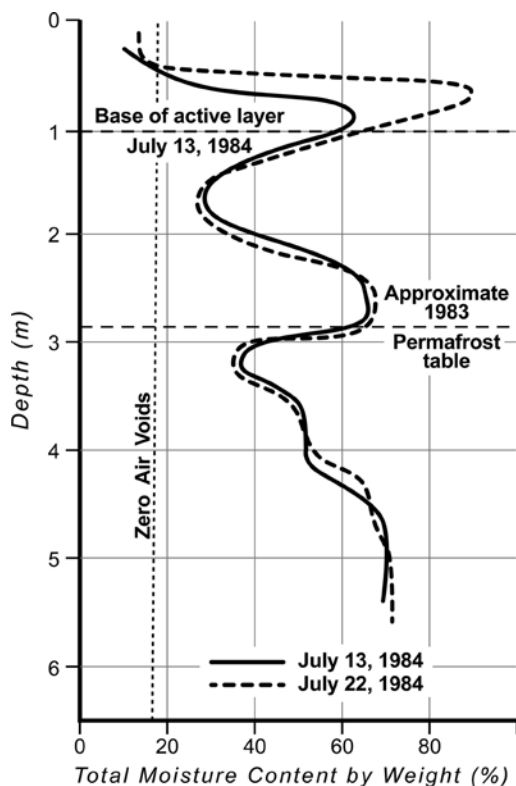


Рис. 1.13. Обычное распределение содержания влаги (moisture content) в зависимости от глубины (depth) в разрезе вечной мерзлоты по отношению к ее кровле (permafrost table) (после Harris, 1986а, Рис. 2.14). Буквы обозначают части разреза, упомянутые в тексте

Рис. 1.14. Весовое содержание воды (total moisture content by weight) на подошве оттаявшего слоя (base of active layer) на 13 июля 1984 года (July 13, 1984), на 22 июля 1984 года (July 22, 1984) и приблизительно в 1983 году (approximate 1983) в зависимости от глубины (depth), измеренное нейтронным зондом в стволе скважины на озере Саммита А, через два с половиной года после оттаивания во время бурения (Harris, 1986a, Рис. 2.16)



Содержание льда определяется как процентная доля массы льда от воздушно-сухой массы грунта, поэтому объемная льдистость 90 % в глинах может соответствовать массовому содержанию около 1000 %. Содержание льда в торфе может достигать 2000 % по массе, даже при отсутствии шпиров льда (Kinosita *et al.*, 1979). Размер кристалла сегрегационного льда в верхних слоях многолетнемерзлых пород может быть в 14–25 раза больше размера кристаллов в сезонно-мерзлых породах (Tsytoich, 1975).

Рис. 1.14 показывает влияние обильных летних дождей на распределение влаги по разрезу. Вода скапливается на относительно водонепроницаемой кровле многолетнемерзлых пород, но также мигрирует от поверхности к кровле мерзлоты, способствуя повышению содержания льда (Harris, 1988a). Отметим существенное прибавление влаги в разрезе в течение двух лет после зимнего бурения. Использование воды в качестве бурового раствора стало причиной оттаивания грунтов вокруг скважины. Таким образом открыт вопрос о стабильности и значении криотекстур (Yershov, 1979).

1.10. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ВЛАГИ

При переходе воды в лед выделяется 333 Дж (79 кал) скрытой теплоты плавления на каждый грамм или миллилитр воды, и объем увеличивается на 9 % при 0 °С. Это увеличение частично компенсируется поднятием вышележащих грунтов и частично уплотнением отложений. Это увеличение создает много проблем для инженерных сооружений в районе распространения многолетнемерзлых пород. Происходит также сокращение при оттаивании льда. Это сокращение приводит к **осадке грунта (subsidence of the ground)**, а при изменении плотности в сухом состоянии в уплотненном грунте происходит образование трещин. Повторяющееся промерзание и оттаивание приводит к образованию **переуплотненного грунта (over-compacted soil)**, характерного для районов вечной мерзлоты.

Промерзание и оттаивание могут разрушить скальные породы, а затем привести к их перемещению к поверхности грунта (Глава 2). Грунтовое основание сжимается при охлаждении, и в нем образуются морозобойные трещины, которые впоследствии могут заполняться водой с последующим образованием ледяных жил или песком, лессом или обломками пород с образованием **системы грунтовых полигонов (системы полигональных песчаных жильных форм, или тесселляций) (tessellations)** (Глава 5). При оттаивании ледяной жилы пространство, ранее занятое льдом, заполняется эоловым песком или другим типом материала из других поверхностных отложений. Рис. 1.15 показывает пример из Центрального Китая на западных склонах Тибетского плато, где порода была раздроблена, а получившиеся отложения сильно нарушены. Ледяные жилы образуют нарушения V-образной формы в дисперсных породах, и после оттаивания жильного льда эоловый материал заполняет пространство, так и возникают **псевдоморфозы (или касты) по ледяным жилам (ice-wedges casts)**. Часто из-за медленной конвекции в активном слое образуются **несортированные кольца, пятна-медальоны** (или «морозные фурункулы»), **конволюции (non-sorted circles, frost boils, convoluted structures)**, включая **сортированные струптурные грунты (sorted patterned ground)** (Рис. 1.16; Главы 2 и 10).

В случае наклонных скальных трещиноватых пород вода просачивается в трещины и может способствовать оттаиванию любого ранее существовавшего льда (Hasler *et al.*, 2011b). Это может привести к зависящим от климата обвалам, с периодическим расширением трещин летом и криогенным расширением зимой. Это медленно преобразует геометрию склоновых образований, в итоге приводя к обвалам (Gruber&Haerberli, 2007; Hasler *et al.*, 2012).



Рис. 1.15. Обнажение песчаника высотой 3,5 м с морозобойными трещинами: выпучивание каменного материала и псевдоморфозы (касты), заполненные песком на дороге, проложенной на склонах Восточного Тибета, Китай. ©S. A. Harris

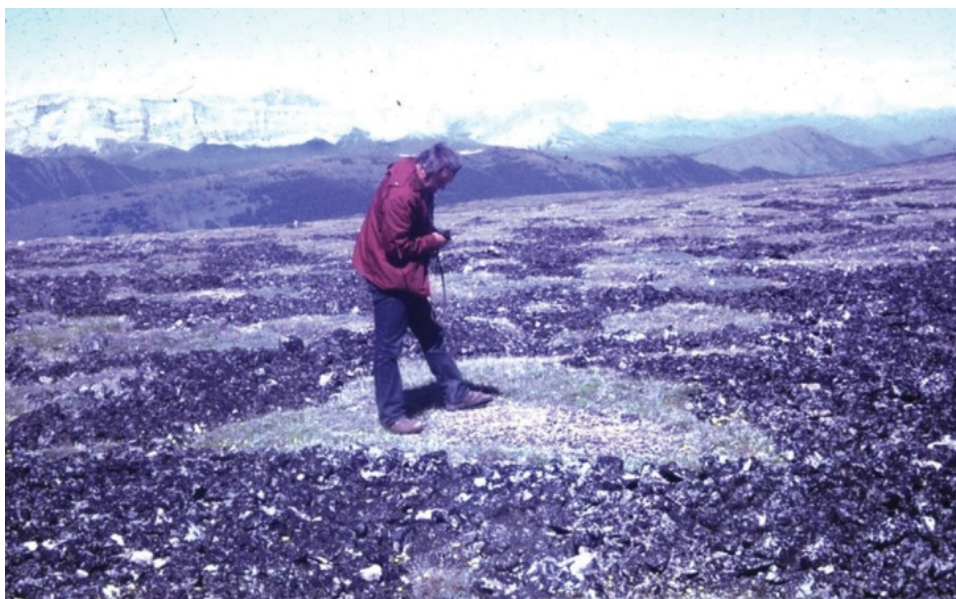


Рис. 1.16. Профессор Питер Хёллерман осматривает структурные почвы на вершине горы Плато, Альберта, с активными несортированными каменными кольцами, развитыми в более тонких отложениях в центре. © S. A. Harris

Другой эффект действия промерзания в криолитозоне — **образование пылеватых частиц (production of silt particles)** диаметром 0,05–0,01 мм. Существует несколько теорий, почему это происходит с основными минералами, такими как кварц, полевыми шпаты, амфиболы и пироксены (Konishchev, 1982; Minervin, 1982; Rogov, 1987), и они обсуждаются в Главе 2. Происходят существенные изменения и в глинистой фракции, включающие как физические, так и химические изменения (Konishev & Rogov, 1993). Имеются также свидетельства того, что в хвостохранилищах в Доусон-Сити, территория Юкона, образуются небольшие кристаллы золота. Это может быть результатом электрохимических реакций, вызывающих кристаллизацию золота из-за электрических зарядов, которые возникают при замерзании грунта, воздействующих на подземные воды, содержащие соли золота. В Аргентине рудные минеральные фрагменты склонны к переносу через отложения активного слоя, когда они становятся насыщенными водой, так что они накапливаются на кровле вечной мерзлоты у основания активного слоя из-за их большей плотности (Ahumada, 1986).

1.11. ПРОЧНОСТЬ ЛЬДА

Лед относится к тем материалам, которые могут легко деформироваться или течь в ответ на давление (Duval *et al.*, 1983). Именно это его свойство приводит к движению ледников. Когда имеется достаточное количество льда для отделения минеральных зерен, мерзлый материал может медленно двигаться вниз по склону под действием силы тяжести, что приводит к образованию **каменных глетчеров (rock glaciers)** (см. Главу 9). Если многолетнемерзлые породы подвержены высокому давлению, они будут медленно деформироваться, несмотря на то что объемное содержание льда составляет менее 40 %. Лед также довольно эластичен, так что он уменьшает последствия землетрясений или

искусственных взрывов (Bauer *et al.*, 1965, 1973; USSR, 1972; Morgenstern *et al.*, 1978). Высокие отрицательные температуры вечной мерзлоты, влажность и присутствие солей снижают прочность льда.

1.12. КРИСОЛИ, ГЕЛИСОЛИ И ЛЕПТОСОЛИ

Криосоли (cryosols) — это имя, данное почвоведом для всех почв на вечной мерзлоте в верхнем метре поверхности или в пределах 2 м, если **педон (pedon)**, или естественная единица почвы, сильно **криотурбирован (cryoturbated)**, или нарушен мерзлотными процессами (FAO, 1988; Kimble, 2004; Canadian Soil Classification, 1998). Они занимают около 30 % районов горной вечной мерзлоты и около 12 % всех районов вечной мерзлоты.

В то время как американцы используют термин **гелисоли (gelisols)** для вечномерзлых почв (USDA, 2014), Всемирная справочная база рабочей группы IUSS для почвенных ресурсов (WRB, 2014) классифицирует криосоли / гелисоли, развитые на коренных породах в пределах 0,25 м от поверхности или почвы с < 10 % мелкой фракции как **лептосоли. Лептосоли (leptosols)** — маломощные почвы, подстилаемые скальными породами или каменисто-гравийным материалом. Классификация все еще обсуждается.

1.13. ФРАГИПАНЫ

Фрагипаны (fragipans) — это почвы с чрезвычайно твердым, но не известковым горизонтом, который предотвращает движение воздуха или воды через него из-за отсутствия пор. Большинство корней растений не могут проникнуть в такую почву, хотя она может иметь грубую призматическую или столбчатую структуру. Как это используется в классификации почв Министерства сельского хозяйства США, они включают, по крайней мере, два разных типа плотного горизонта. В одном плотность рассматривается как обусловленная цементацией кремнеземом в почвах под лесной растительностью, где кремнезем в почвенной воде не поглощается деревьями (Franzenmeier *et al.*, 1989). Это приводит к тому, что кремнезем осаждается в сухой сезон в виде тонкого слоя на частицах почвы. Маленькие корки в таких горизонтах не растворяются в воде, и кремниевый цемент можно наблюдать в тонких срезах материала, составляющего этот слой. Это, следовательно, тип **плотной корки (duricrust)**, который называют также **кремниевой почвой (silcrete)**. Поскольку эти почвы имеют схожие физические свойства с другим типом, встречаемым в поле, они были классифицированы вместе с исходным типом в системе классификации почв США.

Второй, оригинальный тип фрагипанов, или **фрагисолей (fragisols)** не цементирован, но обладает очень высокой плотностью по сравнению с другими слоями почвы (Bryant, 1989; Payton, 1992). Это крайняя форма чрезмерного уплотнения суглинистых отложений различного происхождения обычно встречается в районах, где присутствуют ледяные жилы. Это побудило FitzPatrick (1956) предположить, что эти хрупкие твердые слои были получены в результате криогенных процессов, и это было дополнительно изучено последующими исследователями (Crampton, 1965; FitzPatrick, 1976). Травы и осоки в тундре преимущественно поглощают растворенный кремнезем, так что в почвенной воде под ними отсутствует его избыток, и цементации кремнеземом не происходит. Эти фрагипаны развиты в лессовых или других суглинистых почвах с умеренным содержанием глины и других фракций. Недавние исследования по промораживанию

мелкозернистых почв свидетельствуют о том, что сжатие почвы сопровождается развитием гексагональной структуры вертикальных ледяных шлиров над фронтом замораживания (Arenson *et al.*, 2008; Azmatch *et al.*, 2012). В фрагипанах суглинистый слой настолько уплотнен, чтобы погнуть даже металлический лом при приложении его к вертикальной трещине с достаточной силой. Эта необыкновенная твердость, как правило, остается вне зависимости от содержания и состояния влаги, в отличие от твердых слоев в соленых пустынных **солонцовых почвах** (*solonchic soils*), которые изменяются до консистенции желе в увлажненном состоянии (Harris, 1964). Эти фрагипаны относятся к жестким, плотным слоям, которые склонны к разрушению, поскольку содержание глины либо уменьшается, либо возрастает за пределы оптимального состава. Поэтому фрагипаны этого типа являются потенциально полезными индикаторами распространения бывшей вечной мерзлоты (рис. 1.17). Их распространение было детально изучено в Западной Европе (VanVleit & Langohr, 1981; Payton, 1992) и схоже с распределением других **палео-индикаторов** (*paleo-indicators*) раннего существования вечной мерзлоты, например, ледяными жилами и каменными глетчерами.



Рис. 1.17. Распространение фрагипанов (fragipans или fragisols) в Поздне-Висконсинских отложениях ледникового максимума (Late Wisconsin Ice Maximum) в Северной Америке. Красная прерывистая линия — береговая линия (shoreline) во время Висконсинского оледенения. Линия с точками — государственная граница

1.14. ЗАСОЛЕННОСТЬ В РАЙОНАХ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Засоленные породы (*saline soils*) распространены в районах с ограниченным количеством осадков, например, на Тибетском плато, в речных долинах и термокарстовых озерных котловинах, или **аласах (*alas*)** в Якутии (Доленко, 1913), и солями в основном являются карбонат или сульфат кальция, хлорид натрия. Они также встречаются и в других относительно сухих местах, таких как область дождевой тени к северу от Прибрежного хребта Врангель — Св. Ильи на территории Юкона и вдоль прибрежных равнин. Они характеризуются породами с переменной **засоленностью (*salt content*)**, как правило, не более 2 % по весу к сухой породе, чаще гораздо ниже, и характерными профилями почв, состоящими в основном из бесструктурных солончаков, а также обессоленных солонцеватых почв, где отложения представлены суглинками или глинами, а соли — хлоридом натрия и другими солями. Если соли осаждаются одновременно с образованием отложений, их называют сингенетическими. **Сингенетическое засоление (*syngenetic salinization*)** почв может быть результатом развития термокарста (Десяткин, 1993), формирования пойменных осадков или изостатической корректировки, приводящей к поднятию отложений вблизи береговой линии моря (Dubikov & Ivanova, 1994). Напротив, **эпигенетическое засоление (*epigenetic salinization*)**, возникающее после образования осадка, например, в результате трансгрессии, можно найти в прибрежных отложениях на западе России и в Сибири, или вследствие длительного преобладания испарения.

Солончаки (*solonchaks*) имеют бледную, розовую или серую окраску в разрезе, обычно не имеющих очевидных отдельных почвенных горизонтов, обнаруживаемых в аридных или семи-аридных районах, где происходит сезонное увлажнение и аккумуляция солей вблизи поверхности после испарения воды (Kovda, 1946). Брушков (1998) вслед за Г. Дубиковым называет это **континентальным засолением (*continental salinization*)**, и оно характерно для засоленных почв, обнаруженных в условиях сухого континентального климата в Якутии. Когда эти почвы подвергаются выщелачиванию, называемому **рассолением (*desalinization*)**, удаление солей оставляет разрез с небольшим рассоленным верхним горизонтом над твердым плотным слоем с вертикальными растрескивающимися блоками грунта, которые часто имеют вершины, похожие на колпак. Этот нижний горизонт имеют обменный комплекс, насыщенный ионами натрия и/или магния. Они называются **солонцовыми (*solonetz*)** почвами, хотя они редко встречаются в северных районах. Глинка (1931) дает описание разновидностей профилей, найденных в разных частях Азии, а Иоффе (1939) описывает свойства профилей. В системе таксономии почв США они попадают под различные подразделения **аридосолей (*aridosols*)** и **моллизолов (*mollisols*)**.

Теоретически при промерзании воды растворенные в ней соли будут концентрироваться в оставшейся жидкости, а химический состав этого остаточного раствора меняться, очевидно, с понижением температуры. Этот процесс рассматривается как механизм образования **криопэггов (*cryopegs*)**, или минерализованных подземных вод с температурой ниже 0 °С, и называется в России **криогенной концентрацией солей**, или, по С. М. Фотиеву, **криогенным метаморфизмом подземных вод**. Однако в случае соленых почв в дельте реки Слимс (Harris, 1990a) он не является единственным источником засоления. Химический анализ показал, что соли обязаны своим происхождением источникам подземных вод, поднимающихся по таликовым зонам у основания горы Шип (рис. 1.18). Эти соли

медленно мигрировали вниз под действием небольшого градиента к реке Слимс, т. е. они являются **эпигенетическими**. На рис. 1.18 показано, что оттаивание сезонно-мерзлого слоя в песках и илах, составляющих дельтовые осадки, происходит одновременно с увеличением засоленности оттаивающих поверхностных слоев. К началу оттаивания в начале мая верхние слои не засолены. По мере увеличения глубины оттаивания соли в осадках становятся подвижными и мигрируют к поверхности с почвенной влагой, где они накапливаются, когда происходит испарение. Концентрирование особенно заметно на небольших повышениях рельефа или насыпях. Периодические дожди и миграция грунтовой влаги над мерзлотой переносят некоторые соли в сторону берега реки, где они в конечном итоге накапливаются в летний период. Продолжающееся просачивание соленых вод из подземных источников пополняет запас солей летом через талые отложения, где они образуют хорошо оформленные кристаллы при высыхании отложений. Они попадают в льдистые отложения, когда почвы промерзают осенью. Из года в год может происходить четырехкратное изменение солености в зависимости от времени и количества летних дождей. Следовательно, засоленность пород всегда меняется.

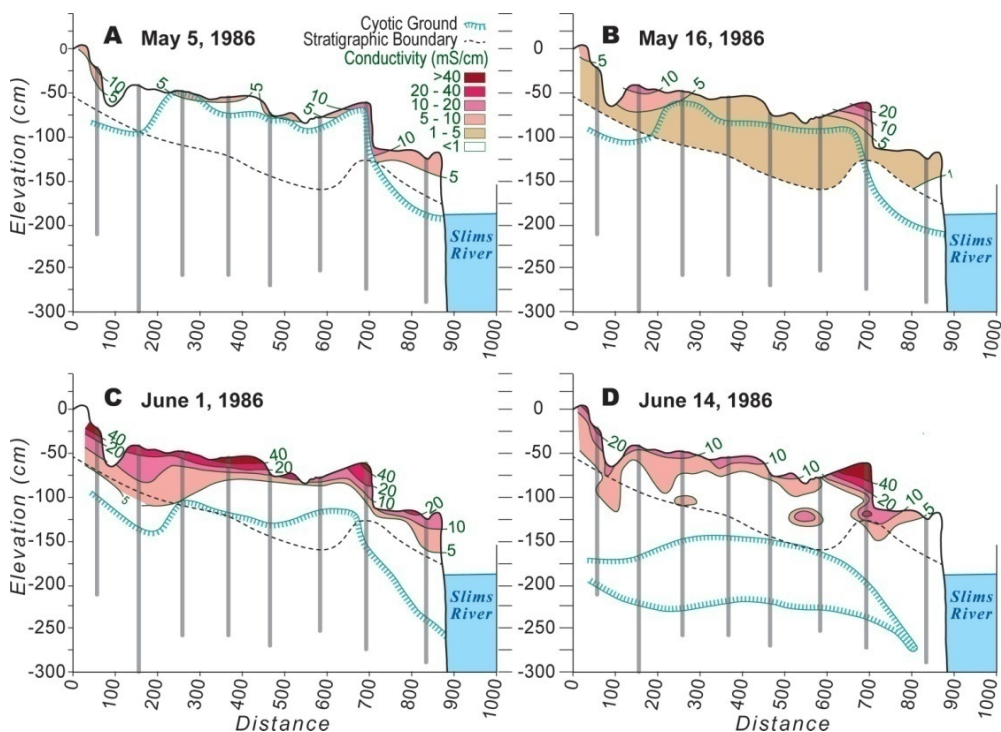


Рис. 1.18. Изменение засоленности в разрезах сезонно-талого слоя в дельте реки Слимс в зависимости от высоты (elevation) и расстояния (distance) от горы Шип к реке Слимс, Клуане, Юкон, по мере оттаивания в 1986 (modified from Harris, 1990a, Рис. 7). Показаны стратиграфическая граница (stratigraphic boundary) и, цветом, — электропроводность (conductivity) при различных ее значениях, в mS/cm

Поскольку соли в дельте реки Слимс составляют преимущественно сульфат магния, соленые почвы являются **солончаками (solonchaks)**. Это бесструктурные засоленные почвы, обычно с твердой коркой, подстилающей слой с рыхлой

текстурой. В отличие от **солонцов**, где соли находятся на некоторой глубине, **солончаки** содержат соли в самом верхнем горизонте. Реакция почвенного раствора нейтральная или слабощелочная, а поглощающий комплекс насыщен основаниями. Соли легкорастворимы, и в зависимости от химизма засоления солончаковый горизонт имеет разные свойства. Если верхняя корка нарушена или разрушена, подстилающая почва эродирует и переносится ветром (Williams, 1996; Sneath, 1998). Пасущиеся животные в Тибете вызвали значительное опустынивание солончаков за последние 50 лет (Williams, 1996; Miller, 1998; Sneath, 1998; Ho, 2000; Harris, 2013b), и, вероятно, верблюжьи караваны, курсировавшие по различным участкам Шелкового пути в последние несколько веков, существенно повредили почвы и способствовали процессу опустынивания в Центральной Азии.

Широкий спектр солей может встречаться на Тибетском плато и вокруг него, включая борат натрия. Однако соляные корки, имеющие коммерческое значение, ограничены сезонно-мерзлыми, плоскими, или **плайевыми озёрами (playa lakes)**, не имеющими выраженных берегов и периодически высыхающими, в более низких местах, где в настоящее время отсутствуют многолетнемерзлые породы.

Они обычно имеют засоленную корку, которую можно добывать для коммерческих целей. Солончаки также распространены в районах вечной мерзлоты в Китае вокруг многочисленных озер, усеивающих плато вдоль дороги Голмуд-Лхаса (рис. 1.19), между активными песчаными дюнами на востоке, а также вокруг изолированных открытых систем инъекционных **бугров пучения**, или **пинго (pingo)** (как в Восточной Гренландии) и других **бугров пучения**, образующихся за счет **морозного пучения** (увеличения в объёме при промерзании) грунта, или **литальс (lithalsas)** в горах, например, рис. 1.20. Имеются данные о том, что там, где постоянно влажные породы присутствуют в сухом, холодном климате на Цинхай-Тибетском плато и окружающих его горах, испарение воды приводит к охлаждению, приводя к образованию вечной мерзлоты на влажных долинах, когда она отсутствует в других местах на ландшафте. Эти места отмечены солевыми выцветами вокруг растительности.



Рис. 1.19. Теплый источник около железной дороги Голмуд-Лхаса в Тибете, поставляющий воду для засоленных отложений на дне долины к востоку. © S. A. Harris

Два типа засоленных почв описаны в России (Brouchkov, 1998). **Континентальный тип** встречается по всей основной зоне вечной мерзлоты в Центральной Якутии (рис. 1.21). Засоленные отложения в тайге северной Сибири, как правило, встречаются в травянистых **аласах** (якутское название термокарстовых озерных котловин, **alas**) как в лиственных, так и хвойных лесах (Lopez *et al.*, 2006). Соли считаются преимущественно **эпигенетическими**, за исключением, вероятно, части аллювиальных и **термокарстовых**, или **таберальных отложений** (**thermocarst deposits**).

Термокарстовые, или таберальные отложения образуются за счет протаивания и уплотнения осадков на дне термокарстовых (аласных) котловин и характеризуются преимущественно **массивными криотекстурами**. Соли при таком типе засоления изначально накапливаются в результате испарения воды из осадка, и, возможно, дополнительно, путем вымывания по мере движения влаги вниз по склону от смежных лесов и пинго, поскольку присутствующие ионы имеют аналогичный состав. Более высокое испарение на открытых участках приносит соли на поверхность в зоне вокруг озера или увлажненного участка. Эти засоленные отложения характеризуются высокими концентрациями карбоната кальция и сульфата, что было обнаружено и в Северной Америке в зоне вечной мерзлоты.



Рис. 1.20. Инъекционный бугор пучения открытого типа (Восточно-Гренландский тип), или пинго (pingo) на перевале Куньлун (Kunlun Pass) на высоте 4600 м вдоль железной дороги Голмуд-Лхаса (Golmud-Lhasa road), взорванный службой обслуживания дороги, чтобы добыть воду. © G. D. Cheng

Градиенты температуры и содержания соли могут вызвать подвижность солей в грунте (Brouchkov, 2000).

Второй, **морской тип засоления** (**marine type salinization**), с соотношением различных солей, характерным для морской воды, обнаружен вдоль арктического побережья в районах морского осадкообразования (Велли, 1973, 1977, 1980; Hivon & Segó, 1993; Gigarev, 1997; Brouchkov, 2002; 2003). **Изостатическое**

поднятие и тектонизм привели к возникновению значительных по площади районов распространения мерзлых морских глинистых отложений, особенно в районе к востоку от устья реки Обь. Морские осадки, поднятые изостатическим поднятием до 250 м, к востоку от Гудзонова залива, также преимущественно засолены по той же причине. Преобладающей солью является хлорид натрия, но активный слой, как правило, не засолен. Содержание солей обычно увеличивается с глубиной. Высокая засоленность с большим содержанием натрия придает особые механические свойства мерзлым грунтам, прежде всего их малую несущую способность, что создает проблемы для устойчивости фундаментов.

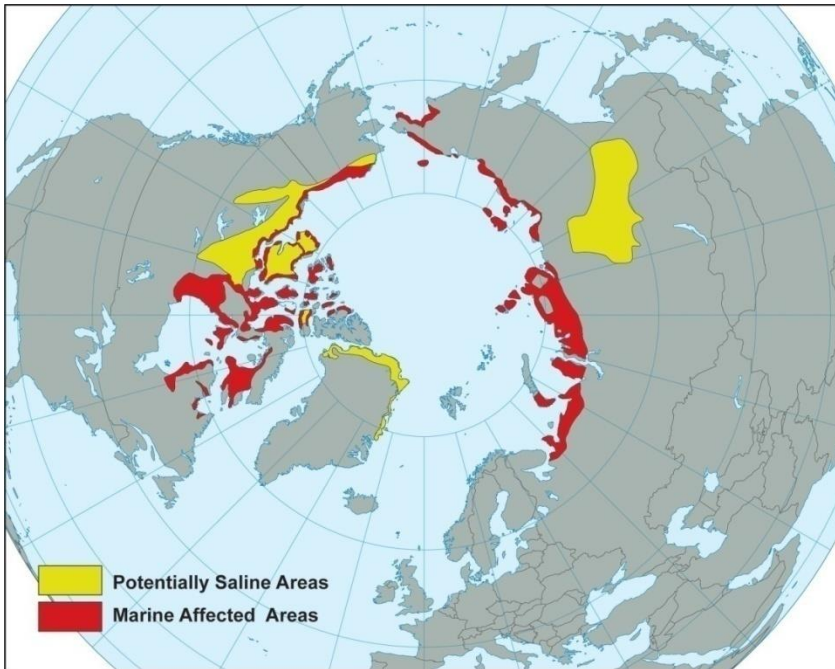


Рис. 1.21. Распределение двух типов мерзлых засоленных пород в Арктике. Потенциально засоленные области (potentially saline areas) **континентального типа** показаны желтым цветом, а районы, подверженные воздействию моря (marine affected areas) с **морским типом** засоления — красным

1.15. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Органическое вещество в виде торфа действуют как **термический диод**, а также может окисляться с образованием двуокиси углерода. Соответственно, **общее содержание органического углерода (total organic content, TOC)** в мерзлых породах имеет большое значение. К сожалению, его измерение затруднено, поскольку органический углерод может быть в виде собственно углерода, или древесного угля, лигнина (древесина), целлюлозы, кости, хитина (рога) или гумуса (Schumacher, 2002). Оно варьируется в размерах от массивных стволов деревьев до мелких частиц, поэтому возникает проблема отбора образцов. Как в Соединенных Штатах, так и в России, оно измеряется **потерей массы при прокаливании (loss of ignition, LOI)**, но наилучшие результаты достигаются за счет поддержания температуры ниже 400 °С для минимизации разложения гидратированных глинистых минералов и частиц известняка. Типичные значения

LOI в мерзлых осадках в Европейской России составляют 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. Ледниково-морские отложения практически не содержат органического вещества (Brouckov, 1998). Ошибки небольшие для этой области из-за почти отсутствия известняковых пород и гидратированных глинистых минералов. Однако в западной части Северной Америки, вокруг Гудзонова залива, в Гренландии и в некоторых частях Скандинавии наличие палеозойских известняков в основании приводит к тому, что значения LOI оказываются слишком высокими из-за разложения гидратированных глинистых минералов и известняка.

Во многолетнемерзлых отложениях и почвах, как правило, органическое вещество меньшей степени разложения, чем в подобных отложениях в более теплых условиях. Общее суточное количество инсоляции, полученное поверхностью земли летом на 54 °N, близко к значению, получаемому при 66 °N, хотя оно распределено в течение более продолжительного времени.

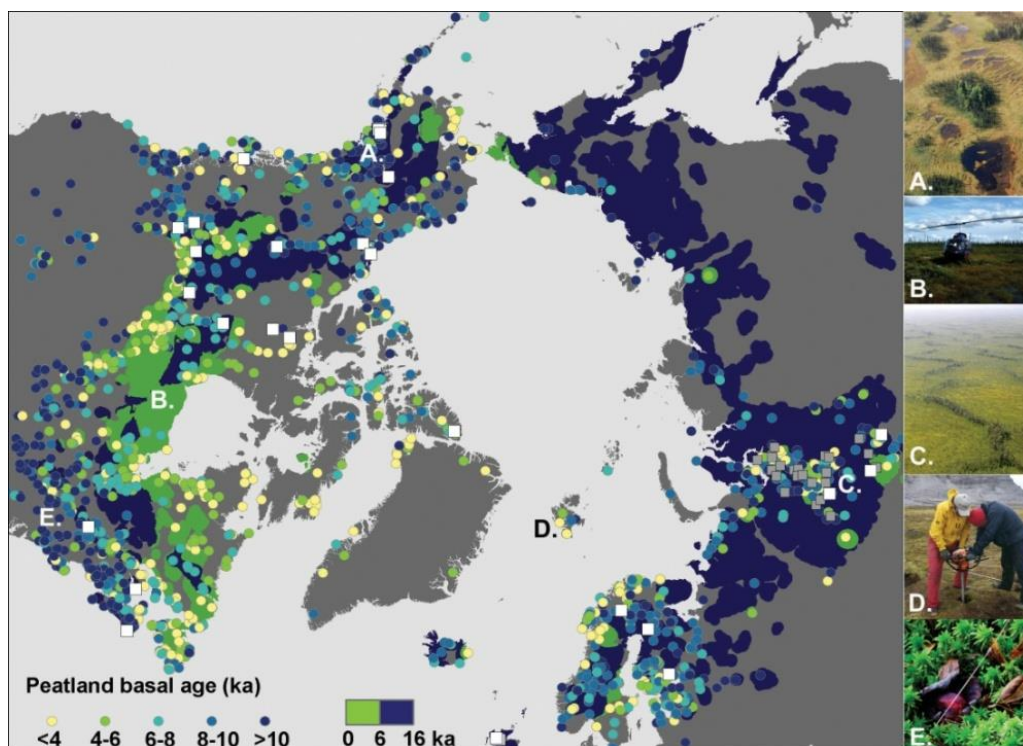


Рис. 1.22. Болота (peatlands) и их возраст (basal age), ka, в Северном полушарии в соотношении с различной растительностью (A, B, C, D), по Veilman *et al.* (2010) с изменениями. Обратите внимание на область позднего развития болот в Канаде

В результате растения в целом хорошо растут и производят значительное количество биомассы на севере Канады, Аляски и Сибири. Длинные зимы и холодные температуры почвы уменьшают скорость разложения органического вещества, особенно во влажных условиях, таких как долина реки Макензи, Западно-Сибирская низменность и бывшие ледниковые озера на северо-западе Канады (рис. 1.22). Хотя большая часть Канады была покрыта ледяными покровами

до примерно 12 000 лет назад, торф толщиной до одного метра покрывает значительные площади. В некоторых частях Канады ледниковые щиты сохранялись до времени 7000 лет назад, поэтому накопление торфа относительно невелико. На Юконе торф накапливается в нижних частях горных долин на перевале Макмиллана на 64 °N. Скорости образования торфа в Северной Америке составляют около 100–200 см / 1000 лет, а в других районах — от 60 до 80 см / 1000 лет. Этот торфяной слой важен из-за эффекта **термического диода**, что приводит к развитию вечной мерзлоты в зонах, где она в основном отсутствует. Такие районы характерны для Западной Сибири и других территорий. С ними связаны обширные **торфяные плато (peat plateaus)** и **бугры пучения**, или **пальсы (palsas)** (см. Главу 7).

Эти районы отличаются от засушливых областей Тибета с вечной мерзлотой около 33 °N., где наблюдается недостаток органического вещества в почве или на ее поверхности, за исключением локально под степными лугами северных склонов на высоте около 3700 м, а также на восточных склонах этого плато. Торф образует ровную поверхность на высоте около 4500 м в Кала Кью Хю Кью (Qala Q'u Hue Q'u) около 34 °23 N. и 97 °47 E., но в настоящее время она подвергается окислению и разрушению из-за чрезмерного выпаса скота и изменений климата. В других местах эта сухая тундра не производит много биомассы, за исключением некоторых участков. Она сейчас подвергается заметному опустыниванию (Williams & Balling, 1996; Williams, 2000).

Холодная, сухая тундра Арктических островов в Канаде имеет минимальный запас биомассы, поэтому там присутствует незначительное количество органического вещества. В Центральной Якутии лиственный лес обычно подстилается примерно 1–2 см горизонта О (**лесная подстилка**, в травянистых сообществах **очёс**, сложенная из неразложившегося **опада**) и 5–10 см горизонта А (смешанное органическое и минеральное вещество), над горизонтами В и С. Эти органические слои могут быть небольшими, но производить значительный охлаждающий тепловой эффект, называемый **температурной сдвижкой (thermal offset)**, описанный в главе 2 (Kudryavtsev *et al.*, 1974, 1977). Лесные пожары нарушают поверхностную растительность и горизонт О, тем самым изменяя бюджет поверхностной энергии (Hinzman *et al.*, 2001). Это приводит к оттаиванию вечной мерзлоты, образованию термокарстовых озер и депрессий (см. Главы 2 и 11). Таким образом, во всех, кроме самых сухих территорий, органическое вещество оказывает огромное влияние на вечную мерзлоту.

1.16. МИКРООРГАНИЗМЫ В ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЕ

Вечная мерзлота является одной из самых экстремальных сред на Земле и охватывает около 25 % Северного полушария Земли (Ершов, 1998). Большая часть биосферы Земли постоянно ниже 5 °C (Baross & Morita, 1978). Регионы с вечной мерзлотой встречаются на высоких широтах, в Антарктиде, и в горах (Margesin, 2009). На рис. 1.23 показано относительное обилие микроорганизмов в четырех крупных регионах вечной мерзлоты.

1.16.1. Антарктическая вечная мерзлота

Антарктический континент покрыт ледяной шапкой, относящейся ко времени миоцена, т. е. вечная мерзлота здесь старше 20 млн лет. Микроорганизмы в вечной мерзлоте должны были выдержать самые холодные температуры на Земле.

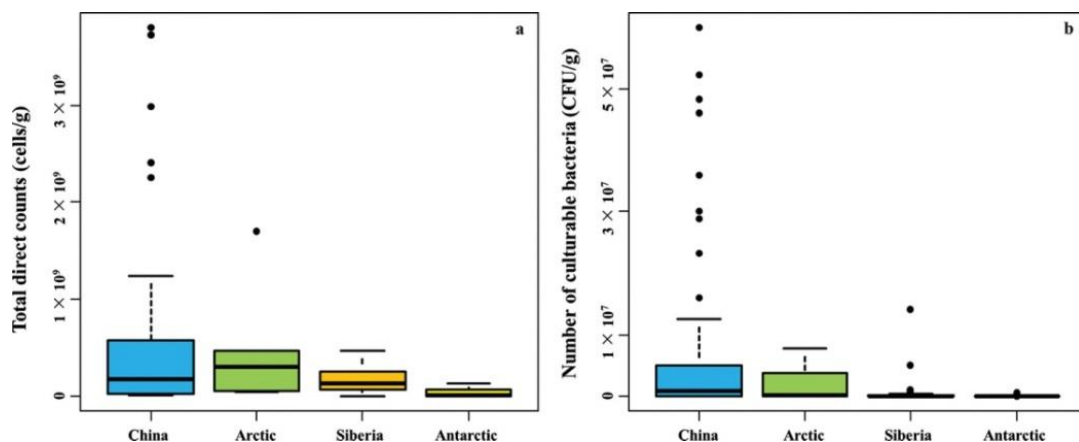


Рис. 1.23. Относительное изобилие микроорганизмов в четырех основных регионах вечной мерзлоты (из Hu *et al.*, 2015, с изменениями).

Исследования ледникового льда на станции Восток в Антарктиде (Abyzov, 1993) выявили наличие бактерий, грибов, диатомовых водорослей и других микроорганизмов, которые, как считается, были перенесены туда ветром. Вероятно, они оказались в ловушке среди снега, а затем оставались во льду тысячи лет. Максимальный возраст льда в Антарктиде из-за циркуляции составляет примерно около 500 тыс. лет. Микробная активность недавно была обнаружена в поверхностных слоях однолетнего и многолетнего озерного льда (Psenner & Sattler, 1998), а также в антарктическом морском льду (Bowman *et al.*, 1997). Популяции бактерий также присутствуют в поверхностном снегу на Южном полюсе (Carpenter *et al.*, 2000). Эшкрофт (Ascroft, 2000) считает, что организмы, живущие на больших глубинах в антарктических ледниках, физиологически адаптировались к этим условиям.

1.16.2. Вечная мерзлота высоких широт

Возраст вечной мерзлоты в Сибири и северо-западной части Северной Америки достигает, вероятно, около 3,5 млн лет (Harris, 1994, 2001a). Анаэробные психофильные микроорганизмы были выделены из одного из высокоширотных Арктических ледников (Skidmore *et al.*, 2000) и ледника в Гренландии (Sheridan *et al.*, 2003). Несмотря на то, что вопрос о длительной микробной выживаемости в вечной мерзлоте может подвергаться сомнению, есть данные о том, что бактерии смогли выжить в вечной мерзлоте 500 тыс. лет (Johnson *et al.*, 2007). Существует большое разнообразие микроорганизмов, включая бактерии, археи, фототрофные цианобактерии, грибы и простейшие, которые в значительном количестве встречаются в вечной мерзлоте (Steven *et al.*, 2006, 2009; Gilichinsky *et al.*, 2008). Характеристики этих микроорганизмов отражают уникальные и экстремальные условия вечной мерзлоты. Вечная мерзлота может содержать до 20 % или более незамерзшей воды в виде солевых растворов с низкой активностью воды (0,8–0,85) (Gilichinsky, 2002). Микроорганизмы в этой среде могут выживать в условиях низких температур, олиготрофных условий, полной темноты, постоянного гамма-излучения и чрезвычайно низких скоростей переноса питательных веществ и метаболитов (Steven *et al.*, 2006; Gilichinsky *et al.*, 2008). Рост и метаболическая активность (дыхание и биосинтез) микроорганизмов из вечной

мерзлоты были обнаружены при температурах до -35°C (Паников и Сизова, 2007; Bakermans, 2008; Amato *et al.*, 2010).

Исследования реликтовых микроорганизмов из древней вечной мерзлоты указывают на их потенциальное значение как объектов геронтологии. *Vacillus* sp. был изолирован из мерзлых песков Мамонтовой горы в Центральной Якутии (Brouchkov *et al.*, 2009) из древних неогеновых отложений, которые, возможно, были в мерзлом состоянии на протяжении около 3,5 миллиона лет (Марков, 1973; Баранова и др., 1976; Vakulina & Spector, 2000). Этот штамм *Vacillus* sp. (вероятно, относящийся к виду *Vacillus cereus*) продемонстрировал увеличение живучести и активности, а также стимуляцию иммунитета и повышение устойчивости

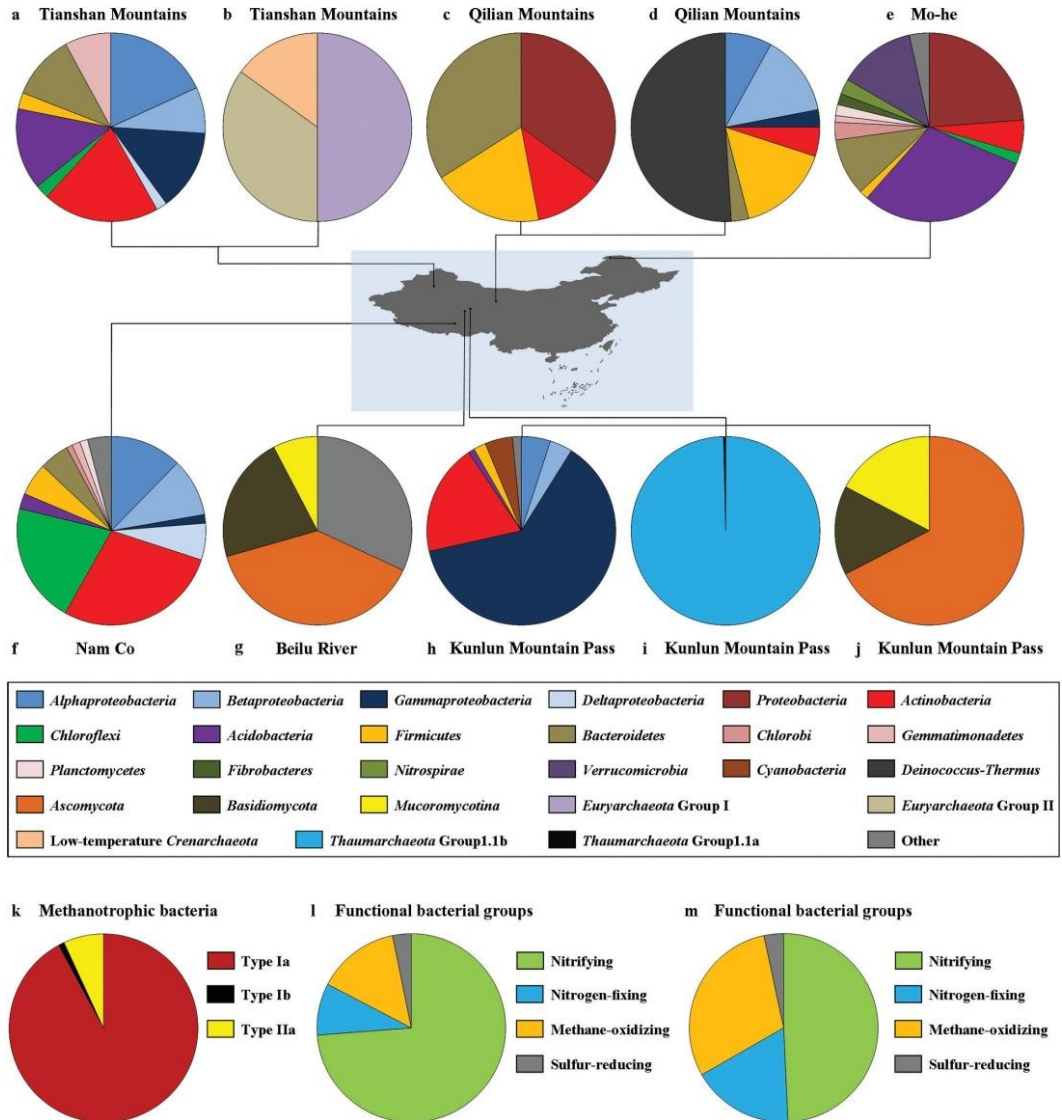


Рис. 1.24. Изменение состава сообщества микроорганизмов в вечной мерзлоте в различных горных хребтах в Китае (Hu *et al.*, 2015). Они включают бактерии, археи, дрожжи, нитевидные грибы и микроводоросли в 83 родах

к тепловому шоку и УФ-облучению у *Drosophila melanogaster* и мышей (Brouchkov *et al.*, 2012; Kalenova *et al.*, 2011). Пробиотическая активность этого штамма *Bacillus* sp. (Fursova *et al.*, 2012) была также показана. Споры рода *Bacillus*, как известно, являются одними из наиболее устойчивых к факторам внешней среды (Nicholson *et al.*, 2000). Один из видов *Bacillus* (Venkateswaran *et al.*, 2003) был обнаружен в помещении для сбора космических аппаратов. Разнообразие микроорганизмов, выделенных из янтаря, возраст которого достигает 40 млн лет, включает *B. thuringiensis* и *B. mycoides* (Greenblatt *et al.*, 1999). Существует гипотеза (Brouchkov *et al.*, 2009), что длительная выживаемость микроорганизмов в вечной мерзлоте, а также в янтаре и древних отложениях каменных солей обеспечивается неизвестными, но крайне эффективными механизмами защиты, которые, вероятно, могут быть использованы в будущем.

Бактериальные изоляты из мерзлоты могли расти при отрицательных температурах, а некоторые были галотолерантными. Несмотря на лигнинолитическую активность некоторых штаммов, биodeградация не обнаруживалась. В целом, чувствительность к богатым средам, антибиотикам, тяжелым металлам и соли увеличивалась при понижении температуры ($20\text{ }^{\circ}\text{C} > 10\text{ }^{\circ}\text{C} > 1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Это можно объяснить как реакцию на повышенный стресс при низких температурах. Очевидно, необходимы дальнейшие исследования для выяснения механизмов, лежащих в основе физиологии микроорганизмов, обнаруживаемых в вечной мерзлоте.

1.16.3. Вечная мерзлота в горных областях Китая

Современная вечная мерзлота в горах Цинхай-Тибетского плато в основном сформировалась в последние 35 тысяч лет (Jin *et al.*, 2007). Это высокотемпературная вечная мерзлота, обычно мощностью менее 50 м и с температурами выше, чем $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Активный слой относительно мощный из-за высокой солнечной инсоляции днем, что компенсируется заметным охлаждением длинноволновым излучением ночью. В результате появляются разнообразные и новые микробные сообщества, хотя их состав сильно различается географически (рис. 1.24). Вероятно, это связано с различиями в доступных представителях микробиоты и их способностью адаптироваться к более холодным условиям. Число жизнеспособных и общее число клеток уменьшается, вместе со способностью восстанавливать жизнеспособность, с увеличением глубины (Hu *et al.*, 2014) и с возрастом, но разнообразие бактериальных изолятов не зависит от глубины (Feng *et al.*, 2004; Zhang, 2007a; Wang *et al.*, 2011b; Ollivier *et al.*, 2013; Tai *et al.*, 2014). На горе Эверест Zhang *et al.*, 2009) было обнаружено, что численность архей уменьшилась ниже 5400 м, хотя на больших высотах ситуация изменилась на противоположную. Число жизнеспособных клеток также изменялось от месяца к месяцу (Chen *et al.*, 2011) и в зависимости от типов растительности (Yu & Shi, 2011; Li *et al.*, 2012). Влажность почвы, pH, органический углерод и общее содержание азота были тесно связаны с количеством микробов. Популяции в вечной мерзлоте в Китае, как правило, являются галотолерантными в лабораторных исследованиях (Zhang *et al.*, 2007b). Соли, как правило, вытесняются и концентрируются в оставшейся жидкости во время замораживания, поэтому эта адаптация к высокой солености сочетается с адаптацией к холоду (D'Amico *et al.*, 2006). Продукция холодоактивных ферментов часто обнаруживается в китайских микробных сообществах вечной мерзлоты (Bai *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2007b). Они, как правило, увеличивают гибкость их структуры, чтобы компенсировать эффект замораживания (Feller, 2007). Существуют гены, кодирующие несколько функций,

необходимых для выживания в вечной мерзлоте (Jansson & Tas, 2004). На рис. 1.24 показаны функциональные роли микроорганизмов в химическом разрушении органического вещества и фиксации нитратов в почве. Значительное число микроорганизмов участвует в окислении метана и восстановлении серы в почве, чтобы сделать эти элементы доступными для растений.

1.16.4. Фенотипические черты

Вечная мерзлота является экстремальной средой, и местные микроорганизмы должны выдерживать длительные периоды в геологических временных масштабах при отрицательных температурах, с фоновым излучением, низкой доступностью воды и низкими скоростями передачи питательных веществ и метаболизма (Steven *et al.*, 2006; Margesin & Minerva, 2011). Живые микроорганизмы находятся в мерзлых породах, состоящих из минеральных частиц и льда разного возраста (Friedmann, 1994). Интересно, что клетки микроорганизмов, в общем, как и другие живые существа, демонстрирующие признаки старения (Stewart *et al.*, 2005; Johnson & Mangel, 2006), могут жить или оставаться жизнеспособными в течение длительного времени. Хотя неизвестно, только выживают или растут ли эти клетки, установлено, что, например, *Bacillus anthracis* (сибирская язва) может оставаться жизнеспособным более 100 лет (Nicholson *et al.*, 2000). Имеются свидетельства о восстановлении бактериальных спор из образцов возрастом до 105 лет (Puskeppeleit *et al.*, 1992).

Исследована жизнеспособность бактерий ниже 0 °С, например, в ледяной жиле плейстоценового повторно-жильного льда (Katayama *et al.*, 2007). Незамерзшая вода, удерживаемая электрохимическими силами на поверхностях минеральных частиц, присутствует даже в очень холодной вечной мерзлоте. Бактериальные клетки не замерзают при температурах -2 °С или -4 °С, типичных для вечной мерзлоты (Clein & Schimel, 1995; Ashcroft, 2000). Тонкие слои жидкости обеспечивают путь для течения воды, перенося растворы и мелкие частицы, возможно, питательные вещества или метаболиты, но движение происходит очень медленно. Бактерии большего размера (0,3–1,4 мкм), чем толщина водного слоя (не более 0,01–0,1 мкм при температурах -2 °С и -4 °С), вряд ли будут двигаться, по крайней мере, во льду (Маргезин, 2009). Поэтому микроорганизмы среди минеральных частиц и льда в вечной мерзлоте являются иммобилизованными, лишёнными возможности покинуть свою ловушку (Friedmann, 1994). В некоторых случаях их возраст может быть доказан геологическими условиями, историей замерзания и радиоизотопным датированием (Katayama *et al.*, 2007). В течение длительного эволюционного периода выжившие организмы, возможно, используют различные физиологические приспособления, которые позволяют им выживать. Бактериальные сообщества, например, выделенные из вечной мерзлоты в Китае, в основном имеют палочковидную, реже округлую форму (кокки), и образуют пигментированные колонии (Bai *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2007a, 2007b). Синтез пигментов обычно рассматривается как эффективная стратегия защиты от вредного излучения (Rothschild & Mancinelli, 2001).

Природа экстремальной долговечности микроорганизмов в вечной мерзлоте остается необъяснимой. Структуры клеток далеко не стабильны (Jaenicke, 1996). Геном подвержен разрушению, а механизмы репарации большинства организмов недостаточно эффективны для предотвращения накопления повреждений (Cairns *et al.*, 1994). Например, период полураспада цитозина в водном растворе не превышает всего нескольких сотен лет (Levy & Miller, 1998), так что древняя

ДНК мумий, мамонтов, насекомых в янтаре обычно сильно фрагментирована и разрушена (Greenblatt *et al.*, 1999; Rauser *et al.*, 2005; Willerslev & Cooper, 2005). Таким образом, представляет загадку, как выживают микроорганизмы в вечной мерзлоте и их собратья в древнем янтаре и каменных солях.

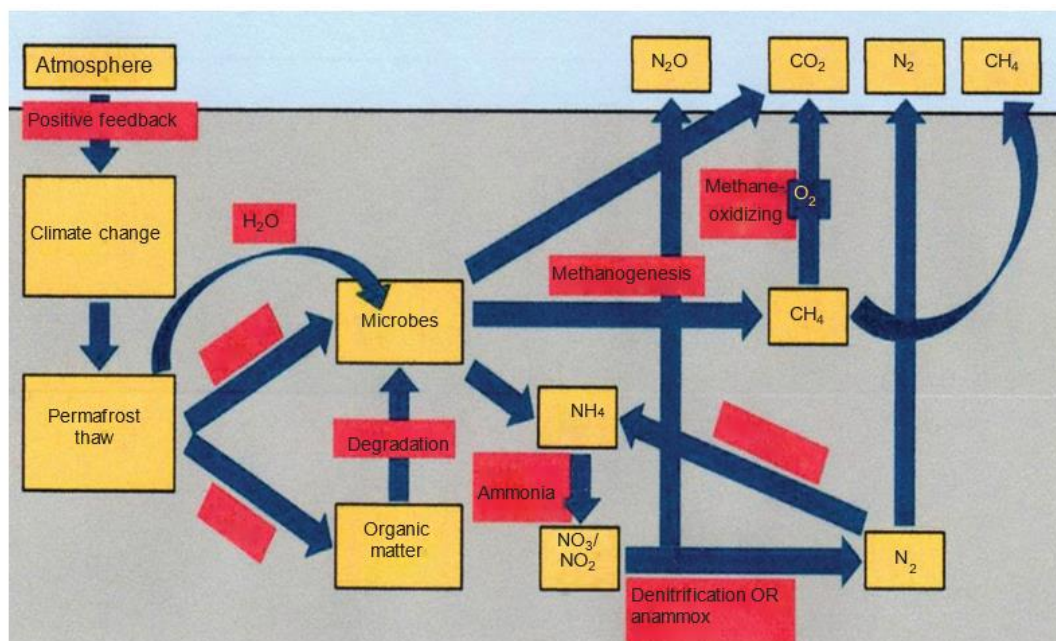


Рис. 1.25. Положение микроорганизмов и их роль в разложении органического вещества в почвах, что приводит к выбросу парниковых газов (по Hu *et al.*, 2015): атмосфера (atmosphere), положительная обратная связь (positive feedback), изменение климата (climate change), оттаивание мерзлоты (permafrost thaw), микроорганизмы (microbes), деградация (degradation), органическое вещество (organic matter), метаногенез (methanogenesis), окисление аммиака (ammonia-oxidizing), окисление метана (methane-oxidizing), денитрификация (denitrification), окисление иона аммония (anammox)

1.16.5. Связь с изменением климата на Тибетском плато

По мере того, как Тибетское плато продолжает подниматься, охлаждение приведет к тому, что вечная мерзлота станет более обширной, а микроорганизмы более однородными. Более холодные температуры, скорее всего, приведут с течением времени к сокращению числа жизнеспособных видов. Поскольку микробные группы проявляют значительное разнообразие и участвуют в ключевых биохимических процессах (рис. 1.25), Hu *et al.* (2015) предполагают, что они могут быть ответственны за эмиссию парниковых газов, если в регионе по-прежнему будет наблюдаться тенденция к потеплению, например, по Zhang *et al.* (2008a, 2008b). Разложение органического вещества дает множество конечных продуктов, включая торф, углеводороды (газообразные и твердые), важные парниковые газы (метан и углекислый газ), а также питательные вещества для растений. Производство метана может быть очень высоким во влажных средах, таких как болота, — отсюда его другое название, болотный газ (Brouchkov & Fukuda, 2002).

1.17. ГАЗ И ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ

Вечная мерзлота обычно содержит газы, которые находятся в поровом пространстве и в кристаллической решетке льда. Газы поступают из воздуха, а также газов, образующихся при разложении органического вещества, и выделяются из живых корней. Эти газы могут передвигаться при помощи диффузии и часто связаны с нефтегазовыми месторождениями. Эти газы включают значительные количества двуокиси углерода, водорода и других газов, таких как метан, этан, пропан и бутан. Они могут постепенно проникать обратно в атмосферу, и даже могут взрываться в горных породах, если кислород присутствует в подходящих количествах (см. K. P. Harris, 1990).

Газовые гидраты (gas hydrates) — образования, состоящие из молекул газов, заключенные в кристаллы льда. Кристаллическая структура льда гексагональна, а молекулярная решетка имеет большие пространства. 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, если они присутствуют в горной породе (Davidson, 1973). При низких температурах и повышенном давлении эти небольшие газообразные молекулы конденсируются в твердые кристаллы, так что в решетке льда могут содержаться значительные количества таких твердых газов, называемых клатратными, или газовыми гидратами. Если происходит разложение, твердый газообразный материал переходит в газ, что приводит к существенному изменению объема, как, например, в Мархинской скважине на северо-западе Якутии в 1963 году. Макогон (1982) представил приблизительную зону распространения как вечной мерзлоты, так и гидратов в российской Арктике (рис. 1.26) и аналогичные предполагаемые залежи были найдены в Северной Америке (Harris, 1986a, pp. 142–145).

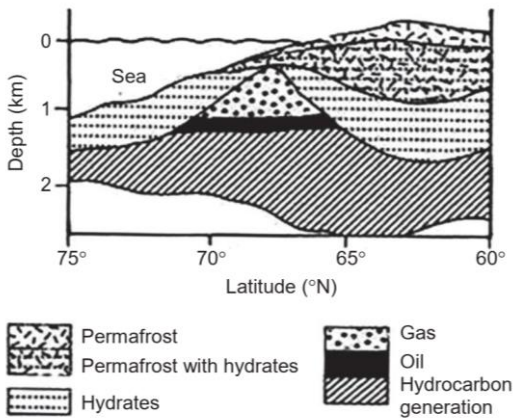


Рис. 1.26. Многолетняя мерзлота (permafrost), мерзлота с гидратами (permafrost with hydrates), газовые гидраты (hydrates), газ (gas), нефть (oil) и генерация углеводородов (hydrocarbon generation) в зависимости от глубины (шкала в км) с широтой (latitude) в российской Арктике (из Макогон, 1982)

Газовые гидраты обычно не встречаются ближе к поверхности, чем около 140 м, ни глубже в горных породах, чем около 1860 м (Judge, 1982), но они могут возникать под океанами, если вес вышележащей воды достаточно велик. На рис. 1.27 показаны типичные зависимости давления и температуры для системы гидратов метан-вода-газ согласно Davidson *et al.* (1978, стр. 938). Недавно были обнаружены газовые гидраты в горах Цилиан, Цинхай, Северо-Западный Китай (38°06' N, 99°10' E при высоте 4057 м, Xu *et al.*, 1999; Lu *et al.*, 2011) и в бассейне Куньлунь-Шаня (Wu *et al.*, 2015). В горах Куньлунь были пробурены четыре скважины, и на глубинах между 133 и 396 м обнаружены газовые гидраты. Кристаллы гидрата газа разлагаются, образуя сотовидную ледяную сердцевину, в то время как испускаемый газ легко загорается

(рис. 1.28А). Типичная кривая спектра газовых гидратов была обнаружена с помощью спектроскопии Рамана (рис. 1.28В). Предполагается, что газовые гидраты могут встречаться в других местах в вечной мерзлоте, как вдоль северной стороны плато Цинхай-Тибет, так и в северо-восточном Китае. Газовые гидраты иногда остаются стабильными без разложения в термодинамических условиях, исключающих существование гидратов газа (Истомин, 1998). В последнее время большинство авторов приписывают метастабильные состояния газа термодинамически стабильным твердым фазам. В феномене самосохранения газовых гидратов, который еще не полностью объяснен, ледяная пленка, возможно, играет роль покрытия поверхности метастабильного гидрата при $T < 271$ К. При этом температура может быть отрицательной или положительной (по Цельсию), а давление газа отличаться от условий окружающей среды. Таким образом, наблюдается гистерезис процесса формирования гидрата газа, т. е. разница между условиями образования гидратов и их диссоциации.

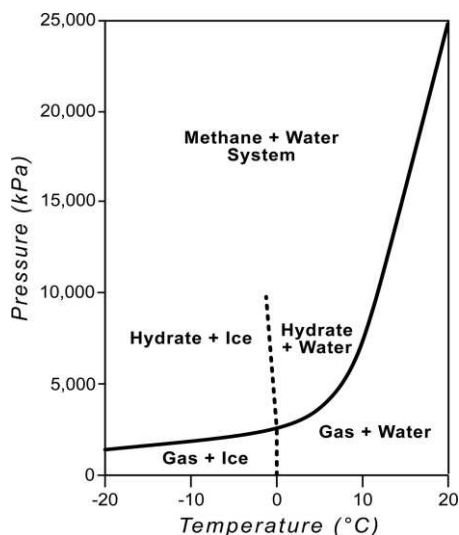


Рис. 1.27. Устойчивость системы гидратов (hydrates) метан-вода-газ-лед (methane-water-gas-ice) (из Davidson *et al.*, 1978, стр. 938) в зависимости от температуры (temperature) и давления (pressure). Воспроизводится с разрешения Национального исследовательского совета Канады

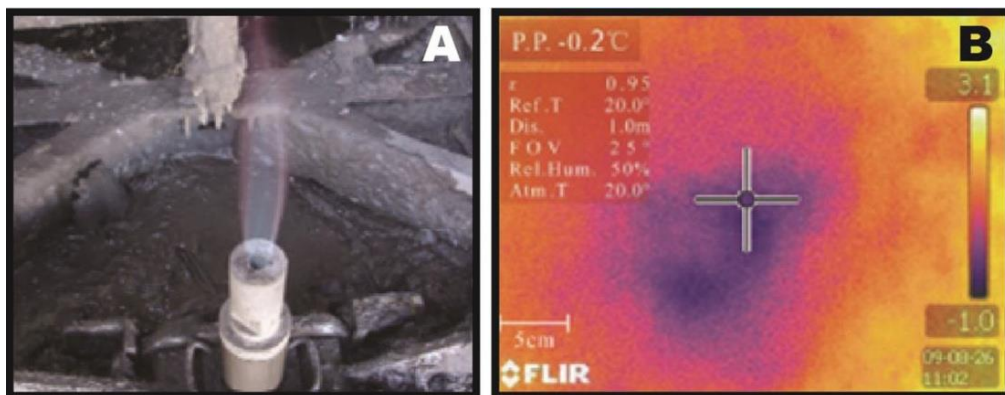


Рис. 1.28. Газовые гидраты в вечной мерзлоте в Китае, А, сжигание на выходе буровой колонны и В, инфракрасный спектр, показывающий, что температура внутри пламени ниже 0°C (из Lu *et al.*, 2011)

Неясно, действительно отвечает ли ледяной покров за метастабильность, однако он может играть в нем ключевую роль (Истомин, 1998; Истомин и др., 2006). Газогидраты, по-видимому, широко распространены в северной Сибири, вдоль арктической прибрежной равнины Аляски и в дельте Маккензи.

1.18. ТЕРМОКАРСТ

С *термокарстом (thermocarst)* связаны все топографические особенности и структуры, создаваемым оттаиванием подземного льда. Они особенно распространены в нынешнем климате, отчасти из-за его потепления с момента последнего оледенения около 25 000–12 000 лет назад, и отчасти из-за потепления во многих областях, таких как Якутия или плато Цинхай-Тибет в последние полвека, в сочетании с изменениями из-за землепользования (Wang *et al.*, 2011; Jin *et al.*, 2011). Во время последнего крупного ледникового события ледники покрывали большую часть Канады. В результате вечная мерзлота сегодня, в основном, развивается в равновесии с голоценовым климатом и является постледниковой по возрасту. Несмотря на это, климатическое потепление, достигшее кульминации в *климатическом оптимуме*, теплом событии около 6000 лет назад, а затем сопровождаемое Малым ледниковым периодом и последующим потеплением, произвело значительные изменения, обусловленные термокарстом в районах, когда-то занятых вечной мерзлотой во время крупных ледниковых периодов, (например, Rockie, 1942; Hopkins, 1949; Harris, 1968; Morgan, 1972; Péwé, 1973a, 1983a, Rampton, 1974; Mackay, 1975; Murton & French, 1993a, 1993b).

Большие районы Сибири не были покрыты ледником из-за сухого климата, но переживали очень холодные климатические условия в течение каждого из основных ледниковых эпизодов последних 3,5 млн лет (Aubekerov & Gorbunov, 1999; Harris, 2013). В результате вечная мерзлота развилась до глубины 1100 м в некоторых районах, а повторные холодные явления, сопровождаемые теплыми межледниковыми периодами, несомненно, обусловили много периодов термокарстового развития. В южной и центральной Сибири и Северо-Восточном Китае значительная часть вечной мерзлоты является реликтовой и все еще приспособляется к более теплomu климату голоцена. В этих областях основные термокарстовые явления, такие как якутские *аласы* (депрессии и долины, возникшие при оттаивании подземного льда и осадок земной поверхности), были образованы в основном во время *климатического оптимума* около 6000 лет назад (Качурин, 1961; Soloviev, 1973b, Fukuda *et al.*, 1995). Во время позднего Висконсинского оледенения, или Сартанского оледенения в Западной Сибири (29 000–12 000 лет назад) очень холодные условия преобладали на юге, в частности на Цинхай-Тибетском плато, о чем свидетельствуют *каменные полигоны*, или *каменные тесселлоны (rock tessellons)*, полигональные трещины, заполненные фрагментами пород, которые сформировались там в течение последних тысячелетий позднего Висконсинского оледенения (Harris & Jin, 2012). Термин *тесселлон (tessellon)* был впервые предложен Певе (Péwé, 1959) для обозначения песчаных полигональных жил с характерной вертикальной слоистостью. Однако на этой низкой широте в Китае мощность вечной мерзлоты была невелика. Плато и Гималаи растут, и миллион лет назад климат был влажнее и, вероятно, теплее (Герасимов и Зими́на, 1968), поэтому вечная мерзлота там, по-видимому, является относительно недавним явлением.

В других частях мира присутствие вечной мерзлоты в прошлом обозначено термокарстовыми формами рельефа и *псевдоморфозами* по ледяным жилам, или *кастаму (casts)*, например, в Китае (J. Cheng *et al.*, 2005a, 2005b, 2006), Европе (Poser, 1948; Karte, 1987) Vendenberghe, 1983, 1988; Pissart, 2003), Новой Зеландии (Harris, 1983a), Южной Америке (Corte, 1967; GonzalezandCorte, 1976; Graf, 1986; Corte, 1988), Австралии и Новой Гвинее (Galloway *et al.*, 1973). Особенности термокарста обсуждаются в главах части 2, в то время как явления,

создаваемые водой, активно разрушающей вечную мерзлоту (**термоэрозия** и **термоабразия**), описаны в главе 11.

1.19. ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА ПРИБРЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Только 29 % поверхности Земли представляют собой континенты, и около 22 % их территории в настоящее время занято вечной мерзлотой. Кроме того, вокруг Северного Ледовитого океана находятся обширные участки мелководья, подстилаемые подводной вечной мерзлотой (рис. 1.29). Прибрежная, субаквальная вечная мерзлота формируется либо как реакция на отрицательные среднегодовые температуры морского дна, либо путем погружения ниже уровня моря субаэральной вечной мерзлоты. Такая мерзлота распространена в окрестностях дельты Маккензи и вдоль берегов моря Лаптевых (Gigarev, 1997). Дельта Маккензи активно развивается, и вечная мерзлота возникает в аллювиальных отложениях, где морская вода достаточно холодная, а для предотвращения замерзания недостаточно солёности поровой воды. Рост вечной мерзлоты сопровождается образованием криоструктур и ледяных жил (Маккей, 1973а). Для илистых отложений характерно льдовыделение (Маскау, 1972; Hollingshead *et al.*, 1978), и возникающие ледяные прослои могут залегать на морском дне или встречаться под тонким слоем незамерзшего осадка. Подводные бугры пучения также встречаются, хотя их происхождение не всегда представляется ясным.



Рис. 1.29. Распространение субаквальной вечной мерзлоты (subsea permafrost) и мерзлоты, состоящей из охлажденной ниже 0 °С воды и криопэггов (ocean permafrost zone, saline water below 0 °С & cryopegs) на берегах Северного Ледовитого океана. Красная линия ограничивает среднее сентябрьское распространение многолетних льдов (mean September perennial ice extent) в 1979–2000 гг.

Изменение уровня моря со времени максимума позднего Висконсина обычно не отражается в стратиграфии вечной мерзлоты дельты, но условия таковы, что гидраты газа встречаются в скважинах в море Бофорта (Weaver & Stewart, 1982). Taylor *et al.* (1996) предлагают модель позднечетвертичной истории прибрежной переходной зоны.

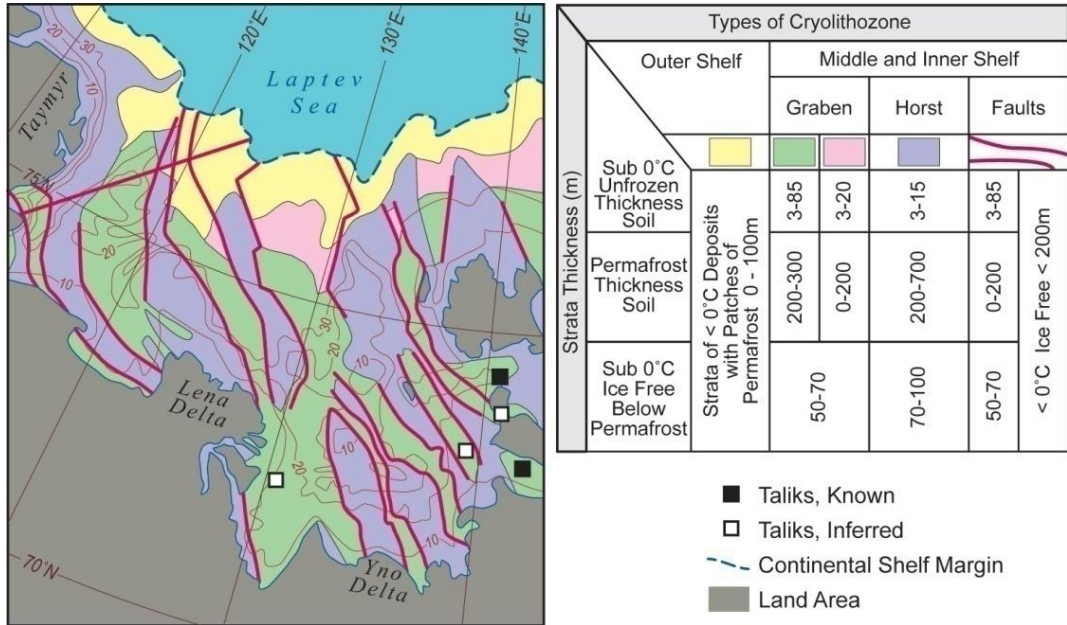


Рис. 1.30. Горсты и грабены в структуре морской вечной мерзлоты в море Лаптевых (из Гаврилов и др., 2006, с изменениями): типа криолитозоны (types of cryolithozone), внешний шельф (outer shelf), средний и внутренний шельф (middle and inner shelf), грабен (graben), горст (horst), разрывные нарушения (faults), мощность отложений (strata thickness), мощность охлаждённых ниже 0 °С отложений над кровлей мерзлоты (sub 0 °С unfrozen soil thickness), мощность мерзлоты (permafrost soil thickness), мощность охлажденных ниже 0 °С отложений под подошвой мерзлоты, свободных ото льда (sub 0 °С ice free below permafrost), охлажденный ниже 0 °С горизонт отложений с островами мерзлоты (strata below 0 °С deposits with patches of permafrost) мощностью 0–100 м, талики известные (taliks known), талики по расчетам (taliks inferred), граница континентального шельфа (continental shelf margin), область суши (land area)

В восточном направлении горный хребет был частично погружен в воду, так что долины рек теперь находятся под морем, а основные хребты в настоящее время образуют Арктические острова вдоль северного побережья Канады. Бывший континентальный шельф простирается на север за этими островами. Глубокие грабены разделяют остров Баффин от Гренландии. Однако море Лаптевых — совсем другое дело. Несколько крупных рек откладывают осадки в этом районе и изменяют уровни моря с течением времени, что создает условия для формирования довольно сложной вечной мерзлоты (Бондарев и др., 1999; Романовский и Хаббертон, 2001a, 2001b). Положение осложняется тектоническими движениями, которые привели к возникновению серии горстов и грабенов в прибрежных водах (Добровольский, 1974; Drachev *et al.*, 1995; 1998; Biryukov & Sovershaev, 1998; Sekretov, 1999; Franke *et al.*, 2001). Вершины горстов находятся

на различных уровнях, а в тепловом режиме морских отложений наблюдаются значительные колебания (Березовская и др., 2002). Ледовый комплекс, представленный в прибрежных обнажениях (рис. 1.31), указывает на сложную историю роста ледяных жил (Schirrmeister *et al.*, 2002), а на морском дне развиты как мерзлые, так и частично охлажденные отложения (Гаврилов *et al.*, 2001). Считается, что они сформировались во время холодных событий, соответствующих прошлым оледенениям, хотя точное время неизвестно (Быков, 1938).



Рис. 1.31. Повторно-жильные льды на склонах Большого Ляховского острова, Арктическое побережье, Сибирь. © М. Григорьев

Эта область обширна, и бурение является дорогостоящим и сложным. В результате было использовано моделирование, чтобы реконструировать историю (Гаврилов и Тумской, 2003; Гаврилов и др., 2006), хотя осталось много неизвестных, которые модели не могут игнорировать. В целом, история предполагает периоды низкого уровня моря во время холодных событий, что приводило к обширному развитию вечной мерзлоты в широкой зоне по изобате около 100 м. Похолодания чередуются с более теплыми событиями, и в настоящее время происходит отступление береговой линии, разрушение вечной мерзлоты и эмиссия метана в море (Шахова и др., 2010).

Бирюков и Огородов (2002) исследовали дно Печорского моря, к западу от Урала. Тектонические движения участвуют в формировании вечной мерзлоты в отложениях равнин на юге (Baulin *et al.*, 1978a), где встречается реликтовая вечная мерзлота (Baulin *et al.*, 1978b). Белопухова (1966) и Белопухова и Сухов (1986) описывают рельеф этого района. Спасивцев (2001) обсуждает влияние экономического развития на шельф Карского и Баренцева морей.

Менее известно о процессах, происходящих ниже уровня моря в отложениях на континентальном шельфе. Однако подводная вечная мерзлота оказалась широко распространенной в полярных регионах, где обычно мелкое море. Эти отложения являются засоленными, и их распространение и температура плохо известны (Brouchkov, 1998).

Глава 2. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ТЕМПЕРАТУРЕ НИЖЕ 0 °С

2.1. ВВЕДЕНИЕ

Очевидно, что в областях с многолетнемерзлыми породами существуют особые процессы, образующие уникальные формы рельефа. Большинство подобных процессов также вовлечены в образование характерных форм в областях с сезонным промерзанием горных пород. В этой главе подробно рассмотрены эти процессы для того, чтобы обеспечить читателю понимание, как они возникают.

2.2. ПРИРОДА ЛЬДА И ВОДЫ

Лед, встречаемый в мерзлых породах на нашей планете, относится в типу 1 из ныне известных 14/15 типов (Militzer & Wilson, 2010), исключая лед, существующий при температуре ниже -70 °С в Антарктиде (Murray *et al.*, 2005). Когда температура поднимается, структура льда снова переходит в тип 1. Молекула состоит из атома кислорода, соединенного с двумя атомами водорода, и имеет форму равнобедренного треугольника (рис. 2.2). В твердом состоянии эти молекулы образуют кристалл гексагональной сингонии, образованный множеством слоев, наложенных друг на друга. Каждый слой удерживается относительно слабыми водородными связями. При промерзании сезонно-талого слоя сверху и снизу (Maskaу, 1973b) обычно отмечают, что кристаллы льда растут преимущественно перпендикулярно фронту промерзания, т. е. основные оси кристаллов направлены вертикально (рис. 2.1). На самом деле кристаллы сначала растут параллельно фронту промерзания (судя по оптическому анализу), но по причине их одновременного образования направление роста изменяется на перпендикулярное. Несмотря на это, у некоторых кристаллов главная оптическая ось направлена параллельно фронту промерзания. Механизм вязко-пластичного течения льда может существовать из-за слабых водородных связей, т. к. каждые отдельные гексагональные слои могут скользить относительно друг друга, деформируя ледяной кристалл (Ollier, 2010).

Многолетнемерзлые породы, как правило, состоят из, как минимум, 5 компонентов, а именно: органического вещества, минеральных частиц, воздуха, льда и воды (водного раствора). Вода имеет уникальное свойство перемещаться по поверхности твердых компонентов. Она также способствует перемещению солей и мелких минеральных частиц. Влага содержится в дисперсных и скальных горных породах в различных категориях: от заполняющей свободные поры (***гравитационная влага, gravitational water***), и прослой воды на поверхности твердых частиц, связанной с ней либо с помощью капиллярных сил (***капиллярная влага, capillary water***), и ***гигроскопическая влага (hygroscopic water)***, связанная молекулярными связями (Anderson, 1971).

Вода также может быть слабо связана с катионами, которые могут взаимодействовать с молекулами воды при помощи водородных связей. Если молекулы связаны катионами или минералами взамен водородных связей, они могут образовывать дополнительные слои воды. Как принято в сельском хозяйстве, гигроскопическая влага может быть структурирована водородными связями или молекулярными силами, известными как ***осмотические силы***, в этом случае она называется ***осмотической влагой (osmotic water)***.



Рис. 2.1. Вертикальные кристаллы льда в верхней части сезонно-талого слоя, ориентированные перпендикулярно фронту промерзания (аллювий реки Слимс, Коуане, Провинция Юкон. Лед образуется на поверхности увлажненного грунта под сухой поверхностью земли. Источником влаги являлась мигрирующая к фронту промерзания влага из нижележащих увлажненных горизонтов © S. A. Harris

Гравитационная влага медленно **инфильтруется** через почву и горные породы после дождей к поверхности грунтовых вод. Капиллярная влага частично доступна растениям до тех пор, пока не достигнута глубина распространения корней этих видов растений. Наиболее сильно связанная **гигроскопическая влага** остается в жидком состоянии даже в осушенных горных породах и не доступна большинству видов микроорганизмов и растений, в отличие

от слабо связанной, **осмотической влаги**, доступной для живых организмов. Эта категория влаги может перемещаться вдоль поверхности твердых частиц даже в мерзлых горных породах. Гречишев (1980) обсуждает в своей работе термодинамику этих процессов.

Перемещение **гигроскопической влаги** зависит от ряда факторов. Во-первых, форма молекулы воды обеспечивает ее потенциальное перемещение (рис. 2.2). Очевидно, что молекула может притягиваться к другим положительно или отрицательно заряженным поверхностям. Во-вторых, твердые компоненты горных пород также обладают некомпенсированным зарядом на поверхности. Как правило, поверхность твердых частиц обладает **отрицательным зарядом**, поэтому положительно заряженные атомы будут притягиваться к этой поверхности (Ершов, 1998а). В-третьих, доступная площадь поверхности частиц твердой компоненты горных пород определяет количество поверхностных зарядов в заданной массе грунта, т. е. глины имеют намного больше доступных мест присоединения, чем пески. Количество гигроскопической влаги минимально в крупнообломочных горных породах, но превышает содержание в 20 % в некоторых

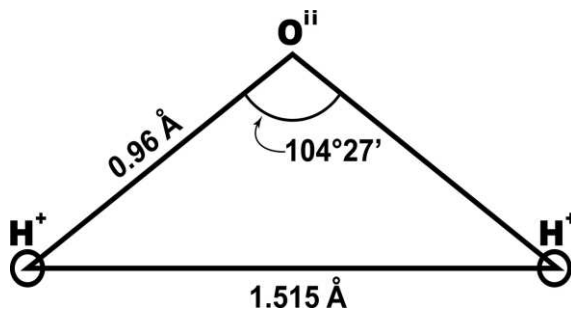


Рис. 2.2. Структура водной молекулы в газообразном состоянии, имеющая заряженные положительно и отрицательно стороны, создающие эффект диполя (изменено из RIGCDR, 1981)

глинах при температуре -20 °С (Цытович, 1957). Даже при температуре -78 °С в глинах содержится некоторое количество гигроскопической влаги. В результате мерзлые глины часто имеют консистенцию, сходную с консистенцией жевательной резинки. В-четвертых, минеральный состав твердой компоненты также влияет на содержание гигроскопической влаги, т. е. каолинистая глина содержит меньше воды при заданной температуре, чем глины, состоящие из монтмориллонита (Williams & Smith, 1989). Процесс **криогенной миграции**, или **криогенного всасывания (cryosuction)** вызывает формирование линз льда в результате вымерзания прослоев влаги на поверхности минеральных частиц и действия молекулярных сил, повышающихся приблизительно на 1,3 МПа на каждый градус °С ниже 0 °С, и соответственного движения влаги к фронту промерзания в условиях открытой системы. Вода может перемещаться относительно свободно к фронту промерзания или, наоборот, от него, если давление повышается в промерзающей зоне. В замкнутой системе давление в воде увеличивается на 13,4 МПа на каждый градус °С ниже 0 °С. Это происходит из-за увеличения объема при переходе воды в лед, и это давление передается на поровую воду, вызывая ее отток из зоны промерзания. При промерзании толщина водных прослоев в промерзающей зоне уменьшается за счет перехода части воды в лед, и молекулярные силы, связывающие влагу, стремятся восполнить ее запас на минеральных частицах. Поэтому этот процесс проявляется в глинистых породах и не характерен для песков. Кроме того, соли, растворенные в поровой воде, могут в значительной степени занять места обмена на поверхности минеральных зерен, в то время как повышенные концентрации вызывают уменьшение объема связанной воды. Гигроскопическая и капиллярная вода движется к самой холодной части горной породы или к зоне с более высокой засоленностью (Nixon, 1982; Nixon & Lem, 1984).

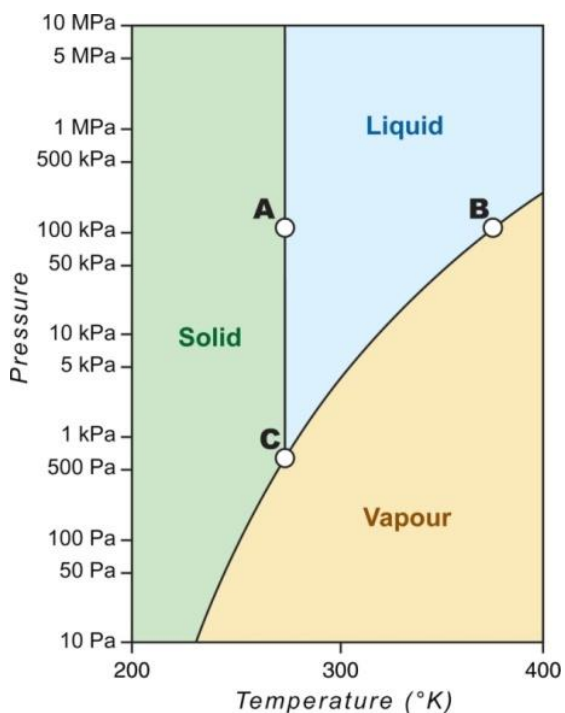


Рис. 2.3. Фазовая диаграмма для чистой воды в диапазоне температур (temperature) и давления (pressure), встречающихся на Земле в вечной мерзлоте. А — точка замерзания воды при давлении 1 атмосферы (273,15 °К, 101,325 кПа), В — точка кипения жидкой воды (liquid) (373,15 °К, 101,325 кПа), и С — тройная точка, ниже которой твердый лед (solid) начинает превращаться в водяной пар (vapour) (273,16 °К; 611,73 Па)

Значительное количество воды может перемещаться в верхнюю, мерзлую, холодную часть вечной мерзлоты сверху (Маскау, 1983), вызывая морозное пучение уже после промерзания. Однако детали происходящих процессов довольно сложны и не полностью понятны.

На рис. 2.3 показана фазовая диаграмма чистой воды в области температуры и давления, которые обычно встречаются. В газовой фазе

молекулы находятся в атмосфере, избегая столкновений из-за электрических зарядов. Водяной пар имеет молекулярную массу 18, что достаточно велико для тяготения земной гравитации, чтобы предотвратить выброс молекул в космос, хотя на Марсе они бы ускользнули. По мере охлаждения газа движение уменьшается, и в конечном итоге молекулы превращаются в пульсирующую плотную массу с отчетливой верхней поверхностью, становясь, таким образом, жидкой фазой. Дальнейшее охлаждение приводит к замедлению движения и повышению плотности, поскольку объем становится более компактным. Максимальная плотность достигается при $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, после чего молекулы начинают располагаться в типичной гексагональной структуре кристаллов льда типа 1 с небольшим изменением углов молекулярной структуры и уменьшением плотности. Расширение и сокращение объема воды при колебаниях температуры является причиной ежегодного кругооборота в озерах, поскольку поверхностная вода осенью охлаждается до $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и опускается вниз. Однако, если вода является солевым раствором, максимальная плотность находится при более низких температурах. Это довольно распространено в районах вечной мерзлоты. Для морской воды с концентрацией соли около 36 г/л максимальная плотность ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, поэтому морская вода имеет тенденцию к погружению при поверхностном охлаждении, так что температуры морского дна являются минимальными. Для больших территорий в Северном ледовитом океане придонный слой воды охлажден ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Чистая жидкая вода превращается в лёд при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($273,15\text{ }^{\circ}\text{K}$) и давлении 1 атм ($101,325\text{ кПа}$), при условии наличия подходящих центров кристаллизации. Это относится к молекулам гравитационной воды, кристаллизующихся на поверхности минеральных частиц. На практике это может произойти только в том случае, если один или несколько электрических зарядов на поверхности минеральных частиц не заняты ионами из растворенных твёрдых веществ в воде. Если жидкая вода не находит подходящий заряд, жидкая фаза продолжает находиться в этой форме при температурах ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, что приводит к **переохлаждению (*super cooling*)** (рис. 2.4 А и В). Как только найдётся подходящее электрически заряженное место, молекулы начинают накапливаться в форме гексагональных кристаллов. Это требует большего расширения, а также потери $3,347 \times 10^8\text{ Дж м}^{-3}$ скрытой теплоты плавления. Этого тепла бывает достаточно, чтобы нейтрализовать охлаждение сверху (рис. 2.4 С), и фронт охлаждения останется неподвижным до тех пор, пока подача жидкой воды, движущейся к фронту промерзания в виде в основном связанной воды, больше не будет приносить достаточно тепла, чтобы компенсировать охлаждение горных пород (рис. 2.4 D). Максимальное **переохлаждение гравитационной воды** в вечномёрзлых горных породах составляет около $3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Вода, которая перемещается к фронту промерзания, в значительной степени является связанной.

Горные породы являются, по существу, открытой системой, и большая часть воды мигрирует к плоскости промерзания из другого места, в результате чего температура сохраняется равной примерно $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, то есть слой остаётся **изотермическим (*isothermal*)**. Период постоянной температуры горных пород может продолжаться в течение нескольких дней или даже недель в горных породах с высоким содержанием влаги, создавая **эффект нулевой завесы (*zero curtain effect*)**, показанный на рисунке 1.9. Чем больше давление всасывания, тем дольше температура сохраняется на заданной глубине и тем толще слой сегрегационного льда (Sumgin *et al.*, 1940; Маскау, 1971b). Обычно это происходит в сезонно-талом слое между верхним и нижним фронтами промерзания. Миграция

влаги может временно стабилизировать фронт промерзания, хотя немерзлый слой в целом не является изотермическим. Сегрегационный лед обычно образуется в горных породах с размером частиц 0,01 мм или менее (Taber, 1929, 1930а, 1930б), а богатые глинистыми частицами отложения отличаются более продолжительной нулевой завесой, чем щебень или гравий (Cook, 1955).

Вулканический пепел особенно восприимчив к промерзанию, для подобных горных пород характерна интенсивная миграция влаги при промерзании. Поэтому морозное пучение является серьезной проблемой на Дальнем Востоке России, Курильских островов и японского острова Хоккайдо.

В горных породах с высоким содержанием влаги в активном слое эффект нулевой завесы может привести к замедлению потепления весной (Harris, 2013b), что сокращает вегетационный период для растений, несмотря на общее потепление среднегодовых температур воздуха, например, на Тибетском плато (Yu *et al.*, 2010). Однако это встречается относительно редко. Эффект нулевой завесы чаще проявляется осенью как в арктической, так и в горной вечной мерзлоте (Kelley & Weaver, 1969).

Если содержание влаги будет локально недостаточным для того, чтобы давление поровой воды превысило внешнее давление, фронт промерзания будет двигаться вниз неравномерно. Это может привести к образованию крупных вертикальных включений льда, как это происходило на шоссе Далтон (рис. 6.19), и в гравийниках вблизи Фэрбенкса, Аляска. Вода в остальной части горных пород замерзает как пористый лед. Принято называть мелкозернистые горные породы, подверженные сегрегационному льдообразованию и расширению объёма при промерзании, **морозному пучению (frost heave) — пучинистыми (frost-susceptible)**.

Фазовая диаграмма (рис. 2.3) указывает на то, что лед может превратиться в водяной пар непосредственно при определенных условиях, т. е. он **сублимируется (sublimes)**. Хотя диаграмма показывает, что это может быть редко, исследования в Кананаскисе (высота около 1400 м) в поясе Чинука в предгорьях к востоку от Кордильер в южной части Альберты показывают, что 40 % от общего количества осадков образовались из снежного покрова в период с ноября по май (Harris, 1972; Peng *et al.*, 2007). Это, вероятно, происходит и в других местах в холодном сухом климате, особенно на больших высотах, так что эта влага после ее выпадения в виде атмосферных осадков может оказаться доступной для процессов, происходящих в горных породах.

Как правило, вечная мерзлота находится на возвышенностях в ландшафте из-за снижения температуры воздуха с высотой (**вертикальный градиент, lapse rate**). Это наблюдается не всегда, например, из-за дренажа холодного воздуха (см. ниже) или в очень сухом климате, например, на плато Цинхай-Тибет, где интенсивное излучение на низких широтах и большой высоте в совокупности

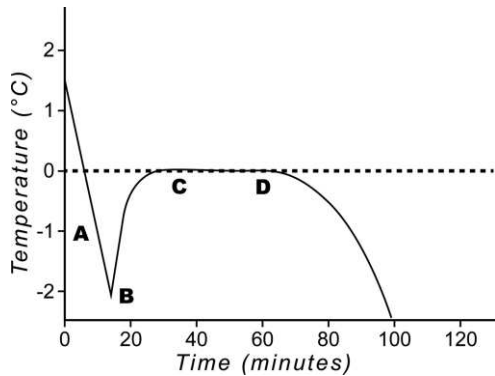


Рис. 2.4. Изменение температуры горных пород при промораживании (изменено из RIGCDR, 1981). Буквы относятся к процессам, описанным в тексте

вызывает испарение, превышающее количество осадков (Liu *et al.*, 2012). В этом случае влажные низкие участки можно достаточно охладить за счет испарения воды с поверхности горных пород, чтобы развилась вечная мерзлота (An *et al.*, 2006). Это явление может быть причиной плоско-вершинных пинго, называемых **пинго плато (pingo plateaus)**, см. главу 7.

Расширение воды во время кристаллизации дает дополнительное давление в направлении, параллельном плоскости промерзания. Если имеется достаточное боковое давление, отдельные молекулы движутся в вертикальном направлении от растущих кристаллов до областей с более низким давлением, в верхней части растущих гексагональных кристаллов. Это вызывает подъем материала выше, состоит ли он из горных пород или каменного материала, в виде **морозного пучения (frost heaving)** или образования **игольчатого льда (needle ice)** соответственно. Они будут рассмотрены ниже. Энергия, необходимая для поднятия поверхности, своим происхождением обязана скрытой теплоте, выделяющейся при промерзании. Включения воздуха, ограниченные льдом, удлиняются в том же направлении, под прямым углом к плоскости охлаждения путем перемещения отдельных молекул воды в места с меньшим давлением. Это важно для демонстрации направления движения фронта охлаждения в вечной мерзлоте.

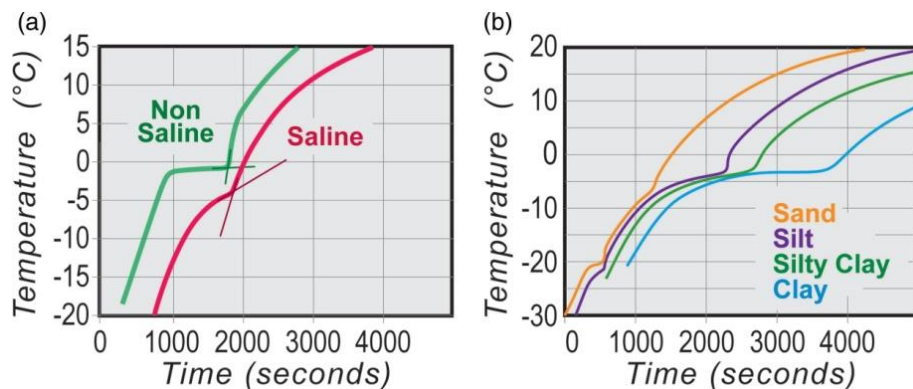


Рис. 2.5. Сравнение термограмм — изменения температуры (temperature) во времени, секунды (time, seconds) — для незасоленной (non saline) горной породы (а) с таковой для засоленной (saline) горной породы, содержащей хлорид натрия, и (б) структурный эффект: песок (sand), ил (silt), илистая глина (silty clay), глина (clay). Модифицировано из (Гречищева и Мотенко, 2015), рисунки 1 и 5 соответственно

Между мощностью активного слоя и среднегодовой температурой горных пород нет существенной корреляции (Christiansen *et al.*, 2008).

Присутствие солей в растворе в поровой воде снижает температуру, при которой происходит промерзание (Wan *et al.*, 2015). **Расстворимые (deliquescent)** соли, такие как хлорид кальция, дают наибольшее снижение температуры замерзания, за которым следуют **гигроскопичные (hygroscopic)** соли, такие как хлорид натрия и хлорид калия. Сульфат кальция и карбонат кальция имеют лишь незначительные эффекты. Это снижение температуры замерзания лучше всего измеряется с использованием термограмм для нагрева, чтобы избежать эффектов переохлаждения (Sergeev & Batyuk, 1978). На рисунке 2.5 показаны результаты для нагревания мерзлых незасоленных горных пород по сравнению с засоленными породами, содержащими хлорид натрия. Точка оттаивания для

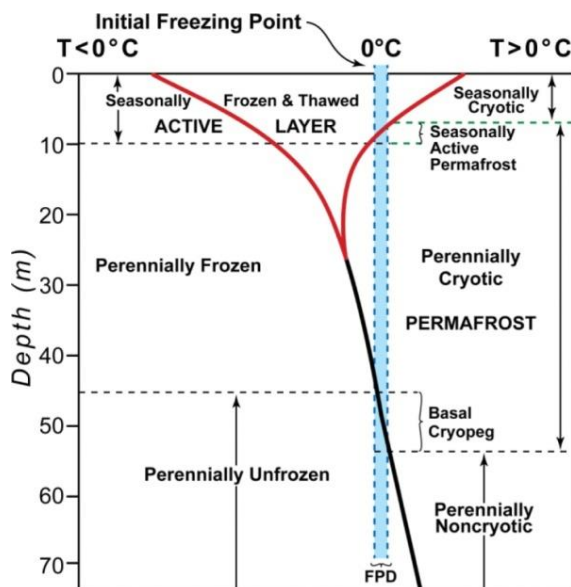


Рис. 2.6. Терминология для частей огибающей температур горных пород, предложенная ван Эвердингенем (1986), чтобы объяснить **понижение температуры промерзания (freezing point depression, FPD)**: глубина (depth), активный слой (active layer), сезонно-замерзающий и оттаивающий (seasonally frozen & thawed), вечномерзлый (perennially frozen), вечноталый (perennially unfrozen), сезонно криотический (seasonally cryotic), сезонно-активная вечная мерзлота (seasonally active permafrost), вечно-криотический (perennially cryotic), вечно-некриотический (perennially noncryotic), криопэг подошвы мерзлоты (basal cryopeg)

Это побудило ван Эвердинена (Van Everdingen, 1976) предложить ряд терминов для огибающей температуры по глубине (рис. 1.10), чтобы объяснить понижение температуры замерзания (см. Рис. 2.6). Однако эта терминология редко используется, потому что температура образования ядер кристаллизации воды зависит от сезонных изменений засоленности активного слоя (см. Рис. 1.16), а также от того, что влияние давления на небольших глубинах обычно очень мало.

2.3. ВЛИЯНИЕ УГЛЕВОДОРОДНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ НА ПРОМЕРЗАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Существует несколько источников загрязнения грунтовых вод, включая сырую нефть, сточные воды, дренаж с ферм, очищающие жидкости, химикаты, используемые в обессоливающем масле (Solntava, 1998), и химикаты, используемые в сельском хозяйстве и в химическом производстве. Разливы нефти, пластовые

засоленных горных пород сдвигается ниже примерно на 2 °C. В этом исследовании температура засоленных горных пород во время таяния порового раствора повышается с понижением концентрации порового раствора по мере таяния льда, что приводит к кривизне линий (Motenko *et al.*, 1997).

Давление также очень важно, так как при 100 атм лед плавится при 0,9 °C, а при 1500 атм лед плавится при 14,1 °C (13,4 МПа /градус C). Т. е. наблюдается увеличение температуры оттаивания на 1 °C на каждые 13,4 МПа увеличения давления. В грунте точки соприкосновения между отдельными зернами воспринимают все давление, так что даже на небольших глубинах лед будет таять раньше на поверхности контактов между зернами (Цытович, 1973). Это может частично объяснить отсутствие массивных ледяных включений и линз сегрегационного льда на глубине. Другими возможными причинами являются высокая плотность отложений, пониженная интенсивность движения воды, а также повышенное давление, что затрудняет создание пространства для роста кристаллов.

растворы и сточные воды обычно приводят к засолению. Они вместе влияют на изменения физических свойств горных пород (Небогина, 2009). Результатом этого являются более низкие температуры замерзания и снижение несущей способности, что может привести к деформациям и разрушению инженерных сооружений.

В холодном климате скорость разложения углеводов низкая (Соломонов и др., 2001), химические вещества могут быть очень агрессивными (Чувиллин и Микляева, 2005), а связанная с ними вода очень минерализована. Это серьезное загрязнение, которое, однако, мало влияет на реологические свойства горных пород, но изменяет их тепловые свойства (Sheshin *et al.*, 1992; Shevchenko & Shirshova, 2008). При этом нефть сама по себе не изменяет температуру замерзания. Рисунок 2.7 показывает содержание незамерзшей воды в горных породах различного строения в незагрязненном и незасоленном состоянии (рис. 2.7, а), что отличается в случае засоления (1 %), и загрязнения нефтью (8 %) (рис. 2.7, б). Наблюдается более высокое содержание незамерзшей воды, особенно в образце глины. Именно это приводит к снижению несущей способности горных пород.

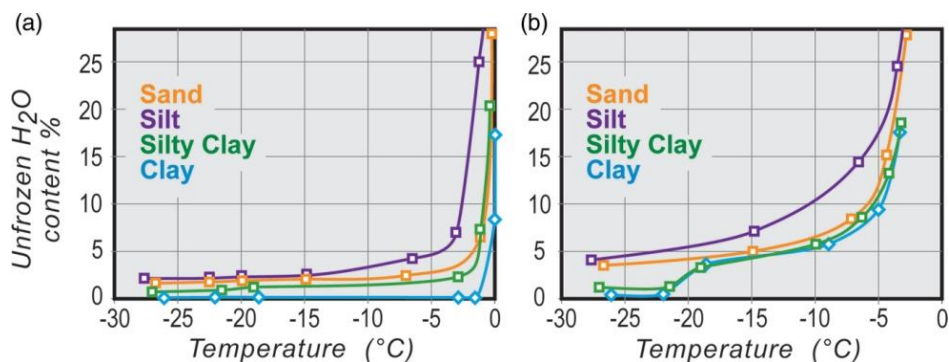


Рис. 2.7. Содержание незамерзшей воды (unfrozen water content) в зависимости от температуры (temperature) в незасоленных и незагрязненных нефтью горных породах (а), в отличие от содержания незамерзшей воды в породах с добавлением 1 % хлорида натрия и 8 % нефти (б). Изменено из рисунков 7 и 8 (Гречищева и Мотенко, 2015): песок (sand), ил (silt), илистая глина (silty clay), глина (clay)

2.4. ПРОМЕРЗАНИЕ И ОТТАИВАНИЕ АКТИВНОГО СЛОЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В РАВНОВЕСИИ С КЛИМАТОМ

Фронт промерзания имеет тенденцию останавливаться из-за движения к нему (всасывания) воды, формируя ледяной прослой (рис. 2.1). После того, как количество поступающей воды уменьшится достаточно, фронт промерзания опускается вниз, пока не встретится с фронтом промерзания, движущимся от кровли вечной мерзлоты. Во время промерзания объём запас гравитационной и капиллярной воды приводит к высвобождению скрытой теплоты плавления, поэтому движение фронта промерзания будет замедляться или останавливаться до тех пор, пока подача тепла потоком влаги сможет компенсировать отвод тепла с земной поверхности. Лёд, который образуется во время такого промерзания, будет иметь форму ледяной линзы, могут также образовываться множественные прослой (рис. 2.8). Они очень распространены в верхних горизонтах вечной мерзлоты, но становятся в глубине редкими. Результатом этого движения воды является обезвоживание оставшейся части активного слоя. Измерения температур

горных пород показывают, что охлаждение земной поверхности в холодном континентальном климате обычно обеспечивает отвод тепла в активном слое, тем самым позволяя быстрое продвижение фронта промерзания (рис. 2.9). Промерзание развивается до тех пор, пока весь активный слой не будет проморожен. Промерзание снизу от кровли мерзлоты также сопровождается миграцией влаги. Мощность промерзающего снизу слоя, наблюдаемое на болотистой дельте Маккензи, составляет, однако, всего около 13 см (MacKay, 1973b, 1974a). Время завершения промерзания изменялось в период с августа по январь в скважине Marmot Basin # 2, национальном парке Джаспер (рис. 2.10), измеренной за 23-летний период. Это было вызвано изменением сроков начала холодной погоды и снегопадов (Harris, 2005, рис. 8).



Рис. 2.8. Линзы льда под слоем мха на Аппалачской тропе в Вирджинии, США. Фото Лона и Сьюзан Роллинсон (<http://my.ilstu.edu/~jrcartier/ice/diurnal/>)

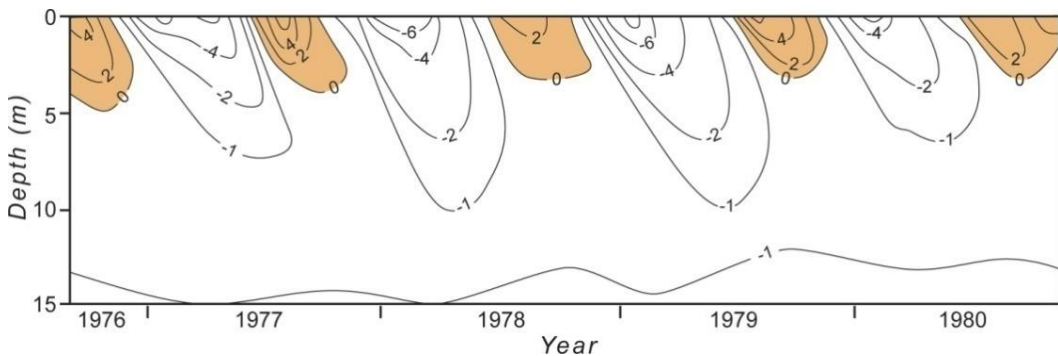


Рис. 2.9. Изотермы для участка № 2, гора Плато, Альберта в период между 1976 и 1980 годами, показывающая переменную форму нижней границы фронта промерзания из года(year) в год на различной глубине (depth) и вариации границы фронта промерзания снизу из года в год. Максимальная мощность слоя промерзания снизу составляет около 1,5 м в относительно сухих известняках

После того, как активный слой промерз, фронт охлаждения опускается в мерзлоту со скоростью, пропорциональной теплопроводности материала, через который он проходит, и охлаждению сверху. Как показано на рисунках 1.8 и 2.9, амплитуды волн нагревания и охлаждения уменьшаются с глубиной до тех пор, пока сезонные колебания не станут меньше $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Это называется **глубиной нулевых годовых амплитуд (depth of zero amplitude)** или **минимальной амплитуды**, а также **глубиной сезонных колебаний температуры** и основано на прежнем пределе точности измерения температур с помощью термопар ($0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Когда термисторы или термопары используются с регистраторами данных, температура может быть измерена до $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$. Измерения показывают, что небольшие изменения могут быть обнаружены на большей глубине. На рис. 1.10 показана типичная огибающая температур горных пород в глубокой скважине и соответствующие названия. Оттаивание активного слоя начинается с поверхности. В районах со значительным снежным покровом он становится изотермическим при температуре около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Поскольку снег полупрозрачный, плавление льда происходит внутри снежного покрова по всей его мощности в дневное время, создавая слой воды в его основании.

Эта вода будет частично стекать вниз по уклону земной поверхности, но она также несет тепло, которое помогает оттаиванию, если активный слой не содержит слой с более низкой теплопроводностью или не содержит больше грунтовой воды. Двигаясь по земной поверхности, талая снеговая вода может вызывать её эрозию (Harris, 1998c).

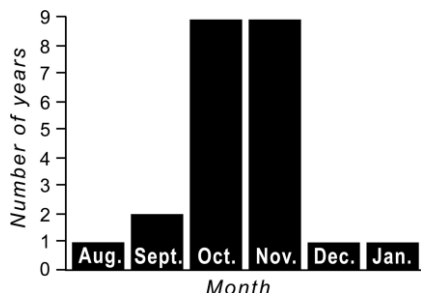


Рис. 2.10. Изменение сроков завершения промерзания активного слоя по данным скважины Marmot № 2 за 23-летний период (по Harris, 2005): количество лет (number of years), месяцы от августа (Aug.) до января (Jan.)

2.5. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ МИНЕРАЛЬНЫМ СОСТАВОМ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ И ПОЛОЖЕНИЕМ КРОВЛИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Zenin Xing *et al.* (1980, 1984) исследовали минералогию глинистой фракции в четвертичных отложениях между Вудаоляном и Фенху-Шаном на плато Цинхай-Тибет, Китай. Они использовали фракции $<2,0\text{ мм}$ и обрабатывали гликолем. Для получения пиков 7 \AA и 10 \AA использовались рентгеновская дифракция и дифференциальный термический анализ. Они обнаружили, что значение относительного содержания гидрослюд, отнесенное к относительному содержанию хлорита и каолинита, было заметно ниже при среднем положении кровли вечной мерзлоты. Каолинит встречается редко в этих отложениях.

Над кровлей вечной мерзлоты вода фильтруется через отложения, растворяя и удаляя растворимые продукты выветривания, такие как калий (из серицита и мусковита), что способствует выветриванию полевых шпатов и слюд. Поскольку многие из этих химических реакций являются **экзотермическими (exothermic)**, они могут в некоторой степени изменить температуру горных

пород. Ниже кровли мерзлоты есть только связанная вода, которая может передвигаться, но не способна к легкой транспортировке катионов. Кислород также доступен над уровнем грунтовых вод, и повышает валентность железа и марганца, стабилизируя их. Это также помогает разрушать хлорит, в то время как гидратация приводит к образованию гидрослюд. Результатом является значительно более интенсивное выветривание над кровлей вечной мерзлоты, чем ниже ее. Это было продемонстрировано для трех объектов, а глубокая скважина вблизи Фенху-Шаня указала на наличие двух прежних позиций кровли вечной мерзлоты, одну на 3,8 м и одну на 4,5 м. Они интерпретировались как соответствующие кровле вечной мерзлоты в теплые периоды 8 тысяч лет назад (примерно на 2 °С выше, чем в настоящее время) и 11 тысяч лет назад (на 4 °С выше, чем сейчас).

2.6. ОГИБАЮЩИЕ ТЕМПЕРАТУР ГОРНЫХ ПОРОД

Основные климатические параметры меняются из года в год. Иногда эти колебания изменяются до некоторого среднего значения, например, **среднегодовой температуры воздуха (mean annual air temperature, MAAT)**, как для озера Уотсон на территории Юкона с 1939 по 2002 год (см. Harris, 2009, Рис. 10). Однако исследование среднегодовой температуры воздуха для голоцена для разных уголков мира указывает на то, что за последние 10 000 лет проявились существенные изменения ее значения (Harris, 2010), а еще большие колебания произошли во время позднего плиоцена и плейстоцена во время ледниковых событий и промежуточных межледниковий (Isarin, 1997; Harris, 2001; Ehlers & Gibbard, 2008; Harris, 2013a).

Любое изменение **среднегодовой температуры поверхности горных пород (mean annual ground surface temperature, MAGST)** изменяет тепловой поток к поверхности и приводит к изгибу кривой температур в верхних горизонтах (рис. 2.11). Это может быть достигнуто либо изменением среднегодовой температуры воздуха, изменением растительного покрова, эрозией или осадконакоплением, либо изменением атмосферных осадков, особенно изменением снежного покрова. Температурные кривые являются результатом баланса между тепловым потоком снизу и теплом от поверхности. Геотермальный тепловой поток из глубоких недр земли обычно достаточно постоянен ниже глубины нулевых годовых амплитуд, за исключением активных тектонических зон, и его изменениями можно пренебречь для большинства областей (Дучков и др., 1995). Это изменение температуры горных пород с глубиной, связанное с процессами в земных недрах, называется **геотермическим градиентом (geothermal gradient)**. Увеличение температуры, обусловленное геотермическим градиентом, обычно составляет около 3 °С/100 м, хотя на него неизбежно влияет теплопроводность горных пород (см. рис. 1.6).

В случае потепления (рис. 2.11А) увеличение среднегодовой температуры воздуха приводит при прочих равных условиях к увеличению среднегодовой температуры горных пород, но с уменьшающимся эффектом с глубиной. Если тепловое состояние стабилизируется при новой среднегодовой температуре поверхности горных пород, нагревание медленно распространяется вниз, и в конечном итоге приводит к восходящему перемещению подошвы вечной мерзлоты. Новое равновесие устанавливается с постоянным геотермическим градиентом, при условии, что новая среднегодовая температура воздуха остается стабильной. Для горных пород с содержанием льда 30 % по массе, подвергающихся нагреву

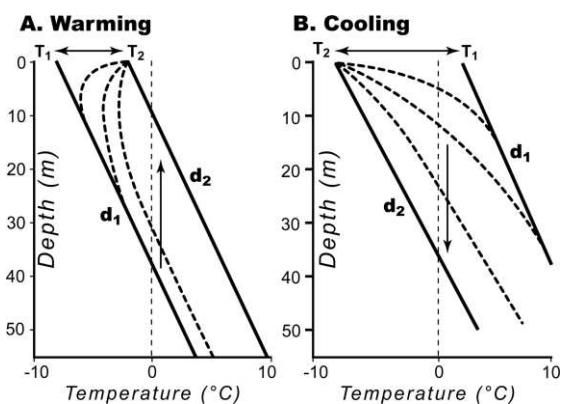


Рис. 2.11. Теоретические эффекты климатических изменений, связанных с повышением (warming) (A) или понижением (cooling) (B) среднегодовой температуры (temperature) поверхности горных пород, на различной глубине (depth), m (согласно Lachenbruch, 1968)

связать с низкими температурами поверхности земли в прошлом, и это делает невозможным расчет общей мощности вечной мерзлоты, вместе с реликтовым горизонтом, без бурения через подошву вечной мерзлоты. Так, на горе Плато (Юго-Западная Альберта) температура на глубине 152 м составляет около $-1,5^{\circ}\text{C}$, и реликтовая вечная мерзлота сформировалась во время прошлых оледенений. В Тангула-Шань (плато Цинхай-Тибет) реликтовая вечная мерзлота, вероятно, связана с последним неогляциальным событием (так называемый Малый ледниковый период). Мощность реликтовой вечной мерзлоты обусловлена ее возрастом и продолжительностью холодного периода, в котором она развилась.

На практике нередко происходит повышение среднегодовой температуры воздуха (рис. 2.13), и, следовательно, градиент температуры на таком участке может стать довольно сложным. В Якутске медленное потепление составляло около 1°C между 1830 и 1910 годами, что, по-видимому, соответствует концу последнего неогляциального холодного события (Малого ледникового периода). Среднегодовая температура воздуха затем стабилизировалась и даже слегка понизилась примерно до 1975 года, а в дальнейшем началось повышение среднегодовой температуры воздуха, которое продолжается до сих пор.

В случае охлаждения на поверхности (рис. 2.11, B) происходит аналогичная последовательность изменений с охлаждением поверхности горных пород.

в 2°C (изменение среднегодовой температуры поверхности горных пород), верхние 15 м будут оттаивать в течение примерно 100 лет, но потребуется 10000 лет, чтобы подошва вечной мерзлоты поднялась на 200 м (Terzaghi, 1952). Небольшие изменения в положении подошвы вечной мерзлоты было использовано Балобаевым (1978) для расчета минимальных температур воздуха для Висконсинского оледенения в России, с использованием мощности вечной мерзлоты на современных террасах. Происходит также осадка поверхности в результате оттаивания вечной мерзлоты.

Иногда встречается **реликтовая вечная мерзлота (relict permafrost)** (рис. 2.12). Ее можно

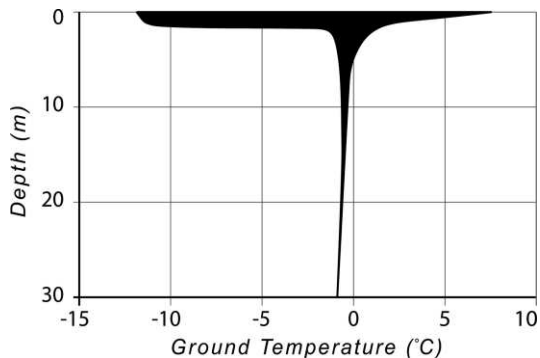


Рис. 2.12. Температура горных пород (ground temperature) на различной глубине (depth) в скважине на горе Плато (Plateau Mountain) # 2, Северо-Восточная Альберта (Harris & Brown, 1978)

Постепенно градиент температур стабилизируется, а подошва вечной мерзлоты опускается до достижения равновесия.

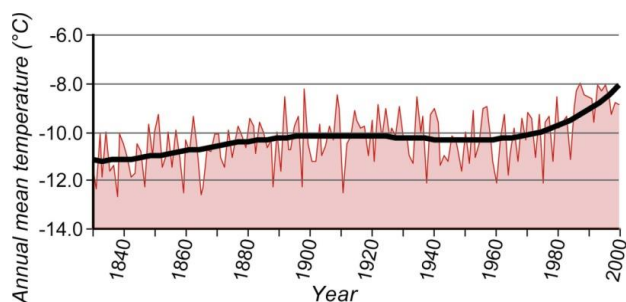


Рис. 2.13. Изменение среднегодовой температуры воздуха (annual mean temperature) в течение последних примерно 160 лет (years) в г. Якутск, Сибирь

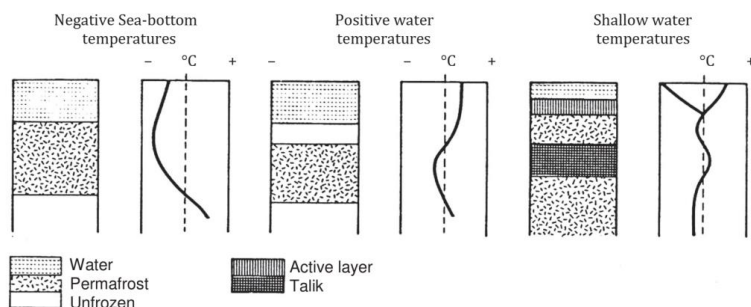


Рис. 2.14. Условия теплового неравновесия под различными типами водных объектов (по Mackay, 1972; Hollingshead *et al.*, 1978) с отрицательными температурами дна (negative sea-bottom temperatures) и положительными температурами (positive water temperatures). Показаны вода (water), вечная мерзлота (permafrost), немерзлые (unfrozen) отложения, активный слой (active layer), талик (talik). Мелководье (shallow water) отличается от других случаев промерзанием до дна каждую зиму

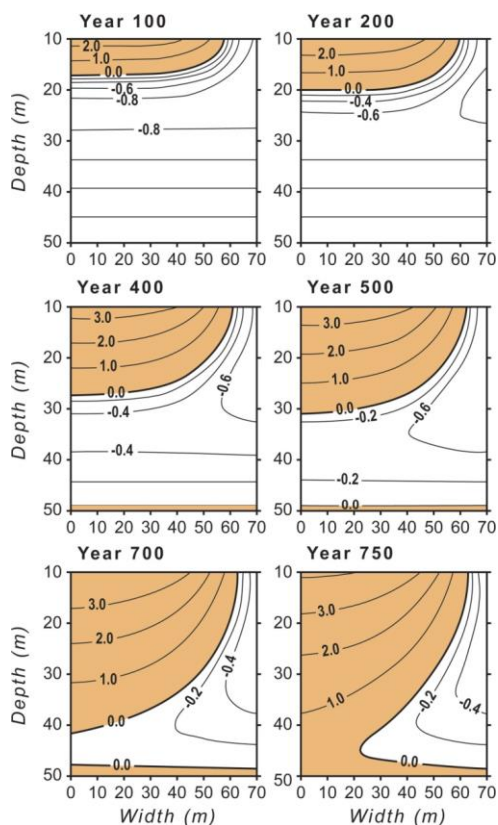
Из температурных кривых на рис. 1.6 в Барроу и заливе Прудо следует, что, очевидно, там сохранялась среднегодовая температура поверхности горных пород около $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение долгого времени, возможно, со времен Висконсинского оледенения, а затем произошло потепление около $4\text{ }^{\circ}\text{C}$. В последующем произошло охлаждение около $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, вероятно, соответствующее последнему событию — неогляциалу. Подобные неравновесные состояния были изучены на Шпицбергене (Liestøl, 1977), в период с 1920 по 1960 год.

Неравновесные кривые температуры также встречаются под водоемами, например, на рис. 2.14, где показаны примеры для субаквальной морской вечной мерзлоты и под озерами. Пример неравновесных условий ниже 60 м для озера в бассейне Бейлухе на Тибетском плато описан Ling *et al.* (2012). Там глубина менее 2 м, и моделирование показывает, что пройдет более 700 лет до образования **сквозного (открытого) талика (open talik)** (см. Рис. 2.15). По расчетам получается, что сквозной (открытый) талик будет продолжать расширяться, хотя с неуклонно снижающейся скоростью в течение более 1500 лет. Подобные модели использовались на Аляске и в Канаде (например, Mackay, 1979a), но все

они предполагают, что нынешние климатические условия будут оставаться неизменными, в данном случае более 1500 года.

Учитывая недавние климатические колебания в регионе, это вряд ли произойдет, но модели дают некоторое представление о влиянии большего поглощения солнечной энергии водой, что примерно в пять раз больше, чем в горных породах (Pavlov, 1999; Harris, 2002). Летом наблюдается дополнительный тепляющий эффект из-за перемешивания воды. По этой причине термокарст трудно остановить, как только он начнется (см. Главу 10). Зимой вода в озере промерзает с поверхности, сохраняя положительные температуры вблизи дна.

Рис. 2.15. Эволюция распределения температуры горных пород под озером на Тибетском плато для ряда лет (year): результаты моделирования (Ling *et al.*, 2012): глубина (depth) и ширина (width), м. Талый грунт оранжевого цвета



2.7. ИГОЛЬЧАТЫЙ ЛЕД

Термин *игольчатый лед (needle ice)* впервые был введен Taber (1918, стр. 262) для удлиненных кристаллов льда, которые растут под камнями, лежащими на поверхности земли в условиях морского климата с сезонными морозами. Его также называют *ледниковой травой (glacial grass)* или *друзой (druza)* (Баранов, 1949), *шимобашира (shimobashira)* по-японски, *пипкраке (pipkrake)* по-шведски, *ледяной кашей (mushfrost)* (Mackay & Mathews, 1974), *эфиламенте (eisfilamente)* и *каммеу (kammeis)* по-немецки, и даже, не совсем точно, *инеем (hoarfrost)*.

В России, как правило, считается, что *иней (hoarfrost)*, или просто *frost*, или *radiation frost*, или *pruina* образуется из водяного пара, содержащегося в воздухе, на ветвях деревьев, листьях и других предметах обычно в тихую зимнюю погоду при падении температуры, при этом воздух должен содержать достаточно переохлажденной влаги. Иней, в общем, отличается от *изморозу (soft rime* или *rime deposits)*, образующейся на охлажденных ниже 0 °C, обычно теплопроводных материалах (проводах, искусственных покрытиях, горных породах) из влажного воздуха с положительной температурой. Впрочем, в российской и мировой метеорологической литературе эти термины иногда смешивают, ввиду близости этих процессов и результата — ледяных кристаллов на поверхности. *Игольчатый лед (needle ice)* в литературе можно встретить, например, и под названием *surface hoar*, что, очевидно, не точно, потому что игольчатый лед образуется из влаги, содержащейся не в атмосфере, а в почве и в горных породах.

Кристаллы льда (рис. 2.16) приподнимают частицы горных пород над землей, обычно на 0,5–3 мм. В крайних случаях могут быть найдены иголки льда до 40 см (Krumme, 1935). Размер зависит от температуры, влажности и условий горных пород (Soons & Greenland, 1970; Washburn, 1979). Иногда могут образовываться два слоя кристаллов льда (Troll, 1944), а частицы горных пород могут быть приподняты или быть включенными в лед. Troll объяснил явление наличия нескольких уровней кристаллов льда действием многочисленных циклов промерзания-оттаивания, но Soons & Greenland (1970) продемонстрировал, что это необязательно. Meentemeyer & Zippin (1981) показали, что при увеличении доли мелкозема до 16 % снижается нижний предел влажности горных пород, необходимый для роста игольчатых кристаллов льда. Тонкодисперсные грунты отличались значительно более крупными кристаллами льда. Количество приподнятых частиц горных пород связано с высотой кристаллов льда, отношением массы льда к коэффициенту пористости, текстурой горных пород, их влажностью и шероховатостью поверхности частиц.

Игольчатый лед растет в основном в морском умеренном климате, например, на Аляске (рис. 2.16), в Британской Колумбии, в Новой Зеландии, Японии и на Британских островах (Lawler, 1988a), а также в горах в тропическом и субтропическом климате в Андах, в Восточно-Африканских Рифтовых горах, Дракенсберге (Lawler, 1988b, Grab, 1999), Колорадо (Fahey, 1973, 1974) и Теннесси (MatthewsIII, 1999). Игольчатые кристаллы льда, как ни странно, меньше встречаются в районах вечной мерзлоты, хотя они могут развиваться там весной, летом и ранней осенью, если климатические условия позволяют (рис. 2.16).



Рис. 2.16. Иголка льда около 1,5 см длиной, которая подняла камень весом примерно 1 кг в тундре во время ночных заморозков в зоне прерывистой вечной мерзлоты (discontinuous permafrost) вдоль шоссе Денали на Аляске. © S. A. Harris

Субстраты, на которых образуется игольчатый лед, включают каменистые суглинки и вулканические отложения, например, в горах Гарибальди (Британская Колумбия), и в Исландии, и они развиваются за несколько часов в течение ночи. Камни имеют значительно большую теплопроводность, чем сухая окружающая поверхность горных пород, поэтому фронт промерзания развивается сначала под камнями. Максимальное развитие кристаллов происходит в морозные ночи, когда камни лежат на влажных горных породах с высоким содержанием ила, чтобы обеспечить достаточное водоснабжение. При этом могут быть подняты валуны весом до 15 кг (Maskay & Mathews, 1974). На следующий день оттаивание льда на солнечной стороне заставляет камень опуститься. Этот процесс может привести к значительной сортировке материала путем его дифференциального поднятия (Hay, 1936, Troll, 1944, 1958, Gradwell, 1957, Fahey, 1973), а также способствует его движению и эрозии вниз по склону (см. Главу 9). Outcalt (1971a, 1971b) и другие моделировали рост игольчатого льда.

2.8. МОРОЗНОЕ ПУЧЕНИЕ

Увеличение объема на 9 % при переходе жидкой воды на лед неизбежно имеет последствия, даже без дополнительного перемещения воды к фронту промерзания. Поскольку последнее может быть значительным, возникает очевидная проблема. Первоначально лед, как правило, цементирует минеральные частицы вместе, но больший объем льда по сравнению с водой заставляет горную породу сжиматься, то есть она становится более плотной. Когда образуется больше льда, давление в конечном итоге равно давлению веса породы, а любое дальнейшее образование льда приводит к поднятию вышележащих слоев пропорционально избытку льда (Taber, 1929, 1930a, 1930b) с использованием энергии, обеспечиваемой скрытой теплотой плавления. Это поднятие земной поверхности в результате промерзания горных пород называется **первичным пучением (primery heaving)**. Величина пучения увеличивается по мере того, как больше воды перемещается к фронту промерзания. Направление пучения параллельно росту кристаллов, что подтверждается направлением минеральных включений и удлинением пузырьков воздуха (Gell, 1974). Скорость и степень охлаждения воздуха плохо коррелируют с величиной пучения, и его прогноз оказался очень сложным (Abzhalimov, 1982; Anderson *et al.*, 1984; Grechischev, 1984; Chan, 1984), хотя его можно рассчитать (Орлов, 1962). Осложняющими факторами являются вода, движущаяся к фронту промерзания, и величина теплового потока к поверхности горных пород. К сожалению, их практически невозможно предсказывать. При этом породы обезвоживаются ниже фронта промерзания и происходит их **усадка**.

Телескопические трубки (**пучиномеры, heave-meters**), установленные на разных уровнях, могут показывать величину пучения горных пород на разных глубинах (рис. 2.21). Движения также могут быть сопоставлены с температурами горных пород и обычно измеряются в течение года. Было обнаружено, что пучение происходит в течение всей зимы, когда горные породы уже промерзли (Maskay *et al.*, 1979; Smith, 1985b). Аналогично, магнитные датчики на глубине 40 и 58 см подтвердили увеличение расстояния между ними около 1,25 см между 8 апреля 1984 года и 30 мая 1984 года в Иллисарвике (Маккей и Лесли, 1987).

Первичное пучение обычно составляет около 60–70 % от возможного полного пучения. Исследования показали, что после основного пучения породы обычно подвергаются **вторичному пучению (secondary heaving)** уже

в мерзлом состоянии (Miller, 1972). Оно, как полагают, вызвано перераспределением воды внутри мерзлых горных пород, что приводит к накоплению большего количества льда. Это также изменяет физико-механические свойства горных пород, как правило, неблагоприятно. Когда породы оттаивают, лед исчезает, и отложения становятся более плотными — происходит **осадка при оттаивании**.

В засоленных породах, широко распространенных на Арктическом побережье, величина пучения составляет лишь около половины пучения незасоленных горных пород (Chamberlain, 1983). Также в них формируется гораздо меньше **ледяных линз, или шлиров (ice lenses)**. Засоленность морского типа вызывает образование мощного активного слоя со участками роста ледяных линз, и приводит к образованию минеральных участков (прослоев) без льда с высокими концентрациями рассола. Их температура замерзания ниже, а зоны, насыщенные рассолом, являются участками (прослоями) с потенциально низкой прочностью на сдвиг. Однако количество присутствующих солей в горных породах изменяется со временем (рис. 1.18),

Морозное пучение также происходит в трещиноватых скальных породах (Duke, 1984). Годовые движения в них могут достигать 5 см как по вертикали, так и по горизонтали. Движение происходит медленно, но непрерывно, в отличие от первичного и вторичного пучения. Разрушение блоков пород пучением было описано на острове Баффин, что типично для различных типах пород в невыветрелых обнажениях (Duke, 1978). Это, по-видимому, особая форма физического выветривания коренных пород при росте льда, которая в России называется **криогенным выветриванием (cryogenic weathering)**. Оно быстрее, в несколько раз, разрушает породы, чем обычное физическое выветривание (см. §2.18). Там, где скала подвергается выветриванию в течение 20 000–40 000 лет, пучение в течение зимы достигает 1 м. Образование ледяных клиньев может разрушить целые блоки в скальных обнажениях (Matsuoka *et al.*, 1997; Kořtak *et al.*, 1998; Matsuoka, 2001).

2.9. УПЛОТНЕНИЕ И ОСАДКА ПРИ ОТТАИВАНИИ

Молодые аллювиальные и дельтовые отложения могут иметь до 90 % свободного порового пространства (Pettijohn, 1949). Когда пучение таких отложений происходит в закрытой системе, то после оттаивания, величина осадки может превышать величину пучения на 20 % в первые несколько циклов (McRoberts & Nixon, 1975, стр. 162). Это связано с уплотнением отложений. Повторное промерзание и оттаивание будут продолжать уплотнять породу, пока в материале имеется свободное пространство. Подобная консолидация происходит и во время сушки (Williams, 1967, pp. 1–10). Неизбежно это изменяет тепловые и геофизические свойства горных пород. Hollingshead *et al.* (1978) описали переуплотненные отложения из дельты Макензи. Они обнаруживаются в активном слое отложений на более древних поверхностях суши, а их компактная, хрупкая структура заметно контрастирует с молодыми отложениями, которые в настоящее время осаждаются в дельте реки. Уплотнение происходит параллельно поверхности и является примером **фрагипанов** 2 типа, без цементации (см. Главу 1). В поверхностных горизонтах отложений вокруг Калгари, Альберта, Канада, а также и в других районах, в той или иной степени присутствует избыточное уплотнение.

2.10. КРИОСТРАТИГРАФИЯ, КРИОСТРУКТУРЫ, КРИОТЕКСТУРЫ И КРИОФАЦИИ

Криостратиграфия (*cryostratigraphy*) представляет собой изучение мерзлых горных пород в поверхностных слоях Земли. Она включает понимание того, как определяется геометрическое соотношение между слоями пород и того, что эта геометрия значит с точки зрения условий их образования. **Сингенетические** (*syngenetic*) мерзлые породы относятся к мерзлым породам, которые образуются, по существу, одновременно с осаждением материала (ACGR, 1988), в отличие от **эпигенетических** (*epigenetic*) мерзлых пород, в которых промерзание произошло через некоторое время после осаждения материала. **Криолитология** (*cryolithology*) относится к литологии, изучающей распределение и содержание льда в породе (Popov *et al.*, 1985; Melnikov & Spesivtsev, 2000).

Криоструктура (*cryostructure*) относится к форме и характеристике включений льда в грунте (Murton & French, 1994, стр. 738). Эти авторы используют термин **криотекстура** (*cryotexture*) для обозначения размера и формы кристаллов льда. К сожалению, всегда встречается различный подход к терминологии. Размер, форма и шероховатость являются структурными параметрами, а распределение частиц в пространстве и зависимость между компонентами составляют текстуру (Shumski, 1964, стр. 6). Поэтому **криоструктура** (в России также называют **криогенная структура**, *cryostructure*) — это размер, форма и шероховатость ледяных включений, а их распределение в пространстве и взаимосвязь между ними — это **криотекстура** (в России также называют **криогенная текстура**) (*cryotexture*). **Криофациальный анализ** (*cryofacial analysis*) был предложен Катасоновым (1969) в соответствии с хорошо известной описательной терминологией и концепциями, разработанными в начале 20-го века для осадочных пород в Западной Европе и Северной Америке (Pettijohn, 1949; Bates & Jackson, 1987, стр. 681). Понятие **фа́циии** (*facies*) используют для обозначения изменений состава осадочных горных пород в пределах стратиграфического горизонта, **фа́ция** (*facies*) — слой или группа слоёв, отражающих среду осадконакопления. Поэтому **криофа́ция** (*cryofacies*) — слой мерзлых пород, сформированный в определенных условиях промерзания.

Эта терминология важна для создания стандартизированных описаний разрезов мерзлых пород и льда внутри них. Учитывая тот факт, что в мерзлых породах происходит почти непрерывное движение незамерзшей воды под влиянием температурных градиентов, неясно, насколько на самом деле стабильны криотекстуры.

Murton & French (1994) определили семь криотекстур в мерзлых отложениях Туктояктукской низменности, а именно: нетекстурированные (SI), линзовидные (Le), слоистые (La), регулярные сетчатые (Rr), нерегулярные сетчатые (Ri), корковые (Cr) и взвешенные (Su). Эти криотекстуры могут быть переходными (что означает, что они частично одного типа, а частично другого, например, нерегулярного сетчатого и линзовидного) или смешанными (что означает две структуры, встречающиеся вместе, например, бесструктурные и корковые в песке). Слоистые и линзовидные категории были далее разделены на плоские, волнистые или изогнутые, которые далее были разделены на параллельные или непараллельные, согласно Collinson & Thompson (1989). Они также использовали пять типов криофаций (Murton & French, 1994), которые были выделены на основе кажущегося объемного содержания льда. Они могут быть далее подразделены в зависимости от типа отложений, в которых присутствует лед. На практике они

могут быть сгруппированы в группы криофаций, которые можно использовать для описания отдельных осадочных образований. Однако необходимо определить взаимосвязь криотекстур с очевидными перемещениями влаги в мерзлых породах, а также с возрастом отложений.

2.11. МОРОЗОБОЙНОЕ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ

Когда какой-либо материал охлаждается, он сокращает свой объем. Если слой хрупкой, мерзлой породы охлаждается, рост напряжений при сокращении в конечном итоге превышает прочность на растяжение, что приводит к развитию так называемых **морозобойных трещин (frost cracks)**. Они имеют тенденцию образовывать многоугольные узоры на поверхности земли, если сжатие достаточно велико. Такая же картина может быть получена путем высушивания влажных глин в русле реки или при охлаждении потока лавы. Иногда растрескивание в Арктике приводит к громким, гулким звукам (Leffingwell, 1915; Lachenbruch, 1962), хотя эти звуки остаются довольно необычным явлением. Для вечной мерзлоты Харрис (1982а) обнаружил, что для растрескивания требуется минимум 1000 °С дней индекса сезонного промерзания (сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха в течение зимы), но растрескивание не произойдет, если имеется достаточная теплоизоляция снежным покровом (Маскау, 1978). Растрескивание может также происходить в районах, где отсутствует вечная

мерзлота, во время очень холодной зимы, например, в Амстердаме, Голландия (Washburn *et al.*, 1963). Оно чаще встречается в более теплых климатах в торфах, чем в минеральных горных породах, и является первым этапом в развитии **ледяных, песчаных, лёссовых и скальных жил (wedges)**, или **тесселлонов (tessellons)** (глава 5). Морозобойное растрескивание часто встречается на искусственных островах, гравийных дорогах и строительных площадках, а также в тундре.

В Арктике и Антарктике морозное растрескивание происходит каждый год по крайней мере на некоторых **тесселлонах (жилах)**, в зависимости от суровости зимы. Осенью в холодную погоду образуются мощные, хрупкие, массивы мерзлых пород. Когда они подвергается сильному охлаждению, особенно без теплоизолирующего



Рис. 2.17. Ископаемая трещина, выделенная и окрашенная железом, Ричардсон Родухаус Гравийник, Аляска. © S. A. Harris

слоя снега, происходит растрескивание. На острове Гарри с среднегодовой температурой поверхности горных пород (MAGST) -7 °С 40 % ледяных жил растрескались к середине марта (Макей, 1974а, Маскау & Маскау, 1974), тогда как в Барроу, Аляска (MAGST -9 °С), растрескалось около 50 % ледяных жил (Black, 1963, 1974). Один метр снежного покрова — критическая мощность, чтобы

предотвратить растрескивание на острове Гарри. Многие из крупных жил в бореальном лесу и тайге на Аляске и в Сибири являются реликтами времени Висконсинского оледенения (Réwé, 1966). В дельте Маккензи максимальная глубина растрескивания составляет 5 м, но в северной Сибири растрескивание может достигать гораздо больших глубин, судя по глубине проникновения жил с ископаемым льдом (см. рис. 1.24), возможно, во время крупных оледенений (Попов, 1962, Шумский и Втюрин, 1966; Достовалов и Попов, 1966). В последней работе сообщалось, что многие жилы были сингенетическими, то есть зона растрескивания образовывалась сверху, при одновременном осадконакоплении. Если это так, то глубины морозобойного растрескивания во время крупных оледенений были сходными с современными. Достовалов и Попов (1966) также интерпретировали размер полигонов как показатель суровости климата, самые большие размеры указывают на менее холодный климат. В более суровых климатических условиях, по их предположению, вторичное и третичное растрескивание



Рис. 2.18. Дилатационные трещины (черные линии) на поверхности бугра пучения, шоссе Аляски к востоку от реки Донек.
© S. A. Harris

происходит внутри первичного многоугольника. Растрескивание больших полигонов начинается с глубины около 3 м и распространяется вверх и вниз. Средняя ширина полигонов горных пород в последующие годы обычно сохраняется, а растрескивание происходит в одном и том же месте. Иногда трещины закрываются весной, не заполняясь посторонним материалом. Средняя ширина трещин, например, на поверхности дельты Маккензи составляет всего около 1 см. Если трещины заполняются различными материалами, такими как лед или песок (рис. 2.17), последующее растрескивание не обязательно происходит в одном и том же месте. Неизвестно, есть ли дополнительные мелкие трещины без их очевидного поверхностного выражения. Теперь понятно, что эти структуры трещин представляют собой области пониженной прочности в отложениях, которые могут служить как удобные пути для инъекции водонасыщенных отложений, где имеются подходящие условия, как на острове Корнуоллис (Washburn, 1997). Возможно, именно морозобойные трещины являются причиной большинства форм гексагонального типа, таких как описанные Vandenberghe (1992) в рыхлых плейстоценовых отложениях в Нидерландах и северной Бельгии, а также тех, которые описаны на Шпицбергене Van Vlier-Lanoe (1988). Формы преимущественно **гексагонального (hexagonal)** — шестиугольного — типа встречаются в однородных отложениях на относительно плоских территориях без выраженных

элементов рельефа, тогда как преобладающие **ортогональные (orthogonal)** — четырехугольные — системы обычно связаны с естественной ориентацией речных долин, террас и озер.

2.12. ДИЛАТАЦИОННОЕ РАСТРЕСКИВАНИЕ

Дилатационное растрескивание (dilation cracking) относится к развитию прямых или изогнутых трещин в горных породах над многолетнемерзлыми или сезонными буграми пучения или ледяными жилами (рис. 2.18). Они могут расширяться до 10 см и более на поверхности и снимать напряжения, создаваемые ростом тела льда или тел под землей и поднятии поверхности земли.

Горные породы растрескиваются с поверхности вниз, когда напряжения растяжения над расширяющимся ледяным телом превышает их прочность на растяжение. Изогнутые трещины обычно встречаются на гребне пинго (глава 7), и распространяются из центра. В этом случае они продолжают расширяться во время роста пинго и часто размываются водой. Дилатационные трещины также многочисленны на торфяниках, где они являются плоскостями скольжения во время распада бугров.

2.13. ПУЧИНИСТОСТЬ ГРУНТОВ

Морозная чувствительность, или **морозочувствительность (frost susceptibility)**, или, как ее называют в России, **пучинистость**, — термин, который используется инженерами для указания того, в какой степени горные породы будут подвержены миграции влаги фронту промерзания, и, следовательно, развитию линз льда, пучению, а также выпучиванию каменного материала и других объектов и оседанию при оттаивании. Нет общепринятого критерия для характеристики морозочувствительного материала, но основными показателями являются минимальный размер частиц, содержание мелкозема и соотношение частиц различного размера, называемое **грейдинг**, или **grading** (не вполне точный русский эквивалент — **сортировка**). Касагранде (1932) предположил, что неблагоприятные процессы перераспределения влаги при промерзании происходят в горных породах, содержащих более 10 % частиц диаметром меньше, чем 0,02 мм. В горных породах, содержащих менее 1 % зерен мельче, чем 0,02 мм, даже в содержащих органическое вещество горных породах не наблюдалось сегрегации льда. Linell & Karlar (1959) пришли к выводу, что это было наилучшим критерием, и на его основе основана система классификации по морозочувствительности, разработанная Корпусом инженеров США.

Проблема заключается в том, что некоторые гравийные горные породы с 1 % материала мельче, чем 0,02 мм, подвержены морозному пучению, в то время как некоторые песчаные материалы с 20 % материала менее 0,02 мм пучению почти не подвергаются. Соответственно, необходимо провести лабораторные испытания, чтобы сделать надежный вывод в отношении пучинистости. Это крайне важно для успешного проектирования в областях с повышенной влажностью грунтов (см. Главу 12). Морозочувствительность важна для оценки возможности развития различных структур и форм рельефа в районах вечной мерзлоты (см. Nichols, 1953, Mackay, 1953, VanVliet-Lanöe, 1988, Washburn, 1997). Наличие слоев горных пород с различной чувствительностью к морозу приводит к различным мерзлотным **явлениям (features)** и **формам рельефа (landforms)**, обсуждаемым ниже, — **криотурбации (cryoturbation)**, **гравитационным процессам**

(*gravity processes*), которые широко в разрезах мерзлых горных пород. Считается, что в сочетании с морозобойным растрескиванием морозочувствительность (пучинистость) играет важную роль в возникновении **структурных грунтов** (*patterned grounds*). (см. Главу 9).

В Канаде и США, ввиду важности миграционного потока влаги для величины пучения, используют также характеристику грунта, называемую **сегрегационным потенциалом** (*segregation potential*), представляющую собой коэффициент пропорциональности между **градиентом температуры в промерзающей зоне грунта** (*temperature gradient across the frozen fringe*) и **приходящим потоком влаги** (*water intake flux*) к фронту промерзания.

2.14. КРИОТУРБАЦИИ, ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИНЪЕКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

В разрезе **сезонно-талого (активного) слоя** (*seasonally thawed*, или **active layer**) часто наблюдаются структуры (рис. 2.19), 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** или **load-casting**), например, Washburn (1979), Heyse (1983), VanVliet-Lanöe (1985, 1988, 1991), Vandenberghe (1988, 1992), Washburn (1997). Как отмечено выше, активный слой обычно очень влажный после таяния снежного покрова, и, как представляется, часто эти структуры развиваются в этом пропитанном водой неустойчивом состоянии или во время повторного промерзания осенью.

Ван Влиет-Ланозэ (VanVliet-Lanöe, 1985) представил теорию влияния процесса пучения на структуру активного слоя. Это было дополнительно уточнено в последующих работах (VanVliet-Lanöe, 1988, рис. 11, 1991, Vandenberghe, 1992, рис. 6), с добавлением эффектов предшествующего морозобойного растрескивания, а также влияния склоновых процессов для объяснения различных типов текстур и многих форм **структурных грунтов** (см. главу 9).

2.14.1. Криотурбации

Криотурбации (*cryoturbations*), (Эдельман и др., 1936), или, по-другому, **инволюции** (*involutions*) (Denny, 1936, Sharp, 1942b) или **brodelböden** (Gripp, 1926, Jahn, 1975; Troll, 1944) относятся к искаженным и деформированным осадкам, в активном слое в области вечной мерзлоты (рис. 2.20). Деформации могут происходить как в мерзлом, так и в оттаявшем состоянии горных пород, что приводит к различным результатам. Источники искажений или деформаций представляют собой два разных типа: движение льда под действием силы тяжести и промерзание, 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 описаны ниже.

Термин **криотурбация** используется здесь, поскольку он наилучшим образом передает соображение о том, что эти явления возникают в условиях промерзания. Они развиваются в отложениях с чувствительностью к морозу во всем активном слое. В результате обычно не происходит **внедрения** (*load-casting*), **пробкового течения** (*plug flow*) или **инъекции отложений** (*injection*

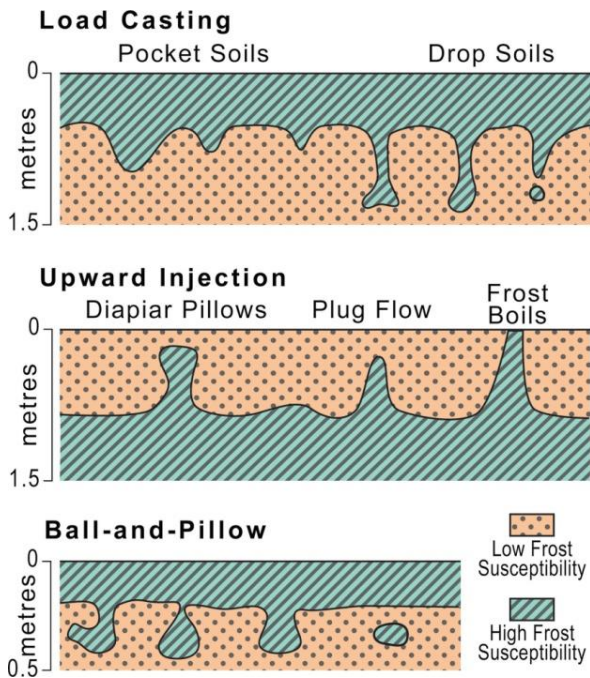


Рис. 2.19. Схематическая диаграмма, показывающая результаты **внедрения (load casting)**, **восходящей инъекции (upward injection)** и формирования **шарово-подушечных (ball-and-pillow)** структур в горных породах со слоями отложений с высокой (high) или низкой (low) **пучинистостью (frost susceptibility)**: **диапировые подушки (diapir pillows)**, **структуры пробочного течения (plug flow)**, **морозные фурункулы (frost boils)** в активном слое на различной глубине (depth), метры (meters) (с изменениями из VanVliet-Lanoë, 1985, 1988)

of sediment). Пробковое течение (plug flow) — вид идеального вязкого течения с постоянными скоростями поперек потока, без перемешивания. Это наблюдается во многих разрезах грунта в Арктике (Vockheim & Tarnocai, 1998). Криотурбации обычны в поверхностных плейстоценовых отложениях, особенно в нелесистых районах, где, вероятно, развивалась вечная мерзлота в прошлом (Heyse, 1983; French, 1996, п. 240; Owen *et al.*, 1998). Они часто связаны с ледяными жилами, и могут быть использованы в качестве одного из индикаторов палеоусловий многолетнемерзлых пород. Однако они также могут развиваться в виде движения массы материала или потоков типа **солифлюкции (solifluction)** на склонах вне области вечной мерзлоты (см. Главу 8), поэтому их нельзя надежно использовать в качестве индикаторов прошлого существования многолетнемерзлых пород, если нет других индикаторов, например, **каст (псевдоморфоз) по ледяным жилам (ice-wedges casts)** или **каменных глетчеров (rock glaciers)** (VanVliet-Lanoë, 1988).

В областях с небольшим периодом существования вечной мерзлоты, в частности, голоценовой, возникшей после последнего оледенения, присутствуют криотурбации, но они, как правило, слабо выражены (Everett *et al.*, 1971).

Эти две основные силы вызывают другие механизмы, например, возникновение конвекционных ячеек или деформации, когда активный слой сжимается между жестким, мерзлым поверхностным слоем и нижележащей вечной мерзлотой. Результаты этих действий описаны ниже. Криотурбации могут быть образованы двумя различными механизмами:

(а) **Криостатические давления (cryostatic pressures)**, создаваемое при сжатии средней части активного слоя между жестким, мерзлым поверхностным слоем и нижележащей вечной мерзлотой при повторном промерзании активного слоя (Kesseler, 1925). Этот механизм может объяснять криотурбации в плохо дренированных горных породах, подстилаемых вечной мерзлотой, но не объясняет криотурбации в талых горных породах или

в хорошо дренированных горных породах, если только со времени образования криотурбаций не произошли изменения климата.

(b) **Теория конвекции (convection theory)** (Nordenskjold, 1909), предполагающая существование в активном слое конвективных ячеек. Она развивалась Low (1925), Gripp (1926), Romanowsky & Cailleux (1942), Ray *et al.* (1983), Hallet & Prestrud (1986); Harris (1988) и VanVliet-Lanoë (1991). Скорость конвекции медленная, с типичным циклом порядка 300–400 лет, но подтверждается полевыми измерениями в некоторых хорошо дренированных местах, таких как гора Плато и Свальбард (Шпицберген).

Они также могут возникать вместе с другими процессами, обсуждаемыми ниже. Криотурбации наиболее проявляются в стратифицированных мелкозернистых отложениях, но они могут быть найдены ниже поверхности древней почвы, и возникают в различных отложениях, в том числе разрушенном **криогенным выветриванием** песчанике (см. Рис. 1.13). Дифференциальные вертикальные движения в активном слое можно изучить с помощью размещения телескопических стержней разной длины (рис. 2.21) под прямым углом к поверхности. Дифференциальное поднятие секций стержней, подверженных воздействию движения горных пород, указывает на дифференциальное перемещение материала с глубиной. Выполняя повторные измерения изменений на каждом уровне во времени, можно получить картину развития этих движений вместе (Harris, 1998a). Если на определенной глубине регистрируется большее восходящее движение, чем на других глубинах, это указывает на то, что материал движется в поперечном, а не в вертикальном направлении.

Боковое движение можно также продемонстрировать путём установки пластиковых труб или колонок или штифтов в отверстия, просверленные вертикально в активный слой по глубине до кровли вечной мерзлоты. Маккей (1981a) успешно использовал этот метод в исследованиях бугров пучения в дельте Маккензи. Результаты этих измерений показывают, что активные движения происходят весной или в начале лета, когда земля оттаивает с поверхности. Вода обес-



Рис. 2.20. Криотурбации, или инволюции

печивается за счет тающего снега и оттаиванием льда в ранее мерзлой почве. Содержание влаги в активном слое в это время часто превышает влагоемкость отложений, так что для них характерен очень высокий показатель пластичности, хотя, например, низкие показатели пластичности наблюдаются в Швейцарских Альпах (Furrer *et al.*, 1971). Движения в этом случае направлены вниз по склону и изменяются по глубине.

Деформации с движением вниз по склону происходят осенью во время промерзания. В случае пологих склонов с **буграми разного, или неясного происхождения, часто выраженные в растительности и с органо-минеральным ядром — хаммоками (hummocks)** (глава 7) это осеннее движение вниз по склону имеет тенденцию быть одинаковым, не зависящим от глубины во всей

верхней части активного слоя и, следовательно, называется **бездвиговым, или пробковым течением (plug flow)** (Маскау, 1981). Плоскость движения — это восходящая поверхность мерзлоты в подошве активного слоя. Скорости движения, усредненные за 10–13 лет, составляли, по данным измерений, около 0,2 см / год на пологих склонах и 1,0 см в год на более крутых склонах. **Хаммоки** двигаются вниз по склону, постепенно погружая торфяное ядро, обычное в таких буграх, под землю, чтобы затем вновь проявиться в виде нового бугра (хаммока). Радиуглеродные датировки захороненного в хаммоках органического материала показывают, что среднее время его пребывания составляет примерно 1100 лет на расстоянии около 4 м в верхней части склона, и до около 2000 лет на плоской поверхности ниже склона.



Рис. 2.21. Телескопические вложенные стержни, которые могут использоваться для измерения дифференциального пучения и деформаций в поверхностных слоях горных пород активного слоя. Они размещаются в вертикальном отверстии с черной меткой на поверхности горных пород. Стержни движутся вертикально вместе со слоем горных пород, с которым они контактируют

На плоской верхней поверхности горы Плато (Альберта, Канада) дифференциальные движения в почве ниже ненарушенной альпийско-тундровой растительности составляли до 12 мм / г, усреднённые за три года. Только круговые движения в верхней части активного слоя могут объяснить эти результаты (Harris, 1998a). Эти движения материала в активном слое тесно связаны с развитием **несортированных каменных колец (non-sorted circles)** (глава 9). Аналогичные результаты были получены Галле и Пеструдом (Hallet & Prestrud, 1986) в **сортированных структурных грунтах (sorted patterned ground)** на морских террасах в Шпицбергене.

Бокхайм и Тарнокай (Bockheim & Tarasica, 1998) утверждали, что все грунты, залегающие над вечной мерзлотой, так или иначе подвержены криотурбации. Одним из важных последствий этого процесса является то, что он перемещает различные слои, перераспределяя органический углерод в активном слое (Sokolov, 1980; Rieger, 1983; Bockheim, 2007). Распределение захороненного органического вещества указывает на то, что криотурбации были максимальными в течение **голоценового**, так называемого **Атлантического оптимума (Holocene, или Atlantic optimum)**, теплого периода около 6000 лет назад. Эксперименты с использованием радионуклидов показывают, что скорость вертикального перемещения колеблется от крайне незначительной до нескольких сантиметров в год на очень небольшом расстоянии (Klaminder *et al.*, 2011). Вертикальное перемещение углеродсодержащего ила значительно влияет на судьбу углерода в вечной мерзлоте, и криотурбации помогают перераспределять питательные вещества по всей мощности активного слоя.

2.14.2. Восходящие инъекции

Восходящая инъекция (*upward injection*) горных пород иногда встречается в активном слое современных арктических почв, но обычно наблюдается в плейстоценовых отложениях. Она образует шестиугольные или многоугольные (Van Vleit-Lanöe, 1988, Vandenburghe, 1992) столбы материала, вытесненного из отложений с повышенной морозочувствительностью (Washburn, 1997). Уошберн пришел к выводу, что это бывает результатом морозного пучения в активном слое, как впервые предложил Sharp (1942). Расширение морозочувствительного нижнего слоя вызывает сжатие горных пород, и давление снижается за счет восходящих или боковых инъекций отложений в верхний слой с меньшей морозочувствительностью (Van Vleit-Lanöe, 1965, 1988a). Иногда при этом важно разжижение нижележащего слоя. Dylikowa (1961), Corte (1972), Pissart (1976, 1982) и VanVleit-Lanoë (1985, 1988) ссылались на некоторые вариации этого процесса. Некоторые примеры показаны на рисунке 2.16.

Полигональная картина или дайкообразная форма интерпретируются как свидетельство движения материала по ослабленным плоскостям, развитым ранее как результат морозобойного растрескивания. Эти явления формируются внутри активного слоя, но могут достигать или не достигать поверхности земли. Они являются самыми редкими из трех основных типов деформаций в активном слое, обнаруженных в районах вечной мерзлоты, но могут также встречаться в районах с плохим дренированием и отсутствием многолетнемерзлых пород. Современные примеры известны из Свальбарда (Van Vleit-Lanöe, 1988), острова Корнуоллис (Washburn, 1997) и дельты Маккензи (Маккей, 1963). Они также описаны в плейстоценовых / ранних голоценовых отложениях из Иллинойса (Sharp, 1942).

2.14.2. Внедрения

Внедрение (*load-casting*) (рис. 2.22) связано с оттаиванием мерзлых пород с большим содержанием льда (Mortenson, 1932, Kuenen, 1958) и было продемонстрировано в небольших экспериментах Jahn & Cerwinski (1965) и Cegla & Dzulinski (1970). Оно происходит там, где верхний слой с высокой морозочувствительностью (пучинистостью) перекрывает другой слой с низкой чувствительностью к морозу (пучинистостью) в активном слое. Процесс пучения при промерзании вызывает внедрение вышележащего слоя в менее плотный слой, особенно в случае, если последний содержит оттаивающие, разрушающиеся ледяные тела.

Объем горных пород в верхнем и нижнем слое, участвующих в движении, должен быть примерно равен, если на процесс приложения нагрузки не влияют дополнительные процессы. Vandenburghe (1992) рассматривает **внедрение** как более распространенный процесс, чем **восходящая инъекция** осадков. Оно создает впечатляющие явления, которые French (1996, рис. 14.6), вслед за Eissmann (1994), назвал **земляными каплями (*drop-soils*)**, **земляными карманами (*pocket soils*)** и **шарово-подушечными структурами (*ball-and pillow structures*)** (рис. 2.17).

Максимальная мощность внедрения составляет около 3 м. Такие структуры известны в плейстоценовых / ранне-голоценовых отложениях на севере Бельгии и Голландии (Vandenburghe and VandenBroek, 1982; Gullentops and Paulessen, 1983; Huesse, 1983; Vandenberghe, 1983), в Центральной Европе (Strunk, 1983), Delta Mackenzie (French, 1986), Монголии (Owen *et al.*, 1998) и Китае (рисунок 2.22). Современные примеры описаны на о. Шпицберген.

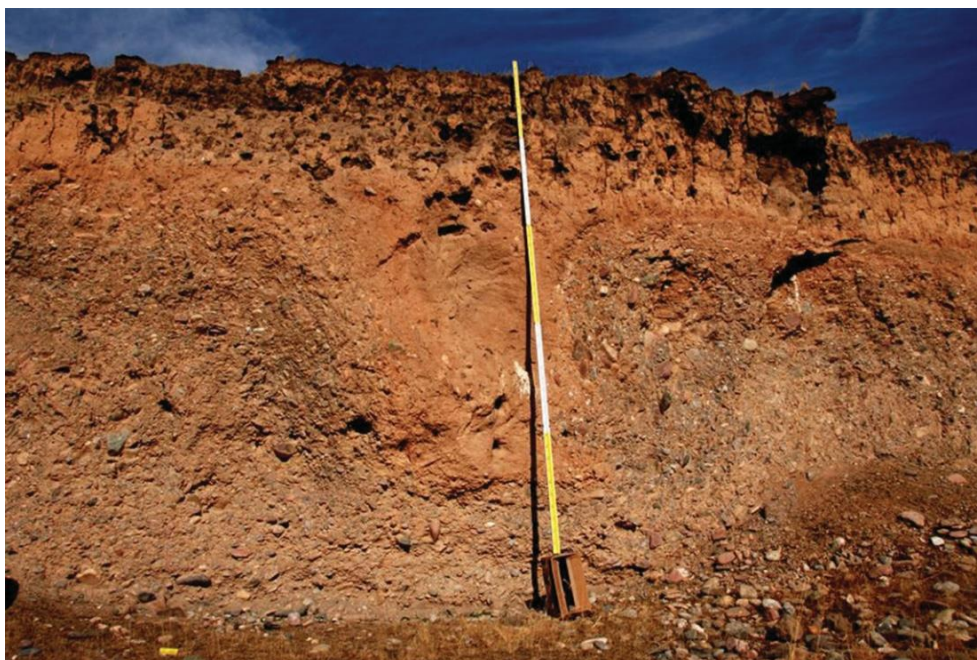


Рис. 2.22. **Внедрение (load-casting)** в Менгьюань, Китай (37 °38 N, 101 °10 E), на высоте 3148 м, на пятиметровой террасе. Измерительный стержень длиной 5 м. © S. A. Harris

Там, где нижележащие, менее морозочувствительные (менее пучинистые) отложения состоят из отмытого гравия, они могут включать изначально тела льда (Harris *et al.*, 2017). На участке в Менгюане, который лежит вдоль долины на восточных склонах гор Килиан в Китае, некоторые внедрения представлены песчаным илом, проникая почти на 5 м в гравий, который образовался, по-видимому, на раннем этапе последнего оледенения в этой области. Для верхней части внедрения характерно равномерное движение отложений, но ниже песчаные илы заполняют пространство на месте бывших ледяных включений с отчетливой границей между отложениями и ненарушенным гравием. Форма заполнения больше не клиновидная, но имеет угловатую форму ранее существовавшего ледяного тела (рис. 2.23). В этом случае структуры могут простираться вниз, по меньшей мере, до 4,5 м. Предполагается, что по мере потепления климата подошва активного слоя опускалась, но вода из тающего льда в песчаных илах оставалась на кровле вечной мерзлоты. В конце концов, оттаивание достигло верхней части ледяных тел, и песчаные илы заполняли пространство, образованное в результате вытаивания льда, что предотвращало коллапс гравия, окружающего ледяные тела прежде.

По-видимому, существуют **внедрения (load-casting)**, которые могут возникать при пучении под влиянием возможных различий в плотности и сжимаемости отложений, в том числе за счёт высокой льдистости и последующего оттаивания, и которые можно назвать собственно **плотностными внедрениями**, и внедрения, возникающие в результате вытаивания ледяных тел (главным образом, жил), из-за возникновения свободного пространства, которые, возможно, лучше называть **заполнениями**. Несмотря на такую теоретическую возможность, в литературе такое разделение нам не встретилось. Впрочем, внедрения при

вытаивании ледяных включений и жил в конечном счёте тоже возникают из-за различий в плотности, так что такое разделение весьма условно, и англоязычными авторами не делается. Заполнения, вероятно, следует отличать от собственно **каст (псевдоморфоз) по ледяным жилам (ice-wedges casts)**, в которых чужеродный материал появляется не в результате промерзания и пучения вышележащего слоя, а, как правило, с поверхности, в результате наполнения открытых жил эоловыми процессами или переноса материала поверхностными водами. В этом случае ледяные жилы, очевидно, лучше сохраняют свою форму.

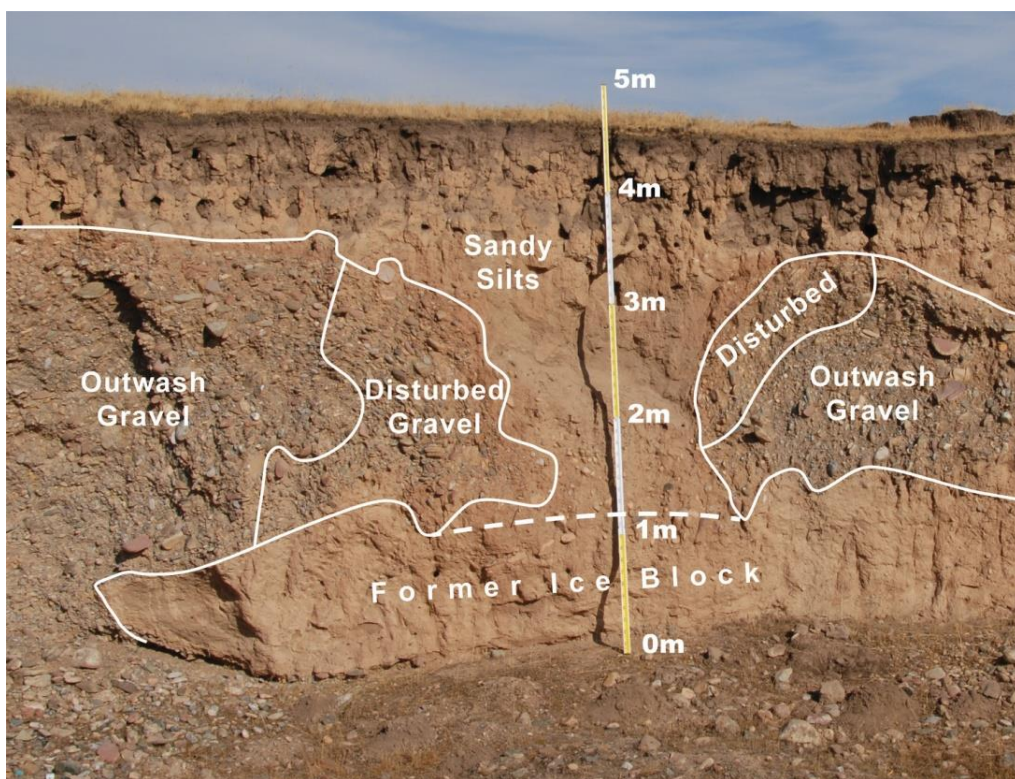


Рис. 2.23. Разрез с резкой границей между заполнением песчаного ила (супеси, sandy silt), который образует внедрение на месте бывшего ледяного тела (former ice block) и отмытого гравия (outwash gravel) в нижней части структуры внедрения в Менгюане, Китай: нарушенный (disturbed) и ненарушенный (undisturbed) гравий © S. A. Harris

2.15. ВЫПУЧИВАНИЕ ОБЪЕКТОВ

Выпучивание (up-heaving или frost jacking) обычно возникает в активном слое и происходит в различных отложениях. Это может происходить на любой глубине активного слоя (Corte, 1962a, 1963a, Maskay, 1973b, 1984; Maskay & Burrows, 1979; Washburn, 1947). Первые русские, посетившие Арктику в 17-м веке, описали эти края в письме к царю как «страну такого холода, где даже мертвые люди выскакивают из могил». В результате местные северные народы умерших помещают среди камней на поверхности земли, чтобы предотвратить их выпучивание в случае закапывания в землю. Выпучивание смешивает слои на археологических объектах в районах вечной мерзлоты (Johnson & Hanson, 1974; Johnson

et al., 1977), и является причиной ограничения территории выращивания озимой пшеницы в Канаде. В районах заметного сезонного промерзания выпучивание приводит к тому, что на полях «растут камни», которые нужно периодически удалять, чтобы поля могли распахиваться в канадских провинциях прерий. В более влажных районах это приводит к дроблению и выпучиванию систем дренажа, и эти силы могут вызвать выпучивание свай, водопропускных труб и фундаментов (Harris, 1986a, стр. 44–45).

Уошберн (Washburn, 1979, стр. 86) установил, что пучение в Гренландии является главным образом осенним, а выпучивание в течение одного цикла промерзания часто пропорциональным «эффективной высоте» объекта, т. е. вертикальной высоте камня или другого объекта (Hamberg, 1915, стр. 609). Это называется **теорией морозного вытаскивания (frost-pull theory)**. Сначала предложенная Hogbon (1910, с. 53–54), она предполагает, что медленно опускающийся фронт промерзания заставляет ледяные линзы развиваться в грунте вокруг верхней части объекта (камня, сваи). По мере роста ледяных линз, смерзаясь с ним, они поднимают камень вверх, оставляя полость внизу. Поднятие заканчивается, когда фронт замерзания опускается ниже самой широкой части камня. Во время оттаивания грунт попадает в полость под камнем, тем самым завершая восходящее движение. Замедленная фотосъемка подтверждает эффективность такого процесса (Karlar, 1965), и Karlar предложил формулу для расчета поднятия камня в каждом цикле (Karlar, 1969, стр. 36). Второй механизм называется **теорией морозного выталкивания (frost-push theory)** (Högbom, 1914, стр. 305). Так как теплопроводность каменного материала больше, чем у вмещающих горных пород, фронт промерзания опускается быстрее через камень. Соответственно, лед начнет образовывать линзу под камнем, так как вода мигрирует к фронту промерзания, и камень будет поднят, а окружающий материал будет все еще в немерзлом состоянии и позволит это сделать. Bowley & Burghardt (1971), Corte (1962b, 1963a) и Mackay & Burrows (1979) продемонстрировали этот процесс при промерзании сверху и снизу в лабораторных условиях.

Вероятно, оба процесса происходят вместе во время цикла промерзания, а поднятие примерно на 5 см будет типичной величиной общего поднятия в среднем за год в области вечной мерзлоты (Price, 1970). В районах с сезонным промерзанием повторяющиеся циклы промерзания-оттаивания в течение одной зимы могут приводить к еще большему перемещению объектов вверх (Vorndrang, 1972). Интересно, что восходящее движение объектов может также возникать при замачивании и высыхании почв (Springer, 1958; Jessup, 1960).

2.16. ПОВОРАЧИВАНИЕ ОБЪЕКТОВ

Другой характерной особенностью районов с вечной мерзлотой и сезонного промерзания является **поворачивание (upturning)** камней или искусственных объектов в грунте так, что их длинные оси становятся вертикальными. Vorndrang (1972) тщательно перемешал поверхностные отложения, содержащие минеральные частицы различного размера, 41 % которых были крупные частицы с вертикальной ориентировкой длинных осей. После зимы, в течение которой было 46 циклов промерзания-оттаивания, 38 % крупных частиц переустановили свою вертикальную ориентацию. Harris (1969) обнаружил, что короткие оси перевернутого каменного материала находятся в среднем в том же положении, что и длинные оси каменного материала в нижележащем слое, не затронутом промерзанием. Таким образом, это не случайно, и явление имеет место.

Механизм, по-видимому, является модификацией **теории морозного выпучивания (frost-pull theory)** (рис. 2.24). Наклонный камень поднимается и поворачивается из-за сопротивления горных пород вокруг нижней части камня (Pissart, 1969, 1973; Schmid, 1955; Washburn, 1979), которое уменьшается, если камень поворачивается длинной осью вертикально. В высоких широтах ежегодно в активном слое происходит только один цикл промерзания-оттаивания (Кук, 1966, п. 29), тогда как на горе Плато в среднем происходит 16 циклов на глубине 20 см и 5 циклов на глубине 50 см в год. Таким образом, число циклов промерзания-оттаивания, по-видимому, возрастает в течение зимы на данной глубине в более низких широтах в районах вечной мерзлоты, хотя это также может быть частично объяснено интенсивностью и изменчивостью зимней погоды. Естественно, число циклов промерзания-оттаивания сказывается на скорости и конечных результатах как процесса поворачивания, так и выпучивания объектов в области вечной мерзлоты и сезонного промерзания горных пород.

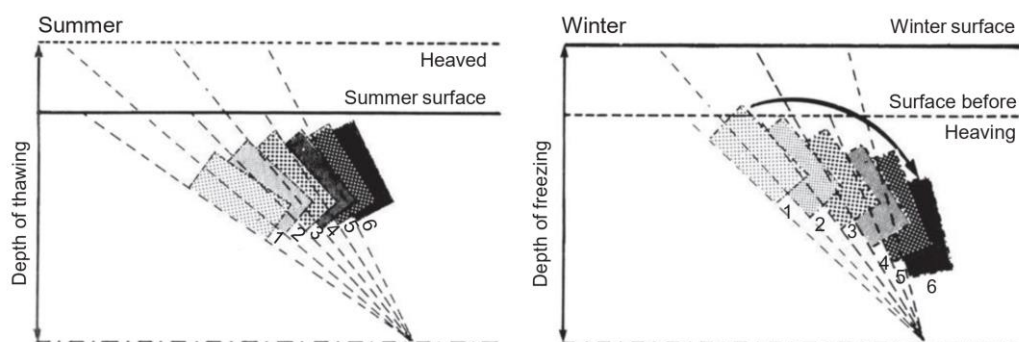


Рис. 2.24. Диаграмма, показывающая процесс **поворачивания (upturning)** каменного материала при промерзании (из Harris, 1986a): глубина протаивания (depth of thawing) и промерзания (freezing), зима (winter) и лето (summer), зимняя и летняя поверхность (surface) земли, поверхность до пучения (surface before heaving) и приподнятая пучением (heaved)

2.17. СОРТИРОВКА

Ранняя большая работа по исследованию сортировки (sorting) была проведена Washburn (1956, 1973, 1979). Как игольчатый лед, так и выпучивание каменного материала уже обсуждались, так как и другие процессы. Löttschert (1972, стр. 7) описал растения на краях **сортированных колец (sorted circles)** с корнями, прослеженными до центра кольца. Schunke (1975, стр. 63) описал камни, сползающие по склону в виде колец во время таяния горных пород. Miller (1984) обсуждает свидетельства термически индуцированной **режелации (regelation)** — попеременного (повторного) промерзания и оттаивания, и возникновения, и таяния ледяных кристаллов, — которое позволяет перемещать минеральные частицы во льду. Ahumada (1986) сообщил о том, что рудные минералы с высокой плотностью накапливаются у основания активного слоя, по-видимому, погружаясь через водонасыщенный грунт во время весеннего оттаивания в Аргентине. Ван Влиет-Ланоз (VanVliet-Lanöe, 1988) показал, что наличие или отсутствие слоев с различной морозочувствительностью (пучинистостью) в активном слое сильно влияет на природу движения материала, если активный слой водонасыщен (см. параграф 2.14.1 **Криотурбации** выше).

В многочисленных исследованиях Corte (1961a, 1962a, 1962b, 1962c, 1962d, 1962e, 1963a, 1963b, 1966a, 1966b) и другие пришли к выводу, что при правильных условиях более мелкий материал перемещается впереди фронта промерзания, в то время как более грубый материал прикреплен к фронту. **Выпучивание (*up-heaving* или *frost jacking*)** крупных камней тоже важная часть сортировки, которая разделяет более крупный и мелкий материал. Критические факторы включают ориентацию фронта промерзания, скорость промерзания, влажность, а также форму, размер и плотность минеральных частиц. Возможны горизонтальная и вертикальная сортировка. Лед также может переносить мелкие частицы при воздействии градиента температуры к теплой стороне (Hoekstra & Miller, 1965, Radd & Oertle, 1973; Römken, 1969; Römken & Miller, 1973), в то время как глинистое вещество может перемещаться с движущейся водой к фронту промерзания (Thoroddsen, 1913, 1914, Johansson, 1914, Cook, 1966, Washburn, 1956; Schunke, 1975; Brewer & Haldane, 1957).

Сортировка на склонах водным потоком в каменистых каналах была описана Czerpe (1961). **Морозное измельчение (*frost comminution*)**, род физического выветривания, называемый в России **криогенным выветриванием**, которое заключается в измельчении минеральных частиц в результате промерзания-оттаивания, на крутых склонах приводит к тому, что более грубый материал перемещается дальше, чем более тонкие продукты выветривания (Harris & Prick, 2000). Затем более тонкий материал течет по более грубому материалу после пропитки водой во время сильных дождей. Независимо от причины, сортировка может быть очень быстрой при определенных обстоятельствах (Strömquist, 1973). Она также проявляется на искусственных сооружениях, таких как хвостохранилища, гравийные покрытия, насыпи дорог и т. д.

2.18 ВЫВЕТРИВАНИЕ И МОРОЗНОЕ ИЗМЕЛЬЧЕНИЕ

Выветривание (*weathering*) — это разрушение материала *in situ* физическими, химическими или биологическими средствами (см. Главу 9). Соответственно, различают **физическое (*mechanical weathering*)**, **химическое (*chemical*)** или биологическое **выветривание**. **Морозное измельчение (*frost comminution*)**, род физического выветривания, называемое в России **криогенным выветриванием**, относится к процессу уменьшению размера минеральных частиц при промерзании-оттаивании. Это создавало бы очень мелкие частицы, если бы по мере уменьшения размера не было все труднее их разрушать, молекулярные силы на поверхности фрагментов не заставляли бы частицы объединяться в виде агрегатов. Вот почему северные районы, точнее, районы с большим числом циклов промерзания, имеют большое количество пылевых частиц.

В активном слое наблюдаются как собственно выветривание, так и морозное измельчение, а также было показано, что породы могут разрушаться в самой вечной мерзлоте (Harris, 1986a, стр. 51), исходя из данных по глубине залегания трещиноватых пород, превышающую максимальную глубину активного слоя, например, на горе Плато, южная Альберта (около 40 м выветрелой породы против мощности активного слоя в примерно 18 м). Слои, богатые льдом, описаны в коренных породах в районах вечной мерзлоты (Maskay, 1999; такие горизонты, например, обычны в метаморфизованных известняках и сланцах Амдермы, Югорский полуостров), и они, возможно, сами являются продуктами измельчения, а также, очевидно, способствуют дальнейшему разрушению массы породы при её оттаивании.

Чтобы доказать, что разрушенный поверхностный материал поступает из нижежащей породы, необходимо продемонстрировать, что конечный продукт имеет ту же минералогию, состав минералов глинистой фракции и тяжелой фракции, что и коренные породы. Последовательность выветривания (Jackson *et al.*, 1948) имеет решающее значение в случае глинистых минералов, а в Willman *et al.* (1963) приводятся примеры исследований глинистых минералов для определения происхождения четвертичных осадков в штате Иллинойс. В работах Vogt & Larqué (1998) описаны аналогичные исследования в Патагонии и трансбайкальском районе южной Сибири. Такие исследования также могут косвенно устанавливать тип климата при формировании поверхностных отложений.

В полярных и альпийских областях наблюдается несколько видов **физического выветривания (*mechanical weathering*)**, а именно: расширение льда при промерзании и сокращение объема отложений при протаивании (часть **криогенного выветривания**), **разрушение при гидратации (*hydration shattering*)** и дегидратации, ослабление коренных пород или отделение от них мелких частиц при взаимодействии с коллоидами (Reiche, 1945) — **разрушение коллоидов (*colloid plucking*)**, сегрегация льда в микротрещинах (часть **криогенного выветривания**), и рост кристаллов в микротрещинах горных пород. Кроме того, термические напряжения были предложены в качестве возможной причины разрушения горных пород (Hall & André, 2001; Hall *et al.*, 2002), хотя это обсуждается в литературе. Однако Zhu *et al.* (2003) обнаружили, что процесс разрушения при колебаниях температуры может происходить и на низких широтах, где солнечная радиация очень интенсивна и воздействовала на массивы горных пород во время предыдущих холодных событий (оледенения / расширение вечной мерзлоты на юг).

Материал, подвергнутый выветриванию, изменяется в диапазоне от массивных изверженных пород до осадочных пород, а выветривание происходит на поверхности массивов горных пород и отдельных минеральных частиц. **Химическое выветривание (*chemical weathering*)** может происходить на любой открытой поверхности или в активном слое (Бетелев, 1974). Хотя принято считать, что процессы выветривания в арктическом климате уникальны, Hall *et al.* (2002) оспаривали это положение. Морозное измельчение отдельных блоков может возникать в случае обнажений магматических пород, как обсуждалось в разделе о пучении (Дуке, 1978, 1984). Физическое выветривание неконсолидированных отложений изучено довольно подробно, но даже при этом детали рассматриваемых процессов все ещё обсуждаются.

Первоначальная идея о проникновении воды в трещины в твердой породе, и её разрушение при замерзании воды, считалась, как ни странно, маловероятной (Hallet *et al.*, 1991). Проблема заключается в том, чтобы создать давление, необходимое для разрушения породы, при миграции влаги к фронту промерзания. Если степень водонасыщения составляет менее 91 %, а система не является закрытой, необходимое давление для разрушения как будто не может развиваться. Однако Мацуока (2008) показал в полевых исследованиях, что расширение трещин действительно произошло во время повторного промерзания воды, полученной из тающего снега, которая проникла в трещины.

Конищев (1998, стр. 591) предложил **коэффициент криогенного выветривания (*cryogenic weathering index, CWI*)** на основе содержания кварца и полевого шпата (%) в фракции от 0,05 до 0,01 мм. Используя образцы из Западной

и Центральной Сибири, он нашел связь между среднегодовой температурой и этим коэффициентом на рис. 2.25.

Таблица 2.1. Результаты экспериментального выветривания распространенных минералов (minerals), демонстрирующие их нестабильность (по Konishshev & Rogov, 1993): содержание частиц, мм в % (percentage/ grain size), экспериментальные условия (experimental conditions), до эксперимента (before the experiment), промерзание и оттаивание (freezing and thawing), водонасыщенные (water saturated), промерзание и нагревание (freezing and heating), воздушно-сухие (dry), увлажнение и высушивание в лаборатории (wetting and drying at laboratory), диапазон температуры (temperature range), кварц (quartz), полевой шпат (felspar), кальцит (calcite), биотит (biotite)

		Percentage / Grain size (mm)					
Experimental conditions	Temperature Range (°C)	Mineral	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001
Before the experiment		Quartz	100	0	0	0	0
		Felspar	100	0	0	0	0
		Calcite	100	0	0	0	0
		Biotite	100	0	0	0	0
Freezing and thawing, Water saturated	–10 to +15	Quartz	11	20	68	1	0
		Felspar	7	44	48	1	1
		Calcite	6	1	20	30	29
		Biotite	98	0	1	0	0
Freezing and heating, dry	–10 to +50	Quartz	98.5	1	0.5	0	0
		Felspar	98	1.5	0.5	0	0
		Calcite	93.5	5	1	0.5	0
		Biotite	100	0	0	0	0
Wetting and drying at laboratory temperatures	+18 to +20	Quartz	100	0	0	0	0
		Felspar	100	0	0	0	0
		Calcite	100	0	0	0	0
		Biotite	100	0	0	0	0

Имеются свидетельства того, что промерзание жидкой воды может вызвать растрескивание при всех температурах ниже 0 °C (Girard *et al.*, 2013), основанные на измерениях акустической эмиссии в скальных породах (Girard *et al.*, 2012). Устойчивое промерзание может вызвать даже больше урона, чем повторные циклы промерзания-оттаивания, вероятно, из-за того, что влага перемещается в самую холодную часть породы вблизи поверхности. **Термомеханическое воздействие (thermomechanical forcing)** (тепловое расширение и сжатие горных пород) может происходить за счет различий в температурном поле и, как известно, способствует распространению разломов в широком диапазоне глубин (Gischig *et al.*, 2011). Акустические излучения в условиях промерзания примерно на два порядка больше, чем в условиях таяния. События акустической эмиссии соответствуют **микроразрушению (microfracturing)** (Amitrano *et al.*, 2012). Пылеватые отложения чрезвычайно распространены в районах, подвергшихся интенсивному воздействию промерзания, например, лессы. Конищев (1973, 1978) утверждал, что эти пылеватые частицы являются продуктом **морозного измельчения (frost comminution)**. Конищев и др. (1975), Конищев (1982) и Конищев и Рогов (1993) проанализировали частицы пылеватой фракции (диаметром от

0,05 до 0,01 мм) в лёссовидных осадках и показали, что они состоят из трещиноватых первичных минералов, таких как кварц и полевой шпат. Однако кристаллы полевого шпата в основном разрушаются лишь до 0,1–0,05 мм (табл. 2.1). На поверхности отдельных кварцевых зерен часто наблюдается растрескивание. Размер частиц распределен в соответствии с непрерывным распределением Вэйбулла, или по **закону разрушения Росина (Rosin's Law of Crushing)**, также, как размер частиц распределен при разрушении гидратацией.

Разрушение при гидратации (hydration shattering) представляет собой упорядочение и разупорядочение молекул воды в сорбционных взаимодействиях горных пород с водяным паром и жидкой водой. Оно может разрушать сланцы, алевролиты и глинистые карбонатные породы (Dunn & Hudc, 1965, 1966, 1972; Hudc, 1974; Fahey & Dagesse, 1984). Важным фактором, который следует учитывать, является наличие даже небольших количеств монтмориллонита, который может увеличиваться до 20 раз в объеме при замачивании. Повторная сорбция

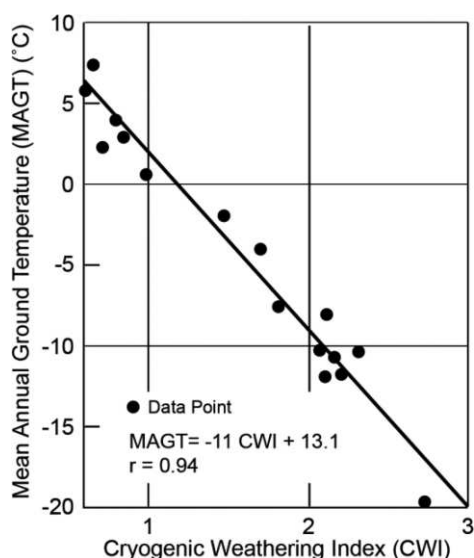


Рис. 2.25. Взаимосвязь между среднегодовой температурой горных пород (mean annual ground temperature) (°C) и коэффициентом криогенного выветривания (cryogenic weathering index) для горных пород, отобранных из Центральной и Западной Сибири (из Konishchev, 1998, p. 591)

и десорбция незамерзшей воды вызывают расширение и сжатие, что приводит к накоплению повреждений в сорбционно-чувствительных породах. Это в конечном итоге приводит к разрушению частиц, но Potts (1970) и Guillien & Lautridou (1974) привели примеры, в которых пылеватые и глинистые частицы не являются конечными продуктами разрушения при гидратации. Это может быть связано с тем, что набухающие глины уплотняются в сухом состоянии, что приводит к выветриванию фрагментов и **разрушению коллоидами (colloid plucking)**. White (1976a, 1976b) предположил, что **разрушение при гидратации (hydration shattering)** активно на склонах и в областях **гравитационного перемещения горных пород (mass wasting или slope movement или mass movement)** вниз по склону без нарушения или с нарушением их сплошности.

Вальдер и Халлет (Walder & Hallet, 1985) предложили модель сегрегации льда, в которой расширение происходит из-за того, что вода перемещается к фронту промерзания, чтобы обеспечить дополнительное давление в микротрещинах и расширение породы. Фукуда (Fukuda, 1983) подтвердил это, а Prick *et al.* (1993) продемонстрировали **дилатацию (dilation)** горных пород во время экспериментов с промерзанием-оттаиванием, в то время как другие эксперименты в лаборатории привели к вызванному промерзанием отслаиванию (Letavernier & Ozouf, 1987; Matsuoka, 1990). Однако детали этих процессов пока не установлены.

Химическое выветривание (chemical weathering) минеральных частиц или пород в активном слое имеет тенденцию к образованию глинистых минералов

(Semmel, 1969; Leshehkov & Ryashchenko, 1973, 1978). Следует помнить, что при выветривании пород в активном слое и слое сезонного промерзания может происходить удаление значительных количеств растворенного вещества (Rapp, 1960a; Lewkowicz & French, 1982a; Thorn *et al.*, 2001), что в 8–30 раз превышает удаляемый осадок в виде взвеси. Наличие растительности может увеличить эту потерю растворимых химических веществ (Moulton & Berner, 1998), а рост лишайников может значительно ускорить выветривание минералов и получение растворимых солей. McCarroll & Viles (1995) показали, что лишайники проникают в поверхность горных пород, вызывая шелушение породы, и увеличивают скорость разрушения поверхности до 50 раз по сравнению со скоростями для голых поверхностей. Они также могут выделять химические вещества, которые реагируют с минералами в породе, образуя корки (Walton, 1985; Weed & Norton, 1991). Таким образом, здесь речь идет о **биологическом выветривании (biological weathering)**.

Ping *et al.* (1998) сообщили, что почвенные профили вдоль дороги Хал (Haul) до залива Прудо (Prudho Bay) характеризуются плохим дренажем и высоким содержанием органических веществ. Насыщение основаниями в активном слое уменьшается на юг по мере увеличения обменного алюминия. Там, где наблюдаются незначительные криотурбации, карбонаты и глинистые минералы, как правило, выщелачиваются и накапливаются над кровлей вечной мерзлоты.

В Каркевагге, Швеция, интенсивность химического выветривания значительно зависит от дренажа. Горные породы на гребнях хребтов показывают минимальное удаление растворенных твердых веществ в растворе, но содержат больше вторичных минералов (Thorn *et al.*, 2001). Общее количество растворенных твердых веществ быстро возрастает в грунтовых водах вниз по склону. Наблюдались также пленки на частицах пород нескольких типов, включая пленки железа, гипса и карбоната кальция. На Северном склоне хребта Брукса на Аляске в отложениях в горах содержится 58 % кальцита, но содержание карбоната неуклонно уменьшается по склону к морю в аллювиальных отложениях, что указывает на постепенное выщелачивание (Robinson & Johnsson, 1997). Однако, это может быть также результатом разрушения мягкого кальцита во время транспортировки материала.

Растворы химических веществ могут вступать в реакцию с минералами, производя новые минералы, которые имеют разную плотность и объем, таким образом подвергая горные породы или минеральные частицы механическим напряжениям, которые могут привести к физическому разрушению путем отслаивания наружных слоев. Так, полевошпат (обнаруженный в большинстве изверженных пород) реагирует с водой и двуокисью углерода с получением карбоната кальция и кремниевой кислоты. Кроме того, соли в растворе могут кристаллизоваться в порах породы во время высыхания, и возникающие напряжения могут разрушать фрагменты породы более эффективно, чем чистая вода (Fahey, 1985; Jerwood *et al.*, 1990a, 1990b). Примеры этих процессов описаны Calkin & Cailleux (1962), Cailleux & Calkin (1963); Czeppe (1964); Selby (1971), Watts (1983) и Williams & Robinson (1991). Они особенно распространены в Сухих Долинах Антарктиды.

Выветривание горных пород образует поверхностный слой, который накапливает изотопы, образованные космическими лучами, такие как ^{36}Cl , ^{10}Be и ^{26}Al , которые могут использоваться для определения возраста породы (Serling & Craig, 1994). Это позволяет датировать поверхности горных пород в районах

оледенений, и делать оценки возраста оледенения, например, в Норвегии (Stone *et al.*, 1998), Новой Зеландии (Chinn, 1981) и в Антарктиде (Schaefer *et al.*, 1995)).

Процесс агрегации мелких частиц в частицы пыли определенного размера недостаточно изучен.

2.19. КАРСТ В РАЙОНАХ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Поскольку карбонат кальция увеличивает растворимость при пониженных температурах, можно ожидать, что карст будет исключительно хорошо развит в районах с вечной мерзлотой. Атмосферные осадки взаимодействует с активным слоем и таликами, но растворимость известняка всегда довольно низкая, и как только вода насыщается, дальнейшее растворение не происходит. Повышенная растворимость диоксида углерода при низких температурах приводит к повышенной кислотности как поверхностных, так и подземных вод. Это приводит к увеличению поглощения углекислого газа в Северном Ледовитом океане и потенциально ускоряет химические реакции в горных породах.

В Саншайн-Медоуз, национальный парк Банф, Альберта, поверхностные воды полностью насыщены карбонатом кальция, и так почти по всей дренажной системе Саскачевана, до Гудзонова залива. Снежки могут не содержать много углекислого газа (Smith, 1972), а в растворе содержится в основном бикарбонат. Проблемой является вечная мерзлота, богатая льдом, которая может препятствовать потоку воды. В областях ее развития раствор карбоната кальция ограничивается активным слоем или насыпями (Bird, 1967, pp. 257–270). Аналогичным образом районы с гипсовыми отложениями в областях непрерывной вечной мерзлоты не имеют заметных форм растворения, например, на острове Эллеф-Рингз (Сент-Онг, 1959), в отличие от условий на юге в более теплом климате.

Ford (1984, 1987) описал четыре разных типа ландшафта с известняками в северной Канаде. На Арктических островах непрерывная вечная мерзлота способствовала тому, что карст постледниковый по возрасту, и ограничен активным слоем (первый тип). Он лучше всего развивается вдоль откосов, где дренаж в активном слое глубже. Поверхность известняка имеет незначительные признаки растворения — борозды, или **карры (karren)**. Южнее острова и материк отличаются узорами типа крупных «коридорных» желобов (второй тип), которые, по мнению Форда (1984), были результатом субледникового дренажа под слабым базальным льдом внутри ледяной шапки Лаурентида (Laurentida). Ледник, вероятно, имел холодное основание и был в мерзлом состоянии до подстилающей породы.

Третий тип встречается в субарктической зоне с прерывистой вечной мерзлотой (рис. 2.20). Это привело к созданию крупных флювиальных карстовых систем, которые были описаны в регионе Большого Медвежьего озера (van Everdingen, 1981), центрального Юкона (Harris *et al.*, 1983) и острова Акпаток (Lauriol & Grey, 1990). Они представляют собой закрытые впадины, депрессии с открытыми рукавами и долины, которые заполняются водой в конце весенней оттепели, до полного слива перед промерзанием осенью. Хорошо развитые карстовые формы широко распространены, в то время как **карры (karren)** и **торы (tors)** встречаются на обнажениях коренных пород. Возможно, они развивались в течение длительного периода времени и пережили более одного оледенения. На рисунке 2.26 показаны явления, распространенные в этих областях.

Теплая вода, поступающая на поверхность с больших глубин, создает **открытые**, или **сквозные талики (open taliks)**, которые позволили воде

циркулировать через известняковые породы, создавая крупномасштабные карстовые формы, такие как **карстовые воронки (dolines)** и **водоемы (ponds)**. Карстовые процессы активны и сегодня, благодаря холодному климату, несмотря на вечную мерзлоту. Карст также широко встречается в европейской части России (Shamanova & Uvarkin, 1973; Shavrina & Guk, 2005; Shavrina *et al.*, 2005, Mavlyudov, 2008), а также описан в Центральной Якутии и других местах.

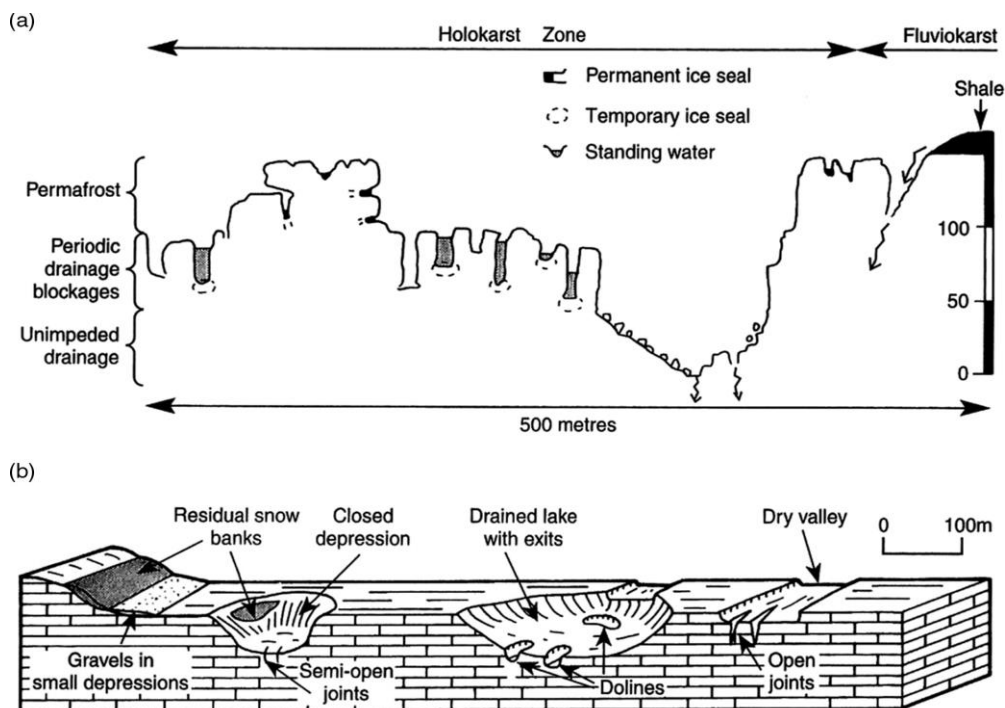


Рис. 2.26. Явления карста (а) в Наханны, Северо-Западных территориях (Ford, 1987) и в районе Большого Медвежьего озера (van Everdingen, 1981) и (б) острова Акпаток, Северо-Западные территории (French, 1996). Крупномасштабные карстовые особенности описаны в Вардеборгслетте, внешнем Исфьордене, Свальбарде (Salvgen & Elgersma, 1985): **явления карста без выраженных поверхностных вод (holokarst)**, **явления карста с поверхностными водами (fluviokarst)**, постоянная ледяная пробка (permanent ice seal), временная ледяная пробка (temporary ice seal), стоячая вода (standing water), вечная мерзлота (permafrost), периодические преграды для дренажа (periodic drainage blockages), беспрепятственный дренаж (unimpeded drainage), сланцы (shale), **остаточные снежки (residual snow banks)**, **закрытая котловина (closed depression)**, осушенное озеро с выходами (drained lake with exits), **сухая долина (dry valley)**, гравий в небольших котловинах (gravels in small depressions), **полукоткрытые трещины (semi-open joints)**, **воронкообразные впадины, или долины (dolines)**, **открытые трещины (open joints)**

Имеются большие массивы известняковых и гипсовых пород, покрывающие значительные площади, например, 106 220 км² или 36,3 % Архангельской области. Регион был покрыт льдом во время последних оледенений, и ледники оставили отложения значительной мощности на бывшей карстовой равнине. Карстовые процессы были усилены за счет стока талой воды в подстилающие скальные породы в период между 13 000 и 9800 лет назад, и активное растворение коренных пород до сих пор продолжается. Области, подстилаемые известняком,

включают 30–270 депрессий на км², а ландшафты над гипсом — 500–1500 мезоформ/км². Полный спектр карстовых явлений присутствует в тех местах, где осадочный чехол был размыт.

«Башенный» карст (tower karst) возле местности Гуйлин, Китай, известен во всем мире и находится в зоне субтропического климата, но карст отсутствует на соседнем более засушливом Тибетском плато. Далее на севере, в Сибири Попов и др. (1972) описали значительные площади как известнякового, так и гипсового карста. Поскольку регион не был в зоне оледенения, там присутствуют признаки формирования карста в течение нескольких периодов времени, некоторые относятся к палеозойской эпохе. Тектоническая активность обычно является причиной реактивации карста из-за снижения регионального уровня грунтовых вод. Это позволяет модифицировать существующие карстовые особенности, и продолжить развитие карста на более низких уровнях в известняковой скале. Так, Филиппов (1998) описал карстовые черты карбонатных и терригенных карбонатных пород нижнего силура, нижнего и среднего ордовика, окружающих кимберлитовые трубки на Сибирской платформе. Карбонатные, сульфатные и солевые отложения занимают около 25 % высокого плато, которое расчленяется водной сетью в районе источника Ангары (Trzcinski, 1996). Породы подвергались карсту в средне- и раннекаменноугольном, меловом, палеогеновом, неоген-четвертичном и четвертичном периодах. В результате карст широко распространен, от водоразделов до днищ долин. Три вида ледяных пещер были описаны у западного берега Байкала (Трофимова, 2005).

Индукцированный человеком гипсовый карст был описан в южном Приангарье в Восточной Сибири (Тржинский, 2002). Это находится в области распространения реликтовой вечной мерзлоты плейстоценового возраста. В этом регионе было три этапа карстового развития: среднекембрийский, доюрский и четвертичный (Вологодский, 1975). Практически вся мощность гипсоносных отложений была подвергнута карсту. По оценкам, текущие скорости денудации составляют от 0,02 до 0,08 мм / год, тогда как общая скорость денудации поверхности за последние 10 000–12 000 лет оценивается в 1 м. Типичные формы рельефа состоят из воронок, пещер, долин, траншей и желобов (Red *et al.*, 1996). Строительство Братского водохранилища и возникающие в результате колебания уровня воды привели к активизации карста. Спектор (2002) и Спектор & Спектор (2009) описали карбонатный карст в области сплошной вечной мерзлоты вдоль Средней Лены.

2.20. ПЛОТНОСТЬ И СОЛЕНОСТЬ МОРСКОЙ ВОДЫ

Среднегодовые температуры воздуха в Арктике обычно варьируют в диапазоне от -10 до -15 °C и ниже. Чистая вода имеет максимальную плотность при температуре около 4 °C, в результате чего температура в глубоких озерах обычно близка к этой величине. Пресноводные арктические озера могут замерзать до значительной глубины.

В случае морской воды плотность воды продолжает возрастать по мере снижения температуры (рис. 2.27, после François, 2004). Это приводит к охлаждению всего столба морской воды до температуры замерзания, так что нижняя его часть часто имеет температуру ниже 0 °C (рис. 2.28). Лед, который образуется в водном среде, поднимается на поверхность из-за его меньшей плотности и защищает морскую воду от дальнейшего охлаждения. Если бы это было не так, Северный Ледовитый океан имел бы температуру, близкую к средней годовой температуре

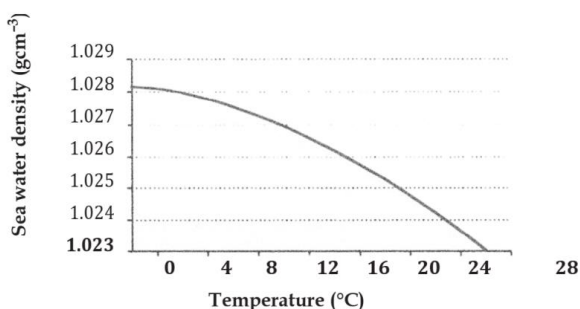


Рис 2.27. Изменение плотности морской воды в зависимости от температуры для солёности 35‰ (из François, 2002)

воздуха. Как бы то ни было, большая часть Северного Ледовитого океана, вероятно, имеет температуры морского дна около 0 °С. Возле поверхности океаническая вода подвержена влиянию солнечной радиации, турбулентного теплообмена с воздухом и фазовых переходов (испарение, конденсация, замерзание и оттаивание). Слой вблизи поверхности называется **смешанным слоем (mixed layer)**, на который также влияют волны и океанские течения. Глубина смешанного слоя обычно составляет около 10–20 м летом, но больше зимой из-за опускания холодной воды из-за ее более высокой плотности.

Ниже смешанного слоя, где температура и солёность резко изменяются, находится зона **термоклина (thermocline)** и **галоклина (halocline)**. Они встречаются на разных глубинах в Северном Ледовитом океане, в отличие от других океанов. Сложность состоит в том, что летом водная масса с низкой солёностью из рек и в результате разрушения ледяного покрова распространяется по континентальному шельфу. Зимой, наоборот, образуется рассол высокой солёности, который постепенно замерзает. Галоклин отделяет относительно пресную воду от более теплых и более солёных атлантических морских вод. Вода из Атлантического океана, поступающего в Арктику, течёт под галоклином, передавая тепло низко-температурным слоям воды с низкой солёностью в Северном Ледовитом океане (Carmack, 1986).

На температуры морского дна влияет не только нынешний температурный режим воды, но и прошлая история. Подводная вечная мерзлота в море Лаптевых была сформирована в субэаральных условиях в последние несколько ледниковых периодов (Romanovsky *et al.*, 2005). Впоследствии она оказалась погруженной из-за послеледникового подъема уровня моря (около 120 м в случае последнего ледникового максимума), что вызвало потепление на почти 17 °С (Соловьев и др., 1987; Kim *et al.*, 1999; Романовский и др., 2005). Температура может достигать 4–5 °С на морском дне (Miller *et al.*, 2010). Текущая оценка теплового состояния и устойчивости подводной вечной мерзлоты в основном основана на результатах моделирования (Soloviev *et al.*, 1987; Kim *et al.*, 1999; Delisle, 2000; Romanovsky *et al.*, 2005).

Вечная мерзлота может быть разрушена после затопления путем деградации вверх при геотермальном тепловом потоке, особенно в районах, лежащих в зоне разломов (Romanovsky & Hubberton, 2001b), или без повышенного геотермального теплового потока в пограничных условиях. Движения вдоль разломов в прошлом неизвестны, как и их фактическая динамика во времени. Деградация также может быть результатом потепления воды крупных рек (Delsile, 2000), или изменения солёности и / или температуры на морском дне. Сквозные талики под большими озерами и реками, существовавшие даже во время оледенений, могли промерзнуть или оставаться немерзлыми до сегодняшнего дня, в зависимости от условий засоления и температуры после затопления. Аналогичные попытки

моделирования были сделаны для вечной мерзлоты Сибирского шельфа (Романовский и др., 2000) и в море Бофорта (Mackay, 1972a, Osterkamp & Harrison, 1985; Nixon, 1986; Taylor *et al.* 1996).

Талики, существующие под водой, важны, поскольку они также могут служить каналами для эмиссии метана (Шахова и др., 2005; Шахова и Семилетов, 2007).

Считается, что это способствует **потеплению климата (climate warming)**. Однако эти талики могут также указывать на меньшую вероятность встречи гидратов газа при бурении и, несомненно, устранить проблемы с осадкой, вызванной оттаиванием вечной мерзлоты в поверхностных слоях вокруг эксплуатационных скважин.

В то время как есть новые данные о температуре морского дна во время позднего плейстоцена (Miller *et al.*, 2010), имеются ограниченные сведения о температуре горных пород, чтобы помочь в прогнозировании распределения и мощности вечной мерзлоты. Тот факт, что речь идет о тектонических зонах вдоль границ плиты, добавляет сложности. Данные о температуре воздуха со станции «Восток» в Антарктиде относятся к глобальным изменениям температуры воздуха, а не к тем, которые были в конкретных районах Арктики. Нужны данные об изменениях температуры воздуха, циркуляции воздуха и осадках в данной области во время позднего плейстоцена, чтобы моделирование развития вечной мерзлоты выполнять уверенно.

Температура подводной вечной мерзлоты изменяется на коротких расстояниях (рис. 2.29), и существенно отличается от температуры, обнаруженной на прилегающих участках побережья. Данные сейсмических исследований высокого разрешения в Карском (Rokos *et al.*, 2001; Rekant *et al.*, 2005; Portnov *et al.*, 2013) и Печорском морях (Бондарев и др., 2002) показывают, что вечная мерзлота распространяется в районах ниже изобаты 60 м, и более

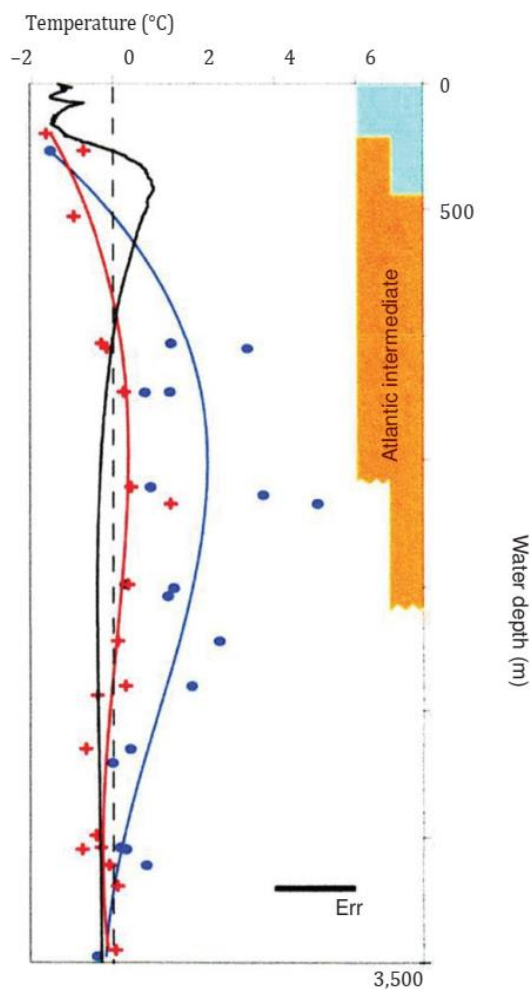


Рис. 2.28. Глубинный профиль температуры позднего голоцена (красная кривая) и профиль температуры по буровой скважине MIS3 (синяя линия) из залива Амундсен (Cronin *et al.*, 2012). Черная линия представляет собой современный температурный профиль. Повышенные температуры в стволе скважины указывают на более глубокий галоклин и Атлантические промежуточные (Atlantic intermediate) водные массы на глубинах 1000–2500 м в прошлом: температура (temperature), глубина воды (water depth)

100 км от нынешнего берега. Бондарев (1994) сообщил, что мощность вечной мерзлоты до 115 м ниже глубины 4,5–29 м в немерзлых кайнозойских песках, илах и глинах с отрицательными температурами.

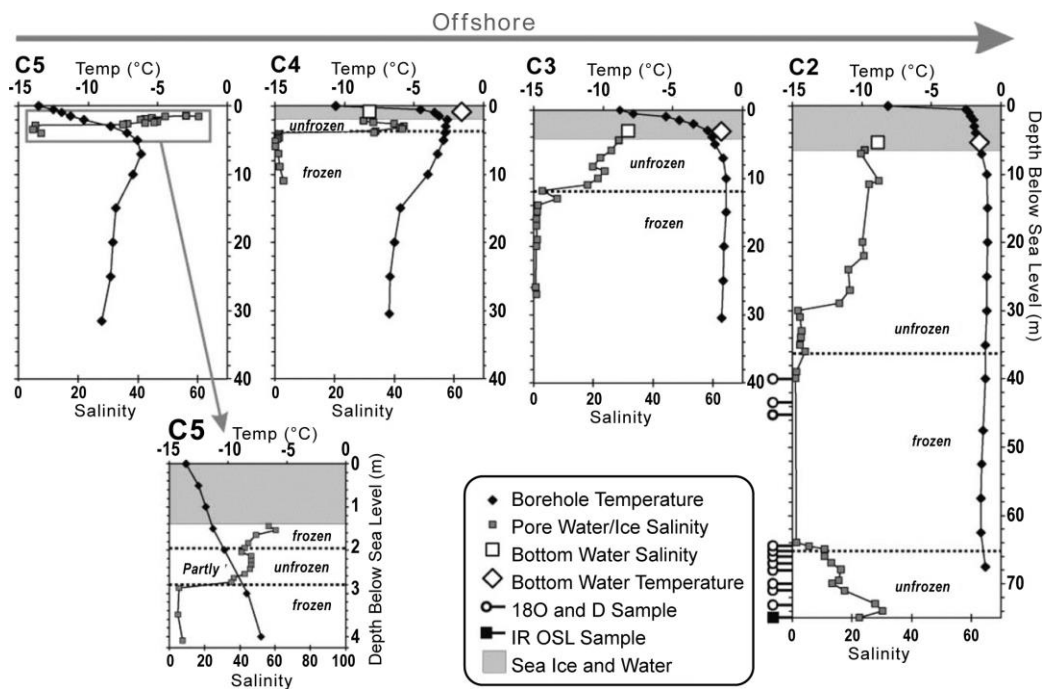


Рис. 2.29. Профили солёности и температуры в скважинах C2–C5 вдоль трассы длиной 12 км, проходящей перпендикулярно береговой линии на глубине до 6 м в море Лаптевых (переработано из Rachold *et al.*, 2007): в акватории (offshore), температура в скважине (borehole temperature), солёность поровой воды/льда (pore water/ice salinity), солёность придонного слоя воды (bottom water salinity), температура придонного слоя воды (bottom water temperature), образцы ^{18}O и D (^{18}O and D sample), образцы для инфракрасной и люминесцентной датировки (IR OSL sample), морской лёд и вода (sea ice and water), солёность (salinity), температура (temp), глубина ниже уровня моря (depth below sea level), частично мерзлый, немерзлый (partly frozen, unfrozen)

Глава 3. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

3.1. ВВЕДЕНИЕ

Как уже отмечалось, многолетнемерзлые породы определяются как горные породы, температура которых остается ниже 0 °С более двух лет. Определение этого затруднено без фактических измерений температуры, поскольку, просто глядя на земную поверхность, нельзя установить, находятся ли там мерзлые породы. Колебания погоды из года в год могут изменить статус мерзлой породы. Используя фактические измерения температуры и соответствующие наблюдения, Brown & Rewe (1973) разделили факторы, влияющие на присутствие или отсутствие многолетнемерзлых пород на климатические факторы и факторы рельефа, которые взаимодействуют друг с другом, чтобы установить фактическое распределение многолетнемерзлых пород. Климатические факторы контролируют уровень тепла (температуру) и количество тепла (продолжительность его передачи), приходящего на поверхность Земли. При этом учитываются высота, широта, долгота, а также тип, время и количество атмосферных осадков. Их комбинированный эффект изменяется с учетом факторов ландшафта, например, местного рельефа, растительности, гидрологических условий. Кроме того, изменения окружающей среды с течением времени и деятельность людей также влияют на распространение **многолетнемерзлых пород (ММП)**. Климатические факторы доминируют в районах **сплошной (непрерывной) вечной мерзлоты**, в то время как влияние факторов ландшафта возрастает по мере того, как уменьшается доля горных пород, подстилаемых ММП. Каждый из этих факторов будет обсуждаться в этой главе.

3.2. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

3.2.1 Баланс тепла на поверхности Земли и его влияние на климат

Фактическая температура горных пород определяется тепловым балансом на поверхности Земли. Он зависит от двух основных факторов: **геотермального теплового потока (geothermal heat flow)**, идущего из недр Земли, и солнечной радиации, достигающей ее поверхности извне. Как отмечалось в главе 1, геотермальный тепловой поток очень мал по сравнению с солнечным излучением, но может изменяться в зависимости от тектонических условий.

Солнечное излучение приходит на поверхность горных пород непосредственно от Солнца (**коротковолновое излучение, short-wave radiation**) и как излучение атмосферы.

Часть солнечной радиации рассеивается в атмосфере. Всю солнечную радиацию, приходящую к поверхности Земли, за вычетом **отраженной радиации**, то есть **прямую и рассеянную** вместе, называют **суммарной солнечной радиацией**. За рубежом её называют иногда потенциальной радиацией (**potential radiation**). Атмосфера, поглощая солнечную радиацию (в доле около 15 % от приходящего к Земле) и **собственное излучение земной поверхности**, а также получая тепло от земной поверхности за счёт конвекции и фазовых переходов, нагревается, и излучает сама, как и Земля, в инфракрасном диапазоне. Это излучение атмосферы, достигающее Земли, называют **встречным**

излучением или **противоизлучением**, так как оно направлено навстречу излучению земной поверхности. В ночное время на Землю приходит лишь **встречное излучение**, и поверхность теряет тепло за счёт разности между собственным и встречным излучением. Эту разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют **эффективным излучением**. Для земной атмосферы **радиационный баланс (net radiation)** состоит, с одной стороны, из поглощенной прямой и рассеянной солнечной радиации, и длинноволнового излучения (инфракрасного) земной поверхности, и, другой стороны, из длинноволнового встречного излучения самой атмосферы в направлении к земной поверхности (противоизлучение), а также излучения в космическое пространство. **Радиационный баланс поверхности Земли** состоит, с одной стороны, из поглощенной поверхностью прямой и рассеянной солнечной радиации (**суммарной солнечной радиации**), а также противоизлучения атмосферы, и, с другой стороны, собственного теплового излучения.

Часть солнечного излучения отражается (**отраженная радиация**), а доля солнечной энергии (коротковолнового излучения), отраженной от Земли, измеряемая обычно в процентах, называется **альбедо (albedo) (α)**.

Таблица 3.1. Типичные значения альбедо для различных поверхностей (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

Поверхность	Альбедо	Поверхность	Альбедо
Известняк	56	Глина сухая	16–23
Базальт	6	Глина влажная	5–14
Гранит	12–18	Трава зеленая	16–27
Глинистая поверхность пустыни	29–31	Вода (в зависимости от положения солнца и состояния поверхности воды)	2–78
Снег	30–85	Среднее для Земли	40 (по Budyko, 1980)

Снег имеет очень высокое альбедо, тогда как горные породы, которые, как правило, темного цвета имеют низкое альбедо, в результате чего земная поверхность поглощает большую часть поступающей энергии (см. Таблицу 3.1). Часть этой поглощенной энергии излучается обратно в атмосферу (E), фактическое количество этого испускаемого Землей излучения зависит от температуры (T) в соответствии с **законом Стефана-Больцмана (Stefan-Boltzmann law)**:

$$E = \sigma T^4 \tag{3.1}$$

Коэффициентом пропорциональности в (3.1) служит **константа Стефана-Больцмана (Stefan-Boltzmann constant)**:

$$\sigma = 5,6703 \times 10^{-8} \frac{\text{Watt}}{\text{m}^2\text{K}^2} \tag{3.2}$$

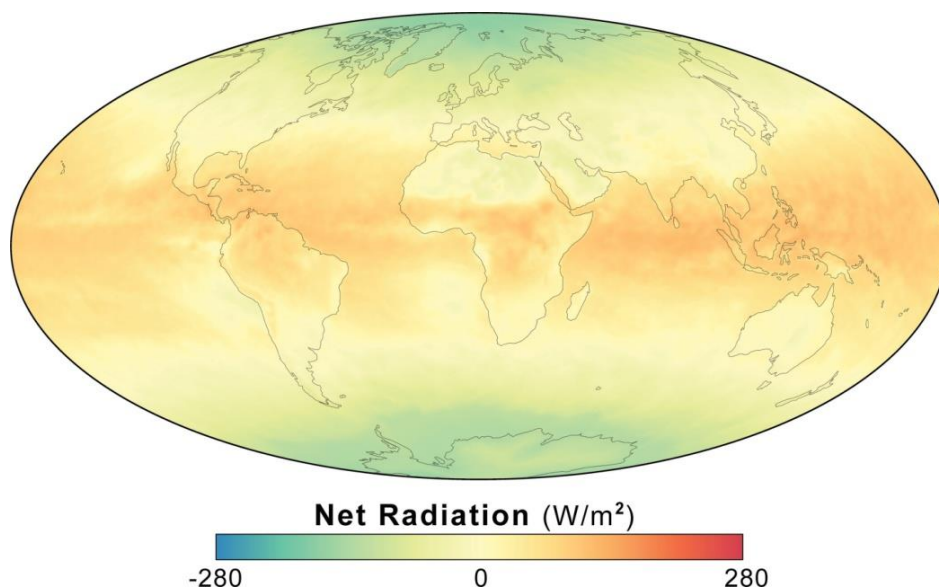


Рис. 3.1. Распределение радиационного баланса (net radiation) Землей, измеренного космическими спутниками за пределами атмосферы. Измерения проводились с помощью датчиков облачности и датчиков лучистой энергии (CERES) на спутниках NASA Terra и Aqua (Wielicki *et al.*, 1996)

Таблица 3.2. Некоторые предполагаемые причины климатических изменений, подразделяемые на четыре порядка по потенциальному изменению температуры (из Harris, 2013a, с разрешения)

Порядок	Потенциальное изменение температуры	Контроль
Первый	20–30 °	1. Различие в поглощении тепла морем и землей, которое контролируется положением континентов и океанов 2. Изменения океанических течений 3. Изменение положения континентов по отношению друг к другу, изменения проливов 4. Тектоника плит
Второй	15–20 °	5. Эвстатические колебания поверхности 6. Покрытые снегом ледники и ледниковые покровы 7. Изменения в воздушных массах
Третий	5–10 °	8. Циклы Миланковича
Четвертый	Менее 5 °	9. Изменения концентрации парниковых газов 10. Колебания общей солнечной активности и космических лучей 11. Цикл Маундера, изменения пятен на солнце 12. Вулканические извержения 13. Эволюция крупных структур, например, Тибета 14. Океанические осцилляции типа Эль-Ниньо 15. Другие циклы, например 2-х летний и 7-летний 16. Деятельность человека

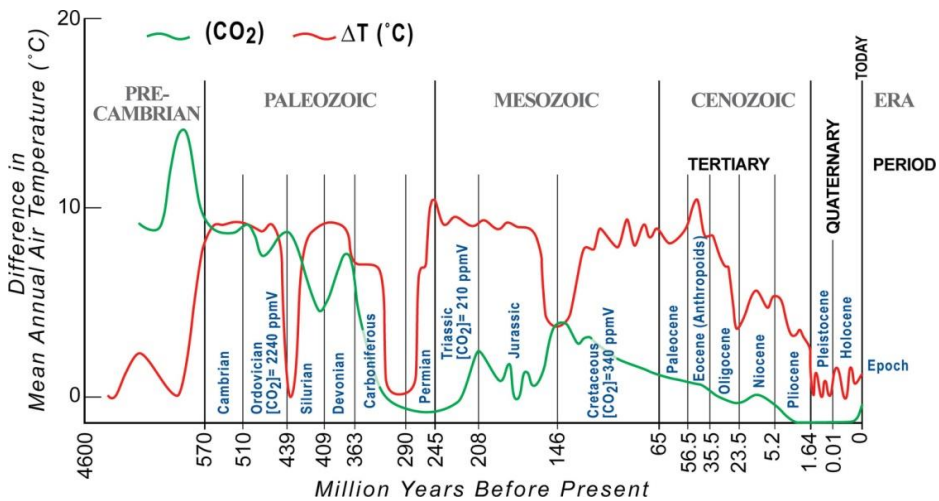


Рис. 3.2. Сравнение содержания углекислого газа в атмосфере в геологической истории за 4600 миллионов лет до настоящего времени (millions years before present) с различиями в средней годовой температуре воздуха (difference in mean annual air temperature) в логарифмическом масштабе (изменено из Berner, 1990; Berner & Kothavala, 2001; Retalack.,2001; Ruddiman,2001; Royer *et al.*,2004; Pagani *et al.*, 2005)

Разность между **суммарной солнечной радиацией и эффективным излучением**, называется **поглощенной солнечной радиацией, или радиационным балансом (net solar radiation, R_n)**. Она варьирует в зависимости от времени суток, сезона, географического положения и микроландшафта. Если измерить этот баланс энергии, достигающей Земли, и ее излучением в верхней атмосфере, то окажется, что она отрицательна для северных районов (рис. 3.1). На поверхности Земли отрицательное значение **поглощенной солнечной радиации (net solar radiation, R_n)** наблюдается только в высоких широтах или на больших высотах (Будыко, 1971). В тропиках существует избыточное количество поглощенной солнечной радиации, и этот энергетический дисбаланс является движущей силой как атмосферной, так и океанической циркуляции. Чтобы поддерживать среднюю годовую температуру воздуха в северном полушарии на современном уровне, примерно 30 % тепла, поглощаемого в тропиках, должно перемещаться к полюсам путем движения воздушных масс, поверхностных океанских течений и термогалинной циркуляции (Christofferson, 1994; Harris, 2002a).

Любая флуктуация в этих процессах в состоянии изменить среднюю годовую температуру воздуха и горных пород, что приведет к увеличению или уменьшению мощности активного слоя и, в конечном счете, температуры и мощности многолетнемерзлых пород. Поскольку энергия и вещество не могут быть созданы или уничтожены, если в одном месте станет теплее, то другое место станет пропорционально более холодным, то есть это приведет к региональным изменениям климата. Cohen *et al.* (2012) показали, что региональные изменения также могут быть вызваны изменениями в характере зимних осадков.

Одной из основных причин осадков является взаимодействие между холодным, плотным, полярным или приполярным воздухом, и теплым, влажным умеренным или тропическим воздухом, поэтому движение воздушных масс имеет решающее значение для их характера в любом месте. Harris (2013) обсуждает некоторые причины, которые связаны с изменениями климата, перечисленные

в таблице 3.2. Причины первого порядка вызывает наибольшие изменения температуры, но эти изменения усиливаются обратными связями в связи с действием причин второго порядка.

Циклы Миланковича повторяются, пока Земля и Солнце сохраняют свои траектории. Причины четвертого порядка вызывают незначительные колебания климата. Эти факторы все взаимодействуют, а погода и климат являются их продуктом. С таким количеством процессов, изменяющихся с различной периодичностью, неудивительно, что погода настолько непредсказуема.

Было высказано предположение, что снижение уровня CO_2 является основной движущей силой изменений климата фанерозоя (Royer *et al.*, 2004). Углекислый газ является необычным газом, поскольку его растворимость в воде увеличивается с уменьшением температуры воды. На Земле широко распространены океаны и моря, покрывающие приблизительно 70 % ее поверхности, поэтому даже небольшое понижение температуры Земли приводит к тому, что значительное количество углекислого газа атмосферы, будет растворено в воде. Это уменьшает содержание углекислого газа в атмосфере. И наоборот, небольшое повышение температуры Земли приведет к выделению углекислого газа, что увеличит содержание CO_2 в атмосфере, как показано Landschützer *et al.* (2015). Таким образом, средняя годовая температура воздуха и содержание CO_2 в атмосфере тесно коррелируются, если только другие факторы не меняют ситуацию. Изучение изменений среднегодовой температуры воздуха с содержанием CO_2 в воздухе показывает, что в прошлом наблюдались впечатляюще независимые колебания температуры воздуха и содержания углекислого газа в атмосфере (рисунок 3.2), так что другие причины, помимо изменения содержания углекислого газа в атмосфере, должны были быть связаны с изменением температуры воздуха Земли.

Фактическое время развития геокриологических условий зависит от географического положения и тектоники плит. Антарктида была первым континентом, на которую повлияло похолодание примерно 30 млн лет назад (Tripathi *et al.*, 2008), за ней последовали Южная Америка (8,9 млн лет назад (Rabassa *et al.*, 2004 год, Rabassa, 2008), Северо-Запад Северной Америки и Восточной Сибири (3,5 млн — Froese, 1998; Harris, 2001a), Казахстан (3,5 млн лет — Аубекерова и Горбунов, 1999), Южная Сибирь (3,0 млн лет — Fotiev, 2009), Европа и Западная Россия (1,8 млн лет — Ehlers & Gibbard, 2008) и Тибет (примерно 1,0 млн лет назад). Когда южноамериканская плита двигалась на север, чтобы столкнуться с североамериканской плитой между 2,8 и 2,4 млн лет назад, она закрыла Панамский морской путь для Эль-Ниньо, что привело к уменьшению потепления в Западной Европе, вызванного Гольфстримом.

Распределение суши и моря также важно для возникновения либо континентальных, либо морских условий, что, в свою очередь, приводит к появлению или исчезновению вечной мерзлоты. Сокращение океана Тетис в кайнозойскую эру коррелирует с резким снижением среднегодовой температуры воздуха Земли (рис. 3.2). Наличие горных хребтов, над которыми могут проходить влажные воздушные массы, также связано с количеством влаги, доступной для образования подземного льда.

В общем, энергия на поверхности Земли должна быть сбалансирована так, чтобы количество энергии, которая поступает, соответствовало уходящей энергии в среднем за год, в противном случае средняя температура поверхности будет повышаться или падать. Солнечная радиация приходит к Земле в количестве около 1368 Вт на квадратный метр, что называется **солнечной постоянной**

(*solar constant, S*). Земля — это шар, который получает энергию в зависимости от положения Солнца и угла поверхности, обращенной к Солнцу, то есть приходит $\pi r^2 S (1-\alpha)$, где r — радиус Земли, α — альбедо. Излучает Земля всей поверхностью, поэтому из закона Стефана-Больцмана следует, что это количество $4\pi r^2 \sigma T^4$, где T — температура Земли. Величины поглощаемой и излучаемой энергии в среднем за год равны, следовательно можно найти температуру Земли:

$$T^4 = \frac{S(1-\alpha)}{4\sigma} \quad (3.3)$$

Среднее альбедо Земли составляет в долях единицы около 0,3, поэтому падающая солнечная радиация, остающаяся на Земле, будет примерно $1368/4=342$ и $342 \times 0,7=239,4$ Вт на квадратный метр. Излучение — это единственный способ избавить Землю от перегрева. Большая часть излучаемой энергии представляет собой инфракрасное излучение, Земля недостаточно горячая, чтобы излучать видимое излучение. Вышеприведенное уравнение (3.3) можно использовать для оценки средней температуры Земли, которая называется **эффективной радиационной температурой (effective radiating temperature)**. Это температура, которая будет измеряться инфракрасным радиометром в космическом пространстве, если его направить на Землю.

Из приведенного выше уравнения следует, что **эффективная радиационная температура** Земли равна 255 °К (-18 °С). Однако средняя температура поверхности Земли составляет около 288 °К (15 °С). Соответственно, существует разность в 32 °С между расчетной и фактической температурой поверхности Земли, что может быть объяснено **парниковым эффектом (greenhouse effect)**.

Короткие длины волны видимого света от солнца могут проходить относительно легко через атмосферу, но более длинные волны инфракрасного излучения от поверхности Земли поглощаются водяным паром, углекислым газом, метаном и другими парниковыми газами. Захват длинноволнового излучения атмосферой вызывает нагрев атмосферы и, в конечном итоге, поверхности Земли. Увеличение концентрации углекислого газа и метана в атмосфере за счет человеческой деятельности может привести к **глобальному изменению климата (global climate change)**, а также к **региональному изменению климата (regional climate change)**. Однако отношение содержания водяного пара к углекислому газу составляет 500–750 к 3, так что изменения относительной влажности атмосферы могут привести к значительно

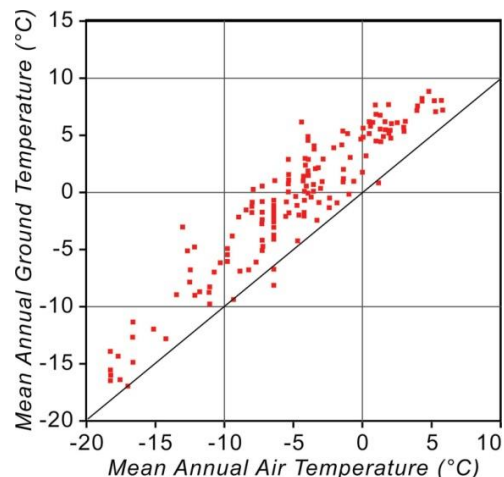


Рис. 3.3. Среднегодовая температура поверхности горных пород (mean annual ground temperature) и воздуха (mean annual air temperature) для районов, примыкающим к области вечной мерзлоты, и области вечной мерзлоты в Канаде и Норвегии (из Harris, 2015)

более значительным изменениям парникового эффекта (Harris, 2010b, стр. 18).

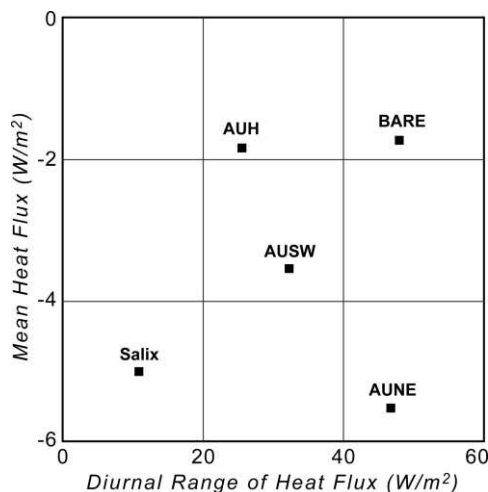
Поверхность Земли и атмосфера обмениваются теплом путем конвекции (**конвективный тепловой поток, sensible heat flux, H**), а также через испарение (а также конденсацию) и **транспирацию (transpiration)** растениями (**тепловой поток, связанный с фазовыми переходами, latent heat, LE**). Остальная часть тепла на поверхности поступает в литосферу как **тепловой поток в недра (ground heat flux, G)**.

Таким образом, уравнение **теплового баланса на поверхности Земли (heat balance equation on the Earth surface)**:

$$R_n = H + LE + G \quad (3.4)$$

где: R_n — **поглощенная солнечная радиация, или радиационный баланс (net solar radiation)**, H — **конвективный тепловой поток (sensible heat flux)**, LE — **тепловой поток, связанный с фазовыми переходами (latent heat)**, G — **тепловой поток в недра (ground heat flux)**.

Несмотря на то, что в полном годовом цикле **поглощенная солнечная радиация (радиационный баланс)** имеет тенденцию быть нулевой, в любой данный момент это необязательно — и для конвективного теплового потока, и для скрытой теплоты, и для теплового потока в недра. Значение теплового потока в недра в основном почти на порядок ниже, чем другие составляющие баланса — поглощенная солнечная радиация, конвективный тепловой поток или скрытая теплота. Тем не менее, именно тепловой поток в недра является причиной сезонного промерзания и оттаивания, и других тепловых процессов. Топография и угол склона влияет на поглощенную радиацию, даже если склоны составляют всего лишь 5° (рис. 3.4). Изучение значений потоков энергии на поверхности Земли является сложным исследованием, дополняемым новыми данными спутниковых и наземных наблюдений и численного моделирования.



Salix *Salix brachycarpa* ssp. *niphoclada* on a horizontal surface
 AUH *Arctostaphylos uva-ursi* on a horizontal surface
 AUSW *Arctostaphylos uva-ursi* on a 5° S.W. facing slope
 AUNE *Arctostaphylos uva-ursi* on a 5° N.E. facing slope
 BARE Bare silt loam on a horizontal surface

Рис. 3.4. Изменение среднего теплового потока (mean heat flux) и суточного диапазона теплового потока (diurnal range of heat flux) на глубине 5 см на пылевато-суглинистых почвах на склонах (горизонтальном и под углом 5°) в различных условиях и в растительных покровах на бугре пучения № 4, Фокс-Лейк, территория Юкон, 17 августа, 1992 (из Harris, 1998b, Рис. 5): *Salix brachycarpa* ssp. *niphoclada* на горизонтальной поверхности (on a horizontal surface), AUH *Arctostaphylos uva-ursi* на горизонтальной поверхности (on a horizontal surface), AUSW *Arctostaphylos uva-ursi* на наклонной (5°) на юго-запад поверхности (S.W. facing slope), AUNE *Arctostaphylos uva-ursi* на наклонной (5°) на северо-восток поверхности (N.E. facing slope), BARE Bare пылеватый суглинок на горизонтальной поверхности (silt loam on a horizontal surface)

3.2.2. Взаимосвязь между температурами воздуха и температурами горных пород

График **среднегодовых температур воздуха (mean annual air temperature, MAAT)** относительно **среднегодовых температур горных пород (mean annual ground temperature, MAGT)** указывает на значительное расхождение между ними и изменчивость, причем температура горных пород обычно выше, чем температура воздуха (рис. 3.3). Это различие называется **температурной сдвижкой (thermal offset)** и будет обсуждаться ниже.

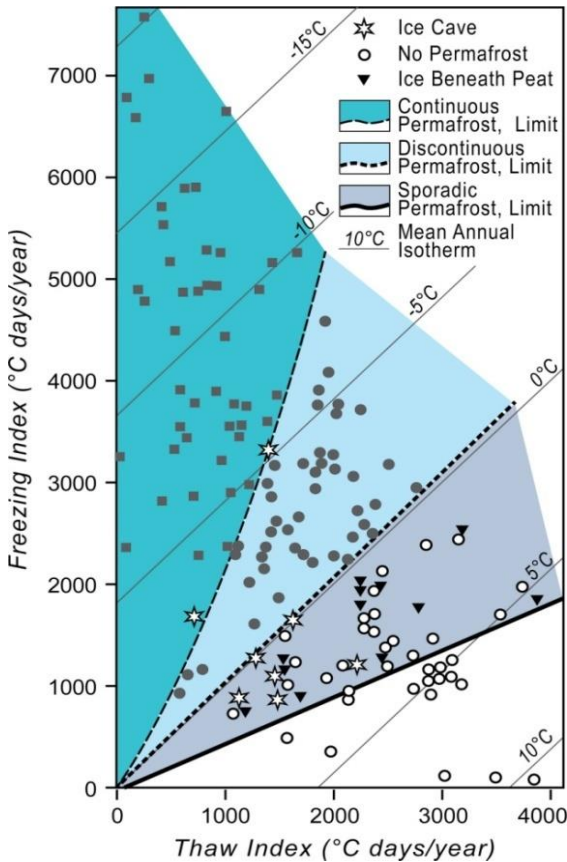


Рис. 3.5. Распределение сплошной вечной мерзлоты (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистой вечной мерзлоты (discontinuous permafrost) и спорадической вечной мерзлоты (sporadic permafrost) (<30 %) с использованием годовых индексов промерзания — оттаивания (из Harris, 1981a, Рис. 5): границы (limits), ледяные пещеры (ice cave), отсутствие вечной мерзлоты (no permafrost), лед в торфяных отложениях (ice beneath peat), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm), индекс промерзания — сумма отрицательных температур за определенный промежуток времени (freezing index), индекс оттаивания — то же для отрицательных (thaw index)

В районах с незначительным снежным покровом (менее 50 см) существует сильная связь между распространением вечной мерзлоты и средним индексом оттаивания, рассчитанным путем суммирования положительной среднесуточной температуры воздуха, и среднегодовым индексом промерзания (см. рис. 3.5). Существует некоторая изменчивость, но эта связь может быть использована для получения вероятности существования многолетнемерзлых пород вблизи станции измерения (Harris, 1981a, Figure 5). Этот же график можно использовать для отображения относительной континентальности областей вечной мерзлоты (рис. 3.6).

Показано, что в районах с более мощным снегом покровом **температура на подошве снежного покрова (bottom snow temperature, BTS)** в конце зимы указывает на наличие или отсутствие ММП (Haeberli, 1973), а также вероятную мощность активного слоя (Haeberli & Patzelt, 1983). Результаты не всегда справедливы, но они были использованы для отыскания вечной мерзлоты в Альпах (Haeberli, 1973), Колорадо (Greenstein, 1983), Скандинавии (King, 1983), и в горных хребтах южной части Юкона (Lewkowicz *et al.*, 2011).

Nelson & Outcalt (1987) использовали так называемый **индекс**

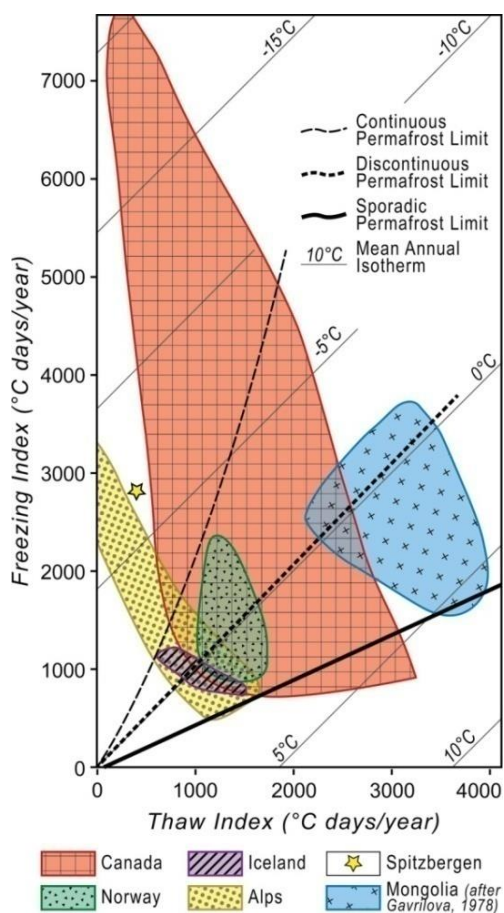


Рис. 3.6. Сравнение степени континентальности отдельных районов вечной мерзлоты (после Харриса, 1981а, рис. 6). Континентальность увеличивается с повышением индексов промерзания (freezing index), и оттаивания (thaw index): непрерывная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm), Канада (Canada), Исландия (Iceland), Шпицберген (Spitzbergen), Норвегия (Norway), Альпы (Alps), Монголия (Mongolia)

Нельсона (Nelson frost number) – отношение глубины промерзания к глубине оттаивания - для прогноза распространения вечной мерзлоты после более ранней работы в центральной части Канады (Nelson, 1986). Хотя это предсказанное распространение вечной мерзлоты удовлетворительно на плато Цинхай-Тибет в холодных и засушливых условиях, было обнаружено, что оно не всегда удачно. Дополнительные модели были предложены различными авторами, но недавний подробный тест этих методов и его модификаций дал менее удовлетворительный

результат, используя десятилетние данные для десяти участков в Альпах (Mutter & Phillips, 2012). Более поздние алгоритмы еще обсуждаются, особенно в отношении влияния необходимых допущений, например, Xie & Gough (2013) и Kurylyuk (2015).

Причины непредсказуемого влияния снежного покрова были изучены Гудричем (1983), который пришел к выводу, что эффект снежного покрова трудно точно моделировать из-за времени снегопадов с разными температурами воздуха, перераспределением снега, и скрытых тепловых эффектов. Впоследствии было обнаружено, что температурная сдвигка в торфах и трещиноватых породах вместе с процессами, действующими в них, серьезно мешают моделированию (см. Harris & Pedersen, 1998).

Кроме того, сублимация снега изменяет баланс скрытой теплоты, что создает дополнительные проблемы в областях с низкой влажностью зимой (Harris, 1972; Peng *et al.*, 2007).

3.2.3. Температурная сдвигка

Термин **температурная сдвигка (thermal offset)** был введен Кудрявцевым и др. (1974), чтобы объяснить изменение наблюдаемой среднегодовой температуры между поверхностью горных пород и подошвой сезонно-мерзлого или сезонно-талого (активного) слоя.

Термин оказался удачным, однако за пределами России его стали использовать главным образом как разницу между среднегодовой температурой воздуха и верхними поверхностными слоями почвы или подстилающей породы (рис. 3.3, см. также Smith & Riseborough, 2002). В. А. Кудрявшев ввел его для обозначения сдвижки за счет разности теплопроводностей в мёрзлом и талом состоянии, т. е. того, что сейчас в англоязычной литературе называют, как правило, температурной сдвижкой органических отложений, сдвижкой горизонта А и сдвижкой минеральных отложений.

К сожалению, понятие «температурная сдвижка» используется очень широко и по-разному, и не всегда указывается период времени, для которого оценивается ее значение.

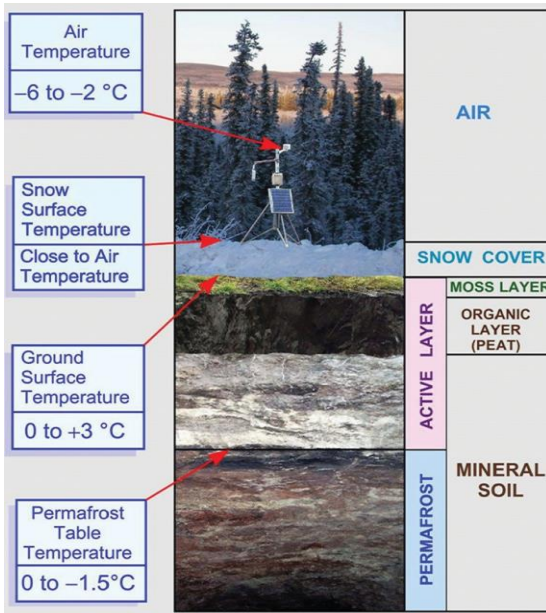


Рис. 3.7. Пример температурной сдвижки зимой в бореальном лесу Аляски (из Romanovsky *et al.*, 2011). Поскольку температурная сдвижка изменяется суточно и сезонно, общая среднегодовая температурная сдвижка между температурой воздуха и температурой горных пород может быть отличной от показанной здесь: воздух (air), снежный покров (snow cover), моховый слой (moss layer), органический слой, или торф (organic layer, peat), минеральная почва (mineral soil), температура воздуха (air temperature), температура поверхности снега (snow surface temperature), близкая к температуре воздуха (close to air temperature), температура поверхности горных пород (ground surface temperature), температура кровли вечной мерзлоты (permafrost table temperature)

В образовании температурной сдвижки на самом деле участвует ряд различных сдвижек на разных границах. Эти сдвижки могут быть положительными или отрицательными (см. Рис. 3.7). Они также меняются в зависимости от времени года, например, снежного покрова.

На рисунке 3.7 показана общая схема влияния некоторых слоев, участвующих в возникновении сдвижки. **Общая температурная сдвижка (total thermal offset)** представляет собой сумму нескольких частей. В атмосфере обычно наблюдается градиент температуры около $0,4-0,6 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$ высоты, при условии отсутствия температурных инверсий. В хвойном лесу зимой за счет лесного яруса есть смещение (**лесная сдвижка, tree offset**), затем за счет снежного покрова (**сдвижка снежного покрова, snow pack offset**), затем в почвенном горизонте О, который составляет всего 1–2 см (**сдвижка органических отложений, organic layer offset**), в горизонте А, который имеет глубину 5–15 см (**сдвижка горизонта А, A horizon offset**), а затем в горизонтах В и С (**сдвижка минеральных отложений, mineral soil offset**). Каждый из этих слоев имеет различную

теплопроводность в талом и мерзлом состоянии, что означает значительное изменение среднегодовой температуры.

Лесная сдвигка обычно положительна в течение дня зимой, а летом она, вместе с другими типами сдвижки, как правило, отрицательна. Если присутствует наземная или кустарниковая растительность, это приводит к сдвигу температуры, который будет меняться в зависимости от времени года (**сдвигка напочвенных покровов, ground vegetation offset**, и **сдвигка кустарника, shrub offset**). В дополнение к этим осложнениям, снежный покров появляется и исчезает с сезонами, а теплопроводность в слое изменяется с содержанием влаги, а также между мерзлым и немерзлым состояниями. Талая вода добавится к влаге в почве в конце весны — раннего лета, а летние дожди принесут дополнительное количество влаги и тепла поверхностным слоям. Текстуры почвы могут значительно варьироваться на небольшом расстоянии. Неизбежно, что сдвижки меняются, в том числе из года в год, и всегда необходимо указывать период времени (день, сезон, год). Вмешательство в любую сдвижку изменит общее тепловое состояние горных пород. Обычно изменения растительности и снежного покрова приводят к самой большой сдвижке, которая может составлять несколько градусов С. Кроме того, плохой дренаж и водный покров на поверхности оказывают огромное влияние.

Кудрявцев и др. (1974) также рассмотрел влияние экспозиции и угла наклона склона на полную температурную сдвижку. **Сдвигка экспозиции и угла наклона (exposure and slope thermal offsets)** изменяет как **МААТ (t_{av})**, так и амплитуду колебаний температуры поверхности горных пород (**A_s**) путем изменения количества поступающей и поглощенной солнечной радиации. Экспозиция изменяет как **t_{av}** , так и **A_s** , потому что максимальная инсоляция идет с юга, через юго-запад к северо-востоку на север в северном полушарии. Поскольку зимнее охлаждение мало отличается на склонах любой экспозиции, именно летняя инсоляция контролирует этот эффект. **Сдвигку экспозиции и угла наклона (exposure and slope thermal offsets) (Δt_R)** можно оценить следующим образом (Кудрявцев и др., 1974):

$$H = k \cdot \Delta t_R = R_n - LE - G \quad \text{and} \quad \Delta t_R = (R_n - LE - G) / k \quad (3.5)$$

где: R_n — **поглощенная солнечная радиация (net solar radiation)**, H — **конвективный тепловой поток (sensible heat flux)**, LE — **тепловой поток, связанный с фазовыми переходами (latent heat)**, G — **тепловой поток в недра (ground heat flux)**, k — коэффициент турбулентного теплообмена между землей и атмосферой.

Одна из наименее сложных ситуаций касается почти вертикальных склонов, но даже там сообщалось о температурной сдвижке (Hasler *et al.*, 2011a, 2011b), где она была частично положительной, в другом случае отрицательной. Lacelle *et al.* (2016) показал, что подобный случай имеет место в сухих долинах Мак-Мердо Антарктиды.

Другой случай отмечался в прериях Северной Америки, к югу от области вечной мерзлоты. Наибольшие величины сдвижки там характерны для сдвижки снежного покрова, сдвижки напочвенных покровов, сдвижки экспозиции и угла наклона и сдвижки минеральных отложений. Поскольку состав и структура растительного покрова и горизонты почв примерно одинаковы во всем регионе, основной переменной является сдвигка снежного покрова. Тодхантер и Пофэм

(Todhunter & Popham, 2008) рассмотрели взаимосвязь температуры почвы и воздуха на всей территории Великих равнин Соединенных Штатов, используя температуры воздуха и температуры почвы на глубине 10,5 см (в горизонте А). Результаты показали, что общая среднегодовая сдвигка была менее 1 °С на юге, но увеличилось до >4 °С на границе с Канадой. Южные станции не проявляли большой чувствительности к влиянию снежного покрова, поэтому их сдвигка обусловлена главным образом изменением наземной растительности и сдвижкой экспозиции и угла наклона. На севере сдвигки были очень переменными и, очевидно, на них сильно повлияли колебания снежного покрова, время снегопадов и продолжительность существования снежного покрова. В более раннем исследовании сдвигки в Фарго, Северная Дакота, Grundstein *et al.* (2005) показали, что она сильно изменялась из года в год, варьируя от слегка ниже 1,5 °С до более чем 4,0 °С. Эти авторы подробно обсудили изменчивость температурного режима, но не нашли модели, которая была предложена до сих пор, которая удовлетворительно объясняет все варианты. Еще более значительные расхождения между среднегодовой температурой воздуха и температурой горных пород, где формируется, по-видимому, устойчивая вечная мерзлота, могут происходить в ледяных пещерах (Harris, 1979).

Burn & Smith (1988) рассмотрели общую годовую температурную сдвигку на нескольких участках вблизи Майо, Юкон. Некоторые опытные участки находились на лугах, а другие были в бореальном лесу. Температура воздуха была на 1,7 °С выше, чем температура поверхности горных пород, и вечная мерзлота, по-видимому, находилась в тепловом равновесии с нынешним климатом или фактически подвергалась деградации на участках, где среднегодовая температура воздуха находилась между 0 °С и 1,7 °С. В более подробном исследовании разреза на двух холмах вблизи Фэрбенкса, Аляска, Romanovsky *et al.* (2011 г.) установил диапазон общей ежегодной температурной сдвигки в 2010–2011 гг. в диапазоне от -0,3 до 2,2 °С. Brouchkov *et al.* (2005), работавший в Центральной Якутии (температура воздуха -10 °С), обнаружил, что средняя годовая температура горных пород составляла от -3,0 до -3,5 °С в лиственных лесах, от -2,2 до -2,7 °С в березовых лесах, и от -1,8 до -2,3 °С — в нарушенных человеческой деятельностью ландшафтах. Эти результаты также свидетельствуют о том, что может наблюдаться уменьшение величины годовой температурной сдвигки в широтах выше 60° параллели. Сезонная изменчивость сохранится, но условия долгой зимы в среднем доминируют. Для сравнения, средняя годовая температурная сдвигка для соседних профилей в лёссовой почве и на каменном склоне у основания горы Плато в 1995 году составляла -0,8 и -4,5 °С соответственно на глубине 5 см (из Harris & Pedersen, 1998). Там сдвигка стала положительной на большей глубине в лёссовой почве, но не в области блокового склона, по крайней мере, не в верхних 90 см.

Hasler *et al.* (2015) обнаружили, что топография и климатические факторы сильно влияют на сдвигку в области вечной мерзлоты в горах Британской Колумбии. Исключая водно-болотные и торфяные угодья, на семи исследуемых участках наблюдались лишь малые значения общей сдвигки между температурой воздуха и горных пород. Однако была разница в 4 °С на крутых склонах северной и южной экспозиции на крутых склонах, в отличие от разницы в 1,5–3 °С на открытых пологих склонах аналогичной экспозиции. Различия были связаны либо со снежным покровом, либо с изменением амплитуды колебаний температуры воздуха. Не было исследований о возможной роли вариаций осадков, которые в этой провинции сильно различаются.

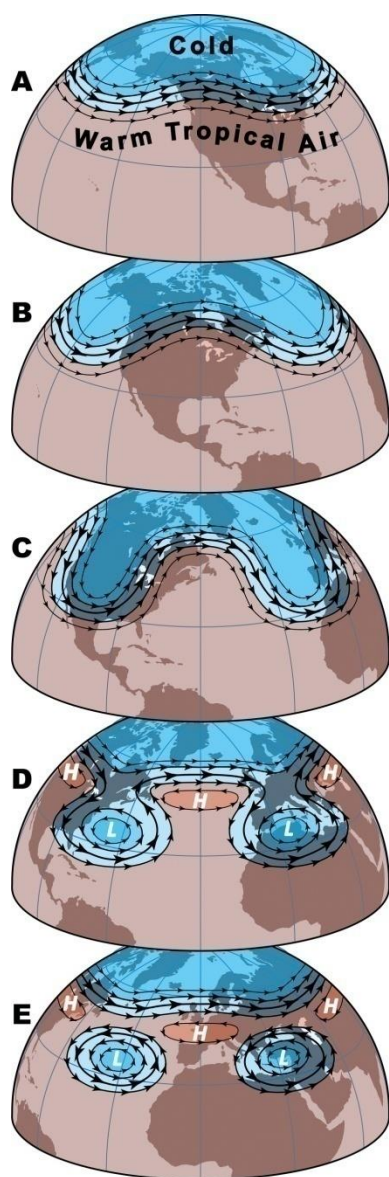


Рис. 3.8. Эволюция волн Россби со временем, когда они движутся на восток (этапы А-Е). Точная скорость движения, форма долей и скорость их изменения зависят от разницы давления воздуха в воздушных массах. Циклоны и связанные фронты опущены для упрощения диаграммы

Дальнейшие осложнения происходят, если окружающая среда нарушена. Лесные пожары, лесозаготовки, изменения русла рек и другая человеческая деятельность нарушают равновесие, что приводит к значительным изменениям температуры, которые могут вызвать термокарст и образование аласов.

Лесные пожары являются одним из триггеров изменения теплового режима и образования термокарстовых озер и депрессий, которые развиваются в зоне непрерывного распространения вечной мерзлоты Центральной Якутии (Hinzman *et al.*, 2001). Эти пожары изменяют условия на поверхности горных пород, вызывая увеличение мощности активного слоя. Маскау (1977) показал, как увеличивался активный слой между 1968 и 1976 годами в результате лесного пожара в Инувике. Устранение поверхностной растительности и органического слоя огнем значительно изменяет энергетический бюджет почвы. Даже в степях Монголии перевыпас может привести к развитию термокарста (Harris, 2002b), в то время как сельскохозяйственные реформы на Тибетском плато после того, как китайцы начали управлять этим районом, привели к началу опустынивания обширных районов, в результате началась деградация вечной мерзлоты (Harris, 2013a). После начала этот процесс очень трудно остановить.

3.2.4. Связь с воздушными массами

Распространение вечной мерзлоты тесно связано с распределением арктических и антарктических воздушных масс. Субтропические воздушные массы имеют решающее значение при перемещении тепла к полюсам, чтобы компенсировать дисбаланс в солнечной радиации на более высоких широтах, особенно в таких континентальных районах, как Антарктида, внутренняя Канада и Сибирь. В полярных районах арктическая и антарктическая полярные воздушные массы очень холодны зимой, а плотный холодный воздух распространяется по направлению к экватору, пока он не столкнется с субтропическим воздухом, движущимся к полюсу, или морской умеренной воздушной массой, движущейся к востоку от двух

основных океанов. Везде, где массы холодного воздуха остаются в течение значительных периодов зимой, обычно развивается вечная мерзлота и ледники.

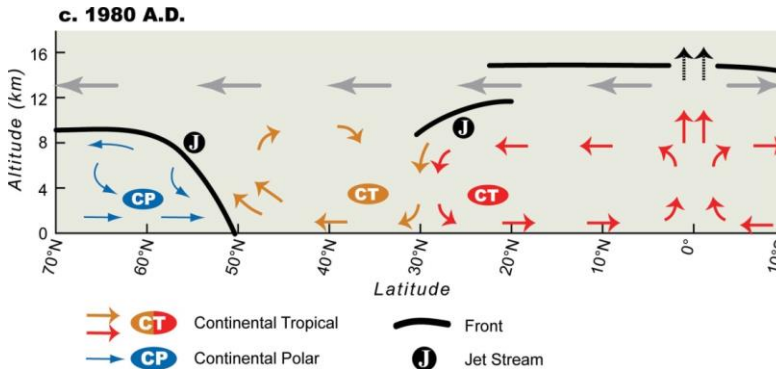


Рис. 3.9. Разрез через нижнюю атмосферу: циркуляция воздушных масс в зависимости от широты (latitude) и высоты, км (altitude), 1980 год (из Harris, 2010a)

Вращение Земли заставляет воздушные массы двигаться на восток, при этом полярные и арктические воздушные массы вращаются вокруг Северного полюса в серии из четырех волн (рис. 3.8), как на поверхности, так и на уровне 500 мб (волны Россби). На рисунке 3.9 показан разрез север-юг в нижней атмосфере, показывающий движение воздушных масс, происходящее в настоящее время вдоль восточных Кордильер Северной Америки. Полярные струйные потоки обычно находятся вдоль полей волн Россби. Волны проходят через цикл по мере их перемещения (рис. 3.8), и эти циклические изменения приводят к появлению зоны с переменными, более теплыми и более холодными колебаниями в течение большей части зимних месяцев. В этой области наблюдается только спорадическая вечная мерзлота. Вечная мерзлота обычно присутствует в этой области, если нет обстоятельств, повышающих температуру горных пород, например, глубокого зимнего снежного покрова в Квебеке. Подобный набор волн Россби встречается в южном полушарии, но расположен преимущественно над океаном из-за значительной антарктической воздушной массы высокого давления. Эти волны воздействуют только на Южный остров Новой Зеландии, Тасманию, Западный Антарктический архипелаг и Патагонию.

Среднее положение границы между теплым воздухом и более холодным, плотным полярным воздухом может меняться со временем, что приводит к изменениям среднегодовой температуры воздуха вдоль этой границы. Таким образом, средняя позиция переместилась к северу от Смитерса и Форты Нельсона (Британская Колумбия) в период с 1982 по 1994 год, в результате чего в течение 14 лет среднегодовая температура изменилась на 5,2 °С, после чего она стабилизировалась (Harris, 2009, Рис. 9). Это было связано с увеличением доли морской воздушной массы Тихого океана и континентальной тропической воздушной массы относительно континентальной полярной массы воздуха, в результате чего среднее положение Арктического фронта двигалось на север.

Поскольку воздушные массы могут свободно перемещаться в области с более низким давлением воздуха, они постоянно находятся в движении. Границы между воздушными массами являются также зонами значительных осадков. Летом они выпадают в виде дождя, но зимой превращаются в снегопады. Другим источником осадков являются массы морского умеренного воздуха, поступающие

на берег из северной части Тихого или Атлантического океана. В этих условиях возникает вечная мерзлота на холодных западных берегах Аляски, Гренландии, Исландии и Скандинавии. По мере того, как нагруженный влагой воздух перемещается на восток, он несет осадки в горах, над которыми он должен подниматься, например, в Альпах, Скалистых горах, на Кавказе и т. д. Это будет обсуждаться ниже.

3.2.5. Атмосферные осадки

В большинстве районов вечной мерзлоты, по меньшей мере, половина ежегодных осадков выпадает в виде снега и накапливается в виде снежного покрова. Сдвигка снежного покрова часто является критической в районах с вечной мерзлотой из-за значительного изменения теплового баланса. Снег изменяет альбедо поверхности, увеличивая коэффициент отражения до значений от 0,7 до 0,85 по сравнению с 0,1 до 0,3 для растительности летом. В результате под тонким снежным покровом уменьшается количество поглощаемой радиации и возникает эффект охлаждения. Большая часть поглощенного излучения используется для сокращения самого снежного покрова за счет оттаивания или сублимации. С другой стороны, мощный снежный покров изолирует землю от потери тепла в атмосферу (Brown, 1966b, Maskau, 1978; Nicholson, 1978). Он влияет на теплообмен только в холодную часть года, тогда как большинство других факторов влияет в течение года. Маккей (Maskau, 1978) предложил использовать снежные барьеры, чтобы изменить мощность снежного покрова. Он смог показать, что развитие морозобойного растрескивания может быть уменьшено или даже остановлено, из-за искусственных накоплений глубокого снега, в результате чего повышается среднегодовая температура горных пород.

Влияние снега как изолятора тепла можно оценить следующим образом (Кудрявцев и др., 1974):

$$\Delta t_{snow} = \Delta A_{snow} = \frac{A_g}{2} \left(1 - e^{-z \sqrt{\frac{C\pi}{\lambda T}}} \right) \quad (3.6)$$

где: Δt_{snow} — сдвигка снежного покрова, °C; ΔA_{snow} — уменьшение амплитуды (физической) годовых колебаний температуры под снегом, °C; A_g — метеорологическая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха, °C; z_s — глубина снежного покрова, м; C — объемная теплоемкость снега ($J/m^3 \text{ } ^\circ C$); λ — теплопроводность снега, $W/(m \text{ } ^\circ C)$; T — период, равный году, сутки.

Еще одна формула для оценки отепляющего влияния снега — сдвигки снежного покрова, Δt_{snow} с учетом ежегодного теплообмена горных пород с атмосферой, была предложена С. Н. Булдовичем (2001):

$$\Delta t_{snow} = \frac{R_{snow}}{T} \sqrt{2\lambda_f \Omega_w Q} \quad (3.7)$$

где: R_{snow} — среднее термическое сопротивление снега зимой; Q — теплота фазовых переходов в горных породах; λ_f — теплопроводность мерзлых горных пород; Ω_w — параметр, равный $t_w^* t_w$, где t_w — средняя зимняя температура, t_w^* — продолжительность зимы.

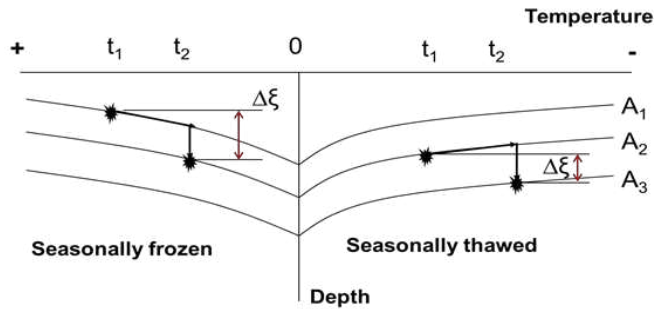


Рис. 3.10. Разное влияние положительного (отепляющего) влияния снежного покрова на глубину (depth, ξ) слоя сезонного оттаивания (активного слоя) (seasonally thawed) и слоя сезонного промерзания (seasonally frozen): t — температура (temperature), A — амплитуда (A_1 , A_2 , A_3 — разные ее значения), t_1 — под снегом, t_2 — без снега

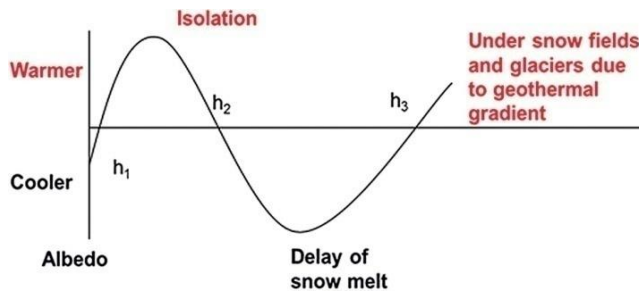


Рис. 3.11. Отепляющее (warmer) и охлаждающее (cooler) влияние снежного покрова различной мощности h_1 , h_2 , h_3 (по оси абсцисс) на среднегодовую температуру горных пород благодаря теплоизоляции (isolation), задержке таяния снега (delay of snow melt), под снежниками и ледниками за счет геотермического градиента (under snow fields and glaciers due to geothermal gradient)

Положительное (отепляющее) влияние снежного покрова влияет на сезонно-мерзлый и сезонно-талый слои по-разному (рис. 3.10), причем сдвигка за счет снежного покрова больше в сезонномерзлых слоях.

В случае, если снежный покров незначителен (менее h_1), он оказывает охлаждающее влияние на горные породы (Рис. 3.11), т. к. преобладает его отражающая роль. При увеличении глубины от h_1 до h_2 снежный покров предотвращает потери тепла зимой из-за его теплоизоляционных свойств, это наиболее распространенный случай.

На рисунке 3.12 показано влияние мощности снежного покрова на среднюю зимнюю температуру поверхности горных пород на горе Плато, Альберта (Harris & Brown, 1978). Пятьдесят сантиметров — это критическая мощность снежного покрова для предотвращения значительного промерзания горных пород при среднегодовой температуре воздуха около -2 °C и индексе промерзания около 2000 градусодней, °C в год. Глубина снега, необходимая для аналогичного эффекта на арктических островах Канады, оценивается в 110 см (Alan S. Judge, личное сообщение, 1981 год). Критическая глубина меняется в зависимости от свойств снежного покрова, а также вариаций среднегодовой температуры воздуха и индекса промерзания. Кроме того, Granberg (1973) обнаружил, что

65–75 см является критической глубиной в Шеффервилле, Квебек. Различия в глубине снежного покрова приводят к значительным различиям в распределении вечной мерзлоты по обе стороны Гудзонова залива, Канада. Как уже отмечалось, Маккей (Маккау, 1978) использовал снежные заграждения, чтобы уменьшить морозобойное растрескивание горных пород в течение зимы на Острове Гарри, и тот же метод впоследствии использовался в других местах для уменьшения зимнего охлаждения или для предотвращения термического сжатия трещин, разрушающих массив горных пород.

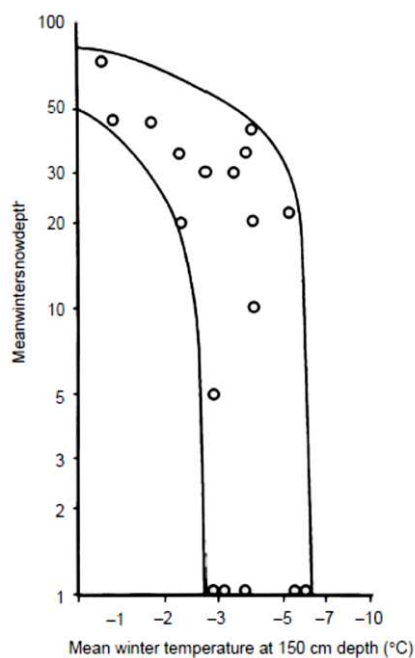


Рис. 3.12. Влияние средней мощности зимнего снежного покрова (mean winter snow depth) на среднюю зимнюю температуру горных пород (mean winter temperature) на глубине 150 см на горе Плато (по Harris & Brown, 1978, Рис. 9)

Образование снежных заносов или накопление снега вокруг домов может вызвать деградацию вечной мерзлоты (глава 13).

Продолжительность существования снежного покрова также важна, поскольку снег может сохраняться в течение большей части периода года, когда поток солнечной радиации — **инсоляция (insolation)** достигает максимума, тем самым уменьшая количество солнечной энергии, которая может быть использована для оттаивания активного слоя. Летние снегопады, которые часто встречаются на плато Цинхай-Тибет, значительно уменьшают последствия летнего нагрева (French, 1970). Первый осенний снегопад поглощает большую часть тепла, охлаждая

верхнюю часть активного слоя, добавляя значительное количество воды в поверхностные слои горных пород. Она превращается в лед, когда температура поверхности падает ниже 0 °С, увеличивая теплопроводность мерзлого поверхностного слоя, тем самым способствуя процессу промерзания. Зимой, время снегопада относительно низких температур, перенос снега и изменения его плотности из-за ветра могут привести к значительным изменениям температуры горных пород на коротких расстояниях (Brown, 1972; Seppälä, 1982).

В то время как повышение температуры может привести к более раннему таянию снега, это не обязательно означает более длительный период роста для растений. Изменения температуры воздуха на плато Цинхай-Тибет в течение последних нескольких десятилетий изменили сезонные явления — **фенологию разнотравья (phenology of forbs)**. Хотя снег тает раньше, произошло лишь незначительное изменение периода роста растений (Yu *et al.*, 2010). Возникли различные теории у биологов относительно того, почему это происходит (Chen *et al.*, 2011), но это почти наверняка связано с увеличением накопления воды в виде льда в горных породах зимой. Отсутствие растительного покрова увеличивает охлаждение горных пород (Hu *et al.*, 2008), а обильные зимние снегопады обеспечивают больший запас воды. Эта вода перемещается в самые холодные места

в почве, обычно в поверхностном слое, а весной должен произойти обратный переход из льда в воду при 0 °С, что требует значительного притока солнечной радиации, прежде чем горные породы прогреются достаточно для того, чтобы растительность начала расти. Летние осадки могут оказывать значительное отепляющее влияние на температуру горных пород, достигая 2–5 °С в районах с теплым и дождливым летом. Кудрявцев (1974) разработал формулу для **сдвиги за счет инфильтрации атмосферных осадков (infiltration of atmospheric precipitation offset)**, основанную на том, что пропитанная вода охлаждается в **активном слое (active layer) ξ** до 0 °С, используя весь запас тепла для фазовых переходов, а также повышение температуры горных пород:

$$\Delta t_{oc} = (Q_{pr} * \xi) (\lambda g * T) \quad (3.8)$$

где: Δt_{oc} — повышение **среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного оттаивания (активного слоя) (t_{ξ}) (mean annual temperature on the bottom of the layer of the seasonal thawing, or active layer)** по сравнению со **среднегодовой температурой на поверхности горных пород (t_s) (mean annual temperature on the ground surface)** из-за инфильтрации атмосферных осадков — **сдвигка за счет инфильтрации атмосферных осадков (infiltration of atmospheric precipitation offset, °С; ξ — глубина сезонного оттаивания (the depth of the seasonal thawing), м; T — период, равный году, с; Q_{pr} — количество тепла за счет атмосферных осадков, приносимое в слой сезонного оттаивания ξ , J/m²; λg — эффективная теплопроводность слоя ξ , W/(м°С).**

Тепло атмосферных осадков, поступающее в слой сезонного оттаивания, можно рассчитать следующим образом:

$$Q_{pr} = C_w \sum V_{pr,i} * t_{pr,i}, \quad (3.9)$$

где: $V_{pr,i}$ — месячная (или декадная) сумма летних атмосферных осадков, кг/м²; $t_{pr,i}$ — среднемесячная (или средняя за декаду) температура осадков, приблизительно принимается за температуру воздуха (при отсутствии данных), °С; C_w — теплоемкость воды, Дж/(кг°С).

Надмерзлотные воды в активном слое неизбежно вызывают неустойчивость склоновых отложений. Вода также способствует морозному пучению, что приводит к криотурбациям и т. д.

Зимние осадки накапливаются в виде снежного покрова. Влага частично падает в горные породы, а также в атмосферу за счет сублимации, но к весне в целом наблюдается накопление снега. После осаднения снег подвергается метаморфизму, вследствие чего кристаллы обычно теряют свою форму и увеличивают размер, растет также плотность снега. Это особенно заметно у подошвы, где зерна приобретают почти сферическую форму, оставляя иногда большое пространство под толщей снега. Именно это отсутствие контакта с подстилающим основанием вызывает обвалы снежного покрова, когда он сходит весной, а также образование снежных лавин.

3.2.6. Широта и долгота

Местоположение на Земле является важным фактором, поскольку широта определяет углы падения солнечной радиации. Общее годовое потенциальное излучение от Солнца, поступающее на поверхность, уменьшается в сторону полюсов. Продолжительность дня компенсирует это различие летом между 54 ° и 60 ° широты, но зимой входящая солнечная радиация уменьшается. Низкий угол

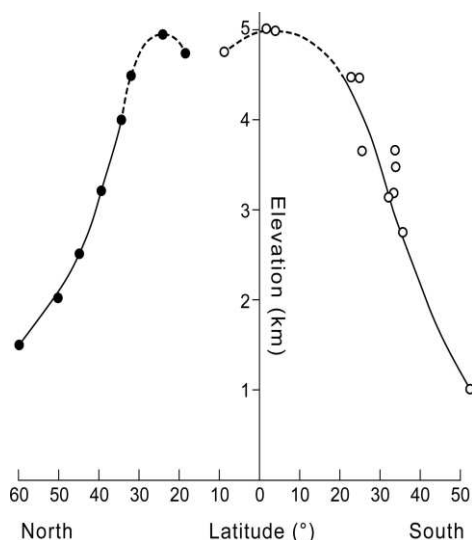


Рис. 3.13. Нижний предел распространения вечной мерзлоты в Андах Южного полушария (белые кружки) (Corte, 1988) по сравнению со средним его значением в Северном полушарии (черные кружки) (Cheng, 1983a): высота (elevation), широта (latitude), север (north), юг (south)

летнего солнечного стояния в полярных и антарктических широтах не компенсируется длительным дневным освещением, а в зимнее время преобладает темнота. Это усиливает охлаждение зимой и снижает эффективность солнца летом. В условиях примерно равной среднегодовой температуры воздуха мощность вечной мерзлоты, по-видимому, меньше на Цинхай-Тибетском плато, чем на 70 °N, тогда как ледяные жилы обычно достигают в Тибете максимум 2 м по сравнению с 4 м вдоль берегов северной России. Активный слой в Тибете также имеет большую мощность. Это может быть связано с большей летней интенсивностью солнечного излучения на более низких широтах из-за большего угла падения солнечных лучей.

Существует ряд факторов, влияющих на нижний высотный предел распространения вечной мерзлоты (*the lower altitudinal limit of permafrost*), поэтому изменение его с широтой является сложным, но следует определенным закономерностям. При прочих равных условиях связь между нижним высотным пределом

распространения вечной мерзлоты и широтой может быть выражена гауссовой кривой (рис. 3.13, см. Cheng, 1983; Cheng & Wang, 1992; Corte, 1988). Эта кривая напоминает кривые широты по отношению к изотерме 0 °C, снеговой линии, распространению альпийской холодной пустыни и линии леса (рис. 3.14), что указывает на тесную связь этих отношений (Cheng & Wang, 1982). Однако высотный предел распространения вечной мерзлоты на той же широте может значительно различаться. Так, нижняя граница распространения вечной мерзлоты в восточном и западном Китае отличается на 1200 м (Zhou Guo, 1983). Это отчасти связано с континентальностью и другими условиями (Harris, 1988).

Долгота также может быть важной, когда барьер для движения с севера на юг, такой как высокий горный хребет, лежит на пути приближающегося влажного воздуха. Воздух поднимается над горным хребтом, теряя большую часть своей влаги из-за дождей на наветренной стороне гор (*орографические осадки, orographic*

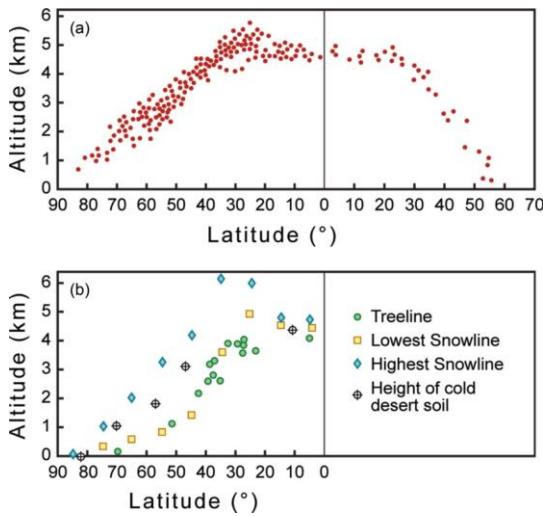
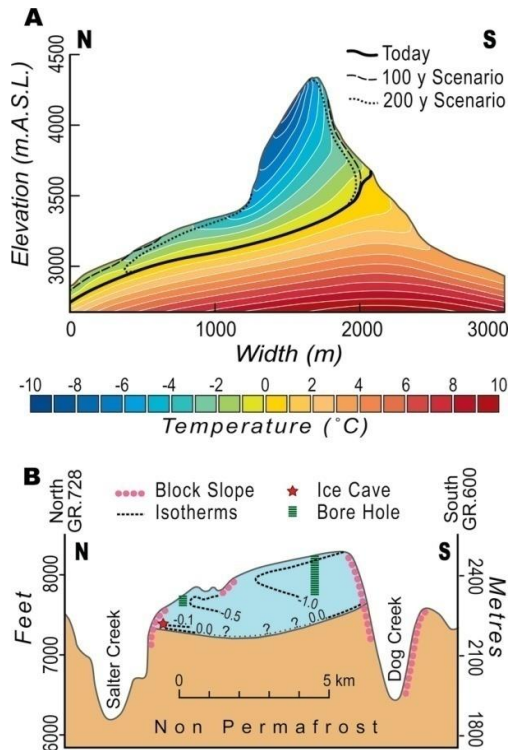


Рис. 3.14. (а) Высота изотермы 0 °С, по широтам (из Maejima, 1977, с разрешения Токийского университета); (б) Высота некоторых географических границ по широтам (из Wenyuan, 1980): высота (elevation), широта (latitude), **линия леса (treeline), нижнее (lowest) и верхнее (highest) положение снеговой линии (snowline), высота распространения альпийской холодной пустыни (height of cold desert soil)**

ветром Фён (Foehn) в Европе. Воздушная масса может забирать больше воды при прохождении над озерами и морями, но, пересекая ряд вытянутых в основном меридионально гор западнее Цинхай-Тибетского плато, она становится сухой воздушной массой, которая способствует опустыниванию центрального и западного Китая. На восточных склонах Цинхай-Тибетского плато Восточно-Азиатский муссон распространяется лишь до высоты 3600–4000 м, поэтому он не доставляет осадков к главному плато. Это приводит к существенным климатическим различиям в Китае.

precipitation), для того, чтобы опуститься в виде сухой, теплой воздушной массы, называемой Чинук (Chinook) в Северной Америке или

Рис. 3.15. Сравнение А, расчетного температурного поля для разреза север-юг горы Маттерхорн (Matterhorn), Альпы, с современной (today) изотермой вместе с прогнозируемой для 2109 (100 y scenario) и 2209 (200 y scenario) гг. на основе нынешних темпов потепления климата (изменено по Noetzli & Gruber, 2009) и В, гора Плато с реликтовой вечной мерзлотой, оставшейся с того момента, когда она была массивом, окруженным ледниками во время последнего оледенения (15–25 ка) (изменено по Harris & Prick, 1997): высота (elevation) над уровнем моря (A.S.L.), м, температура (temperature), немерзлые породы (non permafrost), блокковый склон — скопление угловатых обломков горных пород на поверхности в горных или полярных регионах, на склонах от 5° до 25° — (block slope, White, 1976), изотермы (isotherms), ледяная пещера (ice cave), футы (feet), метры (meters), север (north), юг (south), скважина (bore hole)



3.2.7. Топография и высота

Топография очень важна (рисунок 3.4) в районах с относительно низкими максимальными углами падения солнечной радиации; на склонах северо-восточной экспозиции обычно наблюдается другая растительность, которая не встречается на склонах юго-западной экспозиции. При прочих равных условиях вечная мерзлота находится дальше к экватору на склонах с северо-востока. Это одна из причин развития **прерывистой (discontinuous), спорадической (sporadic) и изолированной, или островной (isolated)** мерзлоты. Положение на склоне также имеет значение, отдельные острова вечной мерзлоты могут впервые появиться у подножия склонов. Крутые горы отбрасывают большие тени в течение значительной части года, что становится все более важным с увеличением широты (рис. 3.15 и 3.16). Есть также солнечные ловушки и холодные пятна, кроме того, наблюдается **инверсия (inversion)**, при которой более высокие зимние температуры воздуха наблюдаются на высоте около 100 м над седловиной в горах (Harris & Brown, 1982).

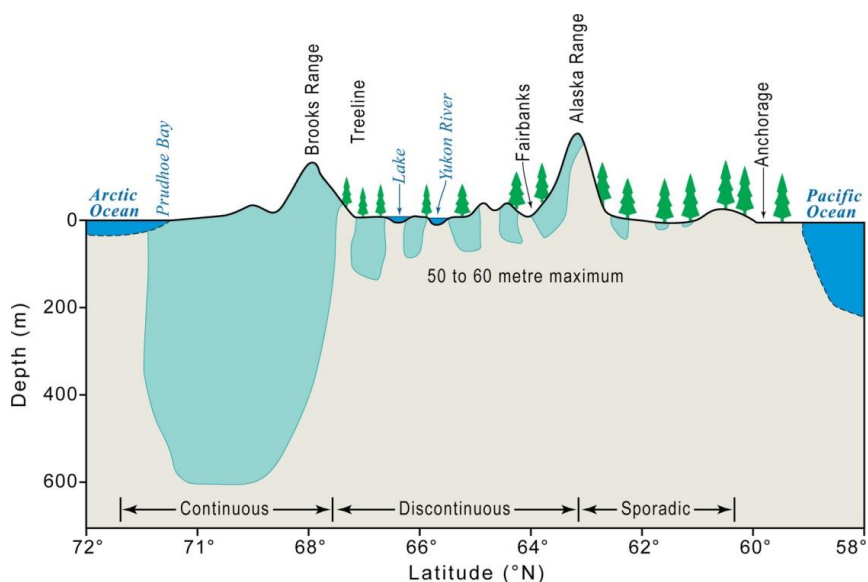


Рис. 3.16. Разрез с севера на юг через Аляску показывает положение и мощность вечной мерзлоты в масштабе. Обратите внимание на влияние экспозиции на распределение вечной мерзлоты: Северный ледовитый океан (Arctic ocean), Тихий океан (Pacific ocean), от 50 до 60 метров максимум (50 to 60 metres maximum), глубина (depth), широта (latitude), сплошная (continuous), прерывистая (discontinuous), спорадическая (sporadic) вечная мерзлота

Топография также вызывает локальные изменения растительности, зимнего снежного покрова и гидрологии, которые влияют на распределение таликов и мощность активного слоя. Даже в районах сплошной вечной мерзлоты она образует холодный слой в верхней части горных пород, который имеет тенденцию следовать контурам рельефа (рис. 3.14а), хотя и изменяется под влиянием гидрологии. Напротив, подошва реликтовой вечной мерзлоты у бывших **нунатаков** (англ. **nunataks**, гренл. **nunataaq** — окружённые льдом скалистые пики или горные гребни, выступающие над поверхностью ледника) имеет тенденцию быть

параллельной прежней границе ледяного покрова, будучи почти горизонтальной на горе Плато, несмотря на топографию (рис. 3.14b).

Воздушные массы имеют определенный верхний предел движения. Так, Индийский муссон проходит лишь на высоте около 5000–6000 м, поэтому он не может легко пересечь Гималаи в настоящее время, чтобы принести влагу на плато Цинхай-Тибет. Точно так же Восточноазиатский муссон проходит на высоте около 4000–4500 м, поэтому он не доставляет большого количества осадков на северо-восточные склоны плато Цинхай-Тибет (Harris & Jin, 2012). Глубоко залегающие многолетнемерзлые толщи в горах, например, вдоль хребта Тангула (Tanggula) (5000–6000 м), являются реликтовыми.

Высота влияет на распределение вечной мерзлоты, потому что воздух становится холоднее с увеличением высоты. Скорость изменения температуры с высотой называется **высотным градиентом (lapse rate)**, и средний приповерхностный высотный градиент составляет примерно минус 1,6 °C/100 м высоты. Однако это очень изменчиво и особенно зависит от распределения массы воздуха, времени суток, сезона года и характера поверхности (растительность, городская застройка, снежный покров). Холодная монголо-сибирская масса воздуха с высоким давлением проходит на высоте лишь около 4000 м над северными склонами, так что температуры на основной части Тибетского плато зимой зависят от местного высотного градиента, а летом на территории выше 4500 м.

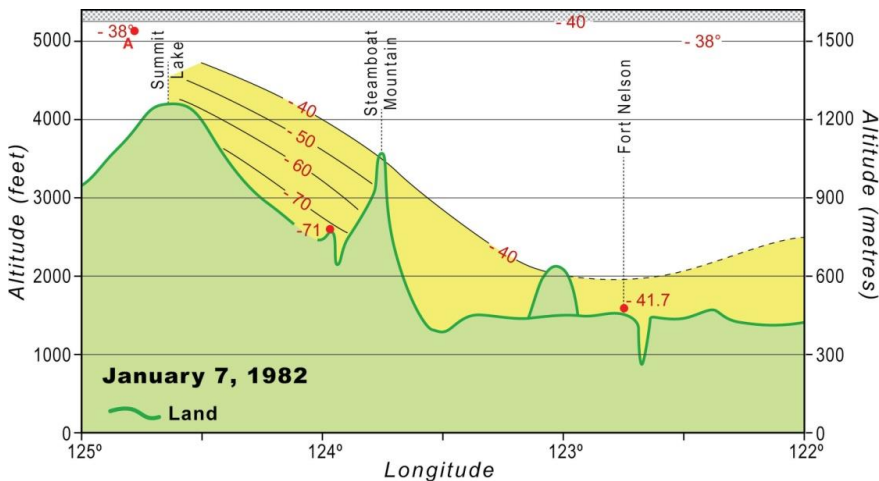


Рис. 3.17. Сток холодного воздуха (cold air drainage) к западу от Форта Нельсона, Британская Колумбия, 7 января 1982 года с инверсией (inversion) распределения температуры (изменено из Harris, 1982, рис. 1). Самая низкая корректная температура составляла -64 °C: высота (altitude), широта (latitude)

Там, где теплый воздух поднимается вверх, может наблюдаться повышение температуры с высотой до тех пор, пока не будет достигнут максимум, после чего градиент станет отрицательным. Более низкие температуры на больших высотах являются причиной распространения вечной мерзлоты на юг вдоль восточных Кордильер Северной Америки (Harris, 1986b), а также появления вечной мерзлоты на плато Цинхай-Тибет. В обширных горных хребтах с закрытыми глубокими долинами может произойти **сток холодного воздуха (cold air drainage)** и формирование **инверсии (inversion)** температуры (см. ниже).

3.2.8. Сток холодного воздуха

В долинах и бассейнах на больших участках горной местности климат может быть изменен зимой под воздействием **стока холодного воздуха (cold air drainage)**. Когда небо становится ясным, а ветер слаб, в ночное время происходит излучение тепла в атмосферу, или **переизлучение (reradiation)**. Там, где существуют различия в растительности с высотой, дифференциальные потери тепла за счет переизлучения приводят к серьезному охлаждению тундры и прилегающего воздуха, который становится все более плотным по сравнению с лесистыми склонами на более низких высотах. Когда разность в плотности воздуха становится достаточно высокой, чтобы преодолеть сопротивление шероховатости поверхности, более холодный воздух перемещается вниз, вытесняя менее плотный теплый воздух в углублениях (рис. 3.17, по Harris, 1983b). Как только он там окажется, он не может быть легко удален. Холодный воздух может оставаться в низине до примерно недели, а теплый воздух просто будет скользить сверху. Среднее количество событий стока холодного воздуха в Фокс-Лейк, Юкон, между 1987 и 1996 годами включительно, составляло 6,5 событий в год. Их количество зависит от рельефа и температуры воздушной массы, но в долине реки Юкон он имеет тенденцию возникать, когда температура поверхности основной массы воздуха падает ниже -16°C (рис. 3.18, по Harris, 2006 г., 2007, 2010с). Отвод холодного воздуха вызывает **инверсию (inversion)** температуры, которая

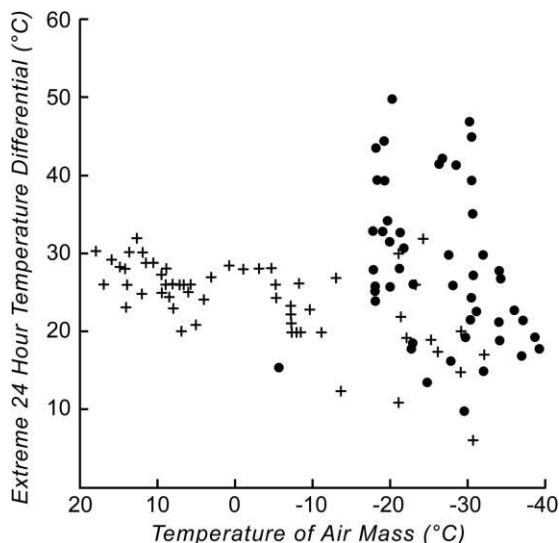


Рис. 3.18. Температура воздушной массы (temperature of air mass) неподвижного воздуха и максимальные за 24 часа температурные различия (extreme 24 hour temperature differential) в случае присутствия или отсутствия стока холодного воздуха на озере Лисьем (Fox Lake), Территория Юкон Yukon Territory для зим 1987–1996 г. (по Harris, 2007). Черные кружки соответствуют данным событий стока холодного воздуха

проявляется в среднегодовой температуре воздуха на разных высотах в горах, например, в Снаг (Snag) и Майо (Mayo), Юкон, и в высоких горах Сибири. Понижение температуры в долинах приводит к развитию вечной мерзлоты в районах с прерывистой или спорадической вечной мерзлотой. Среднегодовая температура поверхности горных пород в долине оказывается ниже, чем выше на склоне горы.

3.2.9. Буферизация температуры в горных долинах

Одна из характеристик глубоких долин в больших районах гор в континентальных условиях заключается в том, что среднегодовая температура воздуха в долинах не вполне следует изменениям климата, которые отмечаются на окружающих равнинах (Harris, 2006, 2007, 2010с). Это происходит на склонах гор

и в низинах, подверженных влиянию океанских течений. В случае горных долин центрального и южного Юкона и Аляски это, по-видимому, обусловлено совместным влиянием стока холодного воздуха, инверсий и туманов (Harris, 2006, 2007). Если воздух локально прогревается, и теплый воздух встречается с холодным воздухом, запертым в горных долинах, при инверсии развивается более толстый слой облаков, что приводит к уменьшению **инсоляции** (*insolation*) на поверхности горных пород. Это препятствует эффекту регионального потепления. Для стока холодного воздуха требуется, чтобы на этом участке была достигнута определенная минимальная температура (рис. 3.18). Поскольку нагрев в 2 °С не меняет существенно зимнюю погоду, и температура ниже этого порога, сток холодного воздуха остается основным фактором, поддерживающим стабильность многолетнемерзлых толщ. Кроме того, большинство горных долин имеют обширные озера и болота. Когда холодный воздух покрывает открытую воду в начале осени, развивается паровой туман, сокращая инсоляцию, достигающую поверхности горных пород, до тех пор, пока вода не замерзнет в начале декабря. К тому времени солнечное излучение в этих северных широтах минимально. Региональное потепление заставляет воздух содержать больше влаги, что имеет эффект обратной связи в виде увеличения мощности и продолжительности парового тумана. Эти процессы могут возникать только в понижениях в горах, и эта буферизация может объяснить, почему в таких районах в течение последних крупных оледенений в Берингии и Восточной Сибири произошло снижение среднегодовой температуры воздуха только на 9–10 °С, в то время как в Западной Европе произошло снижение по меньшей мере на 19 °С (Washburn, 1979; Isarin, 1997). Таким образом, эти буферные зоны были очень важными убежищами во время оледенений.

3.3. ЛАНДШАФТНЫЕ ФАКТОРЫ

3.3.1. Растительность

Растительный покров играет огромную роль в формировании микроклимата на залесенных территориях в районе распространения вечной мерзлоты, но это влияние уменьшается по мере движения к полюсам, т. к. растительность становится более чахлой и постепенно замещается тундровыми растениями (Brown, 1963, 1970, 1972). В Арктике и Антарктике есть полярные пустыни, где даже подушечные растения не способны выживать. Однако существуют лишайники, которые могут выживать на скальных горных породах. Разрушение растительности оказывает значительное влияние (Москаленко, 1998).

Наиболее очевидным примером влияния растительного покрова является уменьшение глубины активного слоя за счет защиты горных пород от инсоляции (Brown and Johnson, 1964, Lindsay and Odynsky, 1965; Jeffrey, 1967; Price, 1971). Если мох присутствует, он значительно уменьшает мощность активного слоя аналогично торфу (Greene, 1983; Harris, 1979b), т. е. он действует как тепловой диод, а также толстый слой растительной подстилки. Эффект возникает в течение года и может привести к понижению среднегодовой температуры поверхности горных пород на 2–4 °С (Kudryavtsev *et al.*, 1974), а иногда и больше по сравнению с почвами без мохового покрова.

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. В российской тайге максимальное охлаждение наблюдается в еловых и сосновых лесах с понижением температуры на 0,5–2 °С по сравнению с открытыми участками.

В лесотундровой зоне и кустарниковой северной тайге Западной Сибири уменьшение солнечной радиации компенсируется уменьшением турбулентного теплообмена. Однако накопление снега из-за ветрового переноса способствует лучшей изоляции подстилающего основания от зимнего теплообмена, чем на открытых участках с дефицитом снега. Это приводит к повышению среднегодовой температуры поверхности горных пород на участках снегонакопления. Плотность снега также на 5–10 % меньше в кустарниковой растительности (Павлов и Дубровин, 1979).

Хвойные деревья перехватывают часть снега, создавая участок с тонким или незначительным снегом вокруг, что значительно меняет местный теплообмен (Viereck, 1975). В густых, темных хвойных лесах Южной Сибири наблюдается существенное сокращение снежного покрова, что приводит к значительному охлаждению горных пород. Лиственные деревья только дают тень летом, тогда как хвойные породы создают значительно отличающийся микроклимат зимой, например, температура воздуха ниже хвойных пород зимой в Скалистых горах юго-западной Канады в среднем на 1 °С выше, чем в соседних экосистемах (Harris, 1976).

Под кронами деревьев старого Западного Красного Кедрового леса к востоку от Ревелстока, Британская Колумбия, температура воздуха летом составляет около 15–20 °С, тогда как температура воздуха в соседнем, более открытом молодом лесу составляет более 30 °С. Воздух в старом лесу очень влажный, и папоротники и мхи широко распространены в тени, тогда как во молодом лесу воздух имеет относительную влажность менее 60 %. Деревья изменяют скорость ветра на поверхности горных пород, тем самым уменьшая теплопередачу. Горные породы под деревьями имеют тенденцию удерживать больше влаги летом, чем горные породы под растительностью пастбищ. Деревья формируют горизонт растительного опада (подстилку) на поверхности горных пород, и поскольку в течение короткого летнего сезона в районах с вечной мерзлотой скорость распада органического материала идет медленно, обычно присутствует значительный органический слой. Это может формировать эффект температурной сдвижки, поэтому острова вечной мерзлоты могут присутствовать во влажных лесных районах у подножия склонов, например, на северных склонах Тянь-Шаня в Китае, и в Швейцарии. Уильямс и ван Эвердинген (Williams & van Everdingen, 1973) сообщали, что температура воздуха на несколько градусов ниже в торфяниках с чахлыми еловыми деревьями, чем на окружающих участках с другой растительностью в северной Канаде.

Удаление или нарушение поверхностного растительного покрова обычно приводит к деградации подстилающей вечной мерзлоты (Maskau, 1970), при условии, что мох и/или торф не будут служить теплоизоляторами (Linell & Johnston, 1973). Виды нарушений включают в себя выпас скота, пожары, проезды транспорта, лесозаготовки, выращивание сена или инженерные сооружения всех видов. Сукцессионная эволюция растительности приводит к изменениям теплового режима, приводящим к аградации или деградации вечной мерзлоты. Так, колонизация

растительностью песчаных стариц вдоль рек обычно сопровождается расширением области развития вечной мерзлоты, например, в дельте Маккензи (Smith, 1975), но во Внутренней Аляске вечная мерзлота более широко распространена на ранних этапах развития ивы и бальзамического тополя (Balsam Poplar) (Viereck, 1970; Péwé, 1970; VanCleve & Viereck, 1983). На структурных почвах в Фокс-Лейк, территория Юкон, активный слой был меньшей мощности под ивами и зрелым еловым лесом (Harris, 1993). Blok *et al.* (2010) предположили, что расширение области распространения кустарников в некоторых регионах Арктики (Sturm *et al.*, 2001; Tare *et al.*, 2006) может, по крайней мере, частично противодействовать потеплению, путем поглощения углекислого газа (Lawrence & Swenson, 2011). Сосудистые (почти все высшие растения за исключением мхов) и невазкулярные (остальные) растения, присутствующие на поверхности почвы, оказывают различное тепловое воздействие на горные породы на широтах 61–64 °N в южной части Юкона (Harris, 1998b). **Поглощенная солнечная радиация (net solar radiation, Rn)** в яркие солнечные дни в августе составляет лишь 25 % суммарной радиации, или **потенциального излучения (potential radiation)**. Однако в тени поглощенная солнечная радиация отрицательна, даже в 14 часов. Тепловой поток в горные породы под различными растительными покровами сильно отличается, в зависимости от вида растений и структуры растительности. Одиночные деревья или несплошные напочвенные покровы характеризуются наименьшим отрицательным (охлаждающим) влиянием и наивысшими суточными амплитудами. Участки в тени деревьев демонстрировали отрицательный чистый тепловой поток, хотя средняя дневная температура составляла 11,3 °C в течение ряда 20-минутных наблюдений. Июньские измерения, сделанные сразу же после таяния снежного покрова при средней дневной температуре в 1,2 °C, показали более высокие тепловые потоки и суточные их диапазоны, чем в августе, по всем растительным видам, за исключением *Cladina stellaris*, под которыми поток тепла почти не изменился. Это может быть связано с относительно небольшим содержанием влаги и открытой формой роста этого вида. Поверхности, покрытые кустарниками, всегда демонстрировали большую потерю тепла (рис. 3.3), вероятно, из-за затенения их листьями. Многоуровневые растительные покрытия приводят к еще большему эффекту, например, в Фокс-Лейке средняя годовая температура горных пород упала на 3–4 °C, как только сформировалась двухуровневая растительность, а активный слой уменьшился с 200 см до 60–80 см (Harris, 1993). Таким образом, растительность может способствовать сохранению вечной мерзлоты в течение коротких периодов времени со среднегодовой температурой воздуха выше 0 °C.

Различные растительные покровы имеют разные альбедо (Petzold & Rencz, 1975; Stoy *et al.*, 2012). В Шеффервилле, Квебек, сухой покров, состоящий из лишайника *Cladonia stellaris* имел альбедо от 0,233 до 0,264, тогда как альбедо черной ели составляет 0,158, *Dicranum fuscescens* составляя 0,147, а осоки от 0,071 (влажные) до 0,109 (сухие). Таким образом, светлый лишайник (*Cladonia stellaris*) отражает больше поступающей солнечной радиации, чем другие растения. Выпас оленей может повысить температуру поверхности горных пород за счет уменьшения влияния рода *Cladonia* (Stoy *et al.*, 2012).

Растительность также изменяет гидрологические условия участка. Эффект О-горизонта почвы в удержании влаги и сокращении стока хорошо известен. *Sphagnum fuscum* может содержать до 2000 % воды по массе, тогда как *Aulacomnium palustre* удерживает до 1600 % (Harris, 1998). Однако некоторые мхи

и лишайники не содержат столько влаги, а Kershaw & Rouse (1971, рисунки 7 и 8) показали, что разновидности одного и того же вида обладают различными свойствами удержания воды. Таким образом, необходимо оценить водоудерживающую способность лишайников или мха, прежде чем заключить, какое влияние они могут оказать на доступность влаги в подстилающей почве (см. Brown, 1969; Brown & Réwé, 1973). Blok *et al.* (2011) экспериментировал с удалением слоя мха и обнаружил, что эвапотранспирация из подстилающей почвы увеличилась, а значительный изоляционный эффект мохового слоя был утрачен.

3.3.2. Гидрологические и гидрогеологические условия

Woo (1986, 2012) подробно описывает влияние гидрологических условий на вечную мерзлоту. Подземные воды в многолетнемерзлых горных породах подразделяется на три типа, а именно: **надмерзлотные, внутримерзлотные и подмерзлотные (*supra-permafrost, intra-permafrost, and sub-permafrost*) воды (*waters*)**. Наиболее вероятно загрязнение надмерзлотных вод, поскольку мерзлые породы имеют очень низкую водопроницаемость. Внутримерзлотные воды обычно представляют собой содержащие соли криопэги, которые не подходят для потребления животными. Только самые солеустойчивые растения могут использовать их в качестве источника воды. Подземные пути фильтрации обычно представляют собой талики, а вечная мерзлота ограничивает места, где вода может выходить на поверхность. Вода в вечной мерзлоте часто содержит соли, вымытые из соседних отложений. Основным эффектом подземных вод, находящихся под вечной мерзлотой, заключается в формировании **пинго (*pingos*)** и **наледей (*icings*)**. Четвертая категория вод в области вечной мерзлоты образует поверхностные водные объекты, которые являются довольно распространенными в этих районах.

В засушливых районах, таких как Монголия и северо-восточный Тибет, движение поверхностных и подземных вод по кровле вечной мерзлоты может способствовать образованию пинго (бугров пучения) (см. рис. 1.19) и наледей (Kowalkowski, 1978; Froehlich & Slupik, 1978). В более влажных районах они, как правило, производят **сезонные морозные бугры пучения (*seasonal frost blisters*)**. Эти полосы стока были названы **водными траками (*water tracks*)** в Антарктиде (Levy *et al.*, 2011). Они состоят из зон горных пород высокой влажности, через которые проходит вода. Содержание воды в горных породах и ее состояние оказывают значительное влияние на мощность активного слоя. Теплопроводность льда больше, чем у горных пород, а превращение льда обратно в воду требует значительного количества энергии, прежде чем горные породы смогут прогреться. Подобное же удаление энергии требуется при промерзании осенью. Повышенная влажность горных пород приводит к уменьшению глубины сезонного промерзания и протаивания. Это связано с эффектом температурной **сдвижки минеральных отложений (*mineral soil offset*)** который определяется отношением коэффициентов теплопроводности мерзлых и талых горных пород, а также величиной годового теплообмена в горные породы. Ее величина находится в диапазоне примерно от 0,5 °C до 1,5 °C (Кудрявцев и др., 1974). Если теплопроводность горных пород в талом состоянии λ_{uf} отличается от теплопроводности горных пород в мерзлом состоянии λ_f , то средняя годовая температура горных пород изменяется с глубиной в активном слое, достигая минимума на подошве.

Там, где развиваются термокарстовые формы рельефа, вода движется в активном слое и вниз по склону по кровле мерзлоты. Эта вода образуется из оттаивающего снежного покрова и льда водоемов, а также подземного сегрегационного льда, образовавшегося во время зимнего промерзания. Вода обогащена солями, полученными в результате химического выветривания горных пород, а также из-за растворения солей, содержащихся в горных породах. Содержание соли в таких водах примерно в четыре раза выше, чем в обычном стоке, а количество воды, транспортируемой таким образом, может быть примерно в два раза больше. Эти водные потоки представляют собой соляные супермагистрали, перераспределяющие воду, энергию и питательные вещества в холодных пустынях Антарктики. Вода в конце концов оказывается в озерах, которые повторно промерзают. Аналогичные пути естественного течения воды в активном слое были найдены вдоль Аляскинского шоссе вблизи Бивер-Крик (de Grandpré *et al.*, 2010), где они создают проблемы, способствуя деградации многолетнемерзлых толщ под шоссе.



Рис 3.19. Результаты размещения дорожного водопровода слишком низко в районе развития повторно-жильных льдов вдоль шоссе Демпстер, территория Юкон, на следующий год. © S. A. Harris

Влияние поверхностных вод наблюдается в более влажных районах. Жидкая вода является источником тепла и эффективным средством оттаивания и эрозии (Ling *et al.*, 2012), особенно при движении через льдистые горные породы (Maskay & Black, 1973). Это особенно хорошо проявляется после пожара или любого другого вмешательства в естественную растительность. Таким образом, изменение уровня грунтовых вод, например, путем устройства слишком низкого водопропуска, может дать впечатляющие результаты в областях с повторно-жильными льдами (рис. 3.19). И наоборот, очень сухой воздух и сильные ветры на плато Цинхай-Тибет приводят к экстремальному испарению и охлаждению горных пород в долинах с высоким уровнем грунтовых вод, что может привести к развитию вечной мерзлоты. Тепловые свойства воды и льда таковы, что во влажных или водонасыщенных горных породах развит меньший по глубине активный слой, чем в сухих горных породах в аналогичных условиях. Лед является основным компонентом, обуславливающим формирование большинства характерных уникальных форм рельефа, встречающихся в районах вечной мерзлоты, например, **каменных глетчеров (rock glaciers)** и **торфяных бугров (peat mounds)**. В результате различные формы рельефа встречаются в районах с относительно сухой вечной мерзлотой и в районах, находящихся в плохо дренированных районах.

Когда весной повышается температура воздуха выше 0 °С, температура в снежном покрове становится постоянной и равной 0 °С. Поскольку снег медленно переходит в воду, она перемещается к подошве снежного покрова, где начинает двигаться вниз по склону. Увлажненная зона может иметь мощность до 40 см и способствовать значительной эрозии даже на пологих склонах.

Harris (1998с) описал пучины у дороги на перевале Норс Форк на шоссе Демпстер, где на вершине холма была нормальная зрелая тундровая растительность,

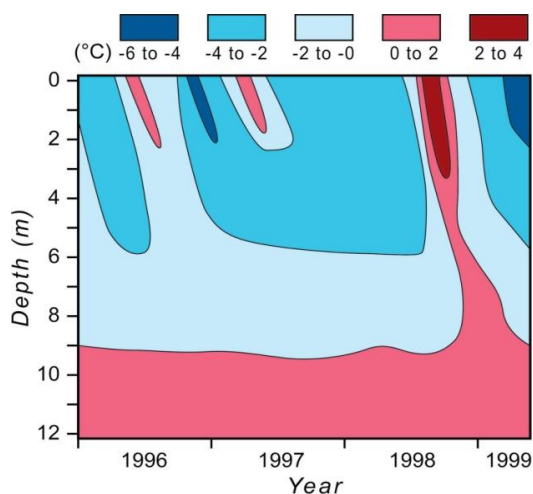


Рис 3.20. Температура горных пород (°С) в верхних 12 м в период с 1996 по 1999 год (year) включительно в скважине # 2 в зависимости от глубины (depth), Лыжный район Мармот, Национальный парк Джаспер. Обратите внимание на недолгое потепление, поскольку талая вода способствует образованию вертикального канала через вечную мерзлоту (по Harris, 1999, Рис 6)

но на песчаных горных породах в мелких депрессиях растительность была другой. Песок состоял из остатков осадка, размывого весной из подстилающих горизонтов подземным потоком воды. Там, где талая вода движется вниз по дневной поверхности горах, она согревается на солнце, а затем движется под землю, принося дополнительное тепло в активный слой. Она способствует увеличению мощности активного слоя и может вызвать образование временного талика (Harris, 1999). Затем более теплая вода попадает в более глубокие горизонты под вечной мерзлотой, и канал быстро промерзает (рис. 3.20).

Из-за изменения структуры потока воды из года в год содержание влаги и глубина активного слоя сильно варьируют на данном месте на склоне. В высоких горах часто происходит инверсия температуры, позволяющая талой воде проникать в подстилающие породы, а затем перемещаться под вечной мерзлотой, обеспечивая гидростатический напор, который позволяет образовываться наледям и открытым системам пинго в основании склона (van Everdingen, 1990; Kane *et al.*, 2013). Линии разломов в скальных породах способствуют этому процессу. Локально в районах распространения известняка эти подземные воды вызывают сезонное наводнение (van Everdingen, 1981).

Теплообмен может происходить между горными породами и движущимися грунтовыми водами, а также инфильтрующимися атмосферными осадками, формируя **сдвигку за счет инфильтрации атмосферных осадков (infiltration of atmospheric precipitation offset)**. Инфильтрация теплых летних осадков может значительно увеличить среднегодовую температуру горных пород, по крайней мере, на 2 °С (см. 3.2.5).

3.3.3. Водоёмы

Водные покровы оказывают сильное влияние на температуру горных пород. Там, где озера и реки не промерзают до дна зимой, образуется талик. Крупные водоёмы, тонкий зимний лед и мощный снежный покров способствуют

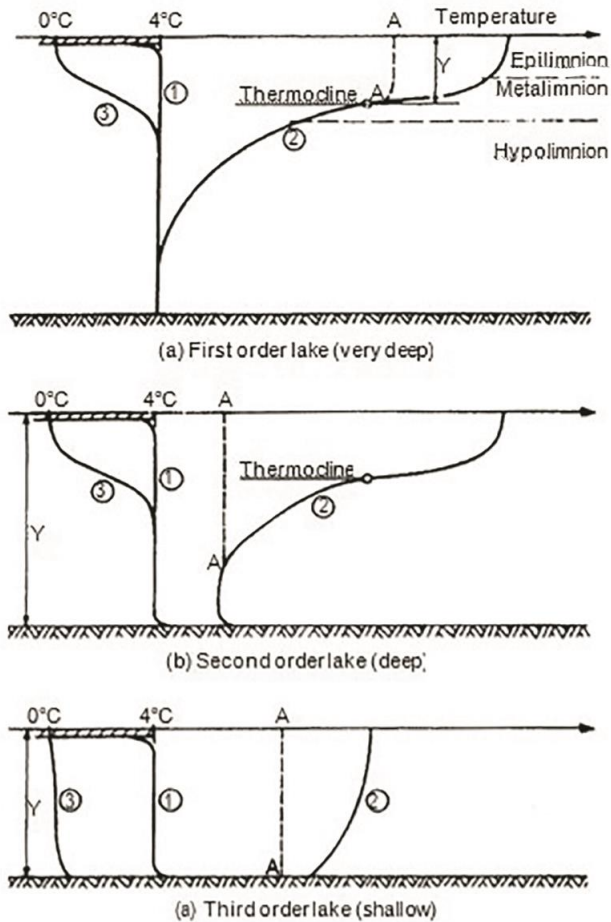


Рис. 3.21. Температурные режимы в холодных, пресноводных озерах различной глубины в Северной Америке (по Michel, 1971, рис. 30). 1 — показывает изотермическое состояние осенью, 2 — температуры воды летом и 3 — зимой, а) озеро первого порядка (очень глубокое) (first order lake (very deep)), б) озеро второго порядка (глубокое) (second order lake (deep)), в) озеро третьего порядка (мелкое) (third order lake (shallow)), температура (temperature), термоклин (thermocline), эпилимнион, или верхние слои воды в озере (epilimnion), промежуточный слой воды в озере, совпадает со слоем скачка температуры и плотности воды, — металимнион (metalimnion), характерный для глубоких озер холодный, бедный кислородом слой воды, лежащий ниже зоны перепада температуры — гиполимнион (hypolimnion)

образованию больших сквозных таликов (Feulner & Williams, 1967; Brown & P  w  , 1973). Где озеро достаточно мелко, чтобы промерзнуть до дна зимой, под ним будет развиваться вечная мерзлота. Тем не менее, озера и реки могут вызвать оттаивание вечной мерзлоты, что может привести к увеличению размеров водоемов в богатых льдом отложениях, например, при образовании **аласов (alás)** в Сибири. Michel (1971) приводит температуры глубоких (> 10 м) и мелких пресноводных озер (рис. 3.21), по данным исследований североамериканских озер. Он допускает, что нет подземных источников, поэтому термическая стратификация связана прежде всего с глубиной. Обратите внимание на эффект изменения

плотности при 4 °С. Запас тепла и результирующее распределение температуры на поверхности озерного льда зимой показаны на рисунке 3.22 (из Liston & Hall, 1995). За счет снежного покрова и влияния озерного льда возникает температурная сдвигка (**сдвигка озерного льда, lake ice offset**). Кудрявцев (1954) использовал другую формулу для расчета температур на днище малых озер, которые промерзают до дна (см. Рис. 3.23):

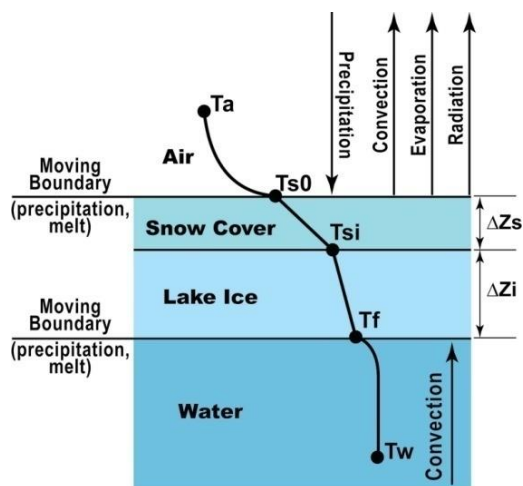


Рис. 3.22. Запас тепла и температурные сдвигки (thermal offsets) в случае образования озерного льда (по Liston & Hall, 1995): атмосферные осадки (precipitation), испарение (evaporation), конвекция (convection), излучение (radiation), подвижная граница (moving boundary), таяние (melt), снежный покров (snow cover), озерный лед (lake ice), вода (water)

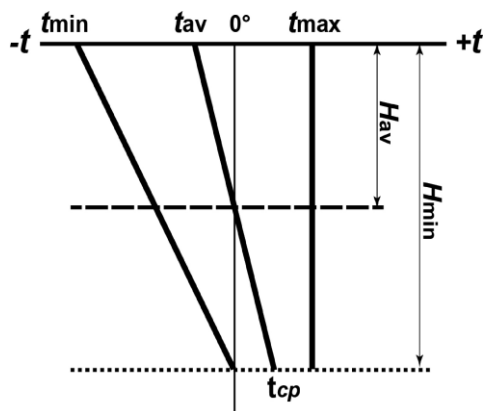


Рис. 3.23. Влияние малых озер на температуру горных пород (Dostovalov & Kudryatsev, 1967), пояснения в тексте

$$T_H = 0,5 * \left(\left(1 - \frac{H}{H_i} \right) * t_{min} + t_{max} \right) \quad (3.10)$$

где: H — глубина от поверхности озера, м; H_i — максимальная для этой области толщина льда (H_{min} на рис.3.23), м; t_H — среднегодовая температура на глубине H , °С; t_{min} & t_{max} — соответственно минимальная среднемесячная температура на поверхности льда под снегом и максимальная среднемесячная температура воды, °С.

В более глубоких озерах и водохранилищах влияние воды зависит от глубины, продолжительности их существования, размера и от гидрогеодинамики подземных вод. На результат влияют теплообмен на поверхности, конвективный теплообмен из-за локального нагрева или ветрового перемешивания, а также наличия сезонного льда. В глубоких водоемах, где нижние слои не подвержены воздействию конвекции (т. е. в целом глубже 10–15 м), теплообмен менее важен, чем годовой оборот плотной воды с температурой 4 °С в осенний период. Вклад подземных вод может усложнить ситуацию. В общем, озера, как правило,

способствуют оттаиванию окружающих мерзлых пород (см. Рис. 2.12, Ling *et al.*, 2012). Глубина, где средняя годовая температура равна 0 °С, называется **критической глубиной озера (critical depth of lake) H_{cr}** (H_{av} на рис.3.23):

$$H_{cr} = H_i \left(1 + \frac{t_{max}}{t_{min}} \right) \quad (3.11)$$

Если глубина озера меньше, чем H_{cr} , то под озером будет существовать вечная мерзлота. Если H превышает H_{cr} , то среднегодовая температура горных пород (озерных осадков) будет иметь положительное значение. В интервале глубин от H_{cr} до H_i донные отложения будут сезонно промерзать (Kudryavtsev *et al.*, 1974).

3.3.4. Влияние дисперсных и скальных пород

Могут быть большие изменения в теплофизических свойствах горных пород или снега, что приводит к значительным различиям в распределении вечной мерзлоты. Вечная мерзлота сначала развивается ниже или внутри массивов горных пород или торфа из-за эффекта температурной сдвижки. Темный цвет поверхности обеспечивает больше инсоляции. Отражательная способность может составлять 90 % для снега, 12–15 % для горных пород и около 15–40 % для открытых, лишенных растительности поверхностей (Brown & Péwé, 1973; Brown, 1973a). Это объясняет, почему происходит существенное изменение скорости потепления при одном и том же заданном значении инсоляции во время таяния снега. Кроме того, вода, лед и снег полупрозрачны, а почвы и породы — нет. Входящее излучение может нагревать всю толщину этих форм воды вместо просто поверхности, следовательно, наблюдается более эффективное поглощение тепла водой по сравнению с горными породами (Pavlov, 1999; Harris, 2002a).

Влажность влияет на количество тепла, используемого для испарения, в то время как характер материала определяет его способность вмещать воду. Содержание воды значительно изменяет скорость промерзания для данного субстрата и характер процессов промерзания и оттаивания.

Поскольку геотермальный тепловой поток довольно постоянный, теплопроводность горных пород определяет мощность многолетнемерзлых пород (ММП) и вышележащего активного слоя, при прочих равных условиях (Day & Rice, 1964; Tedrow, 1966; Brown, 1973b). В скальных породах теплопроводность намного выше, чем в рыхлых. В последнем случае тепло передается от частицы к частице через точки соприкосновения, если они не цементированы льдом. На острове Девон, Питерс и Уайт (1971, в Brown and Péwé, 1973, стр. 790) сообщали о мощности активного слоя в 70 см на каменистых полярных коричневых почвах на береговых хребтах, 47 см на слабо выраженных неконсолидированных почвах — регосолях (regosols), 34 см в полярных коричневых почвах, 24 см в глесолях (gleysols) и 13 см в торфе.

3.3.5. Пожары

Многие природные пожары происходят каждый год в районах вечной мерзлоты северного полушария, особенно в лесных зонах (Sykes, 1971; Viereck, 1973). Частота сухих ударов молнии может быть один раз в 90–120 лет вдоль восточных склонов Скалистых гор в Альберте (Masters, 1990; Johnson & Larsen, 1991), а большая часть зоны несплошного (прерывистого) распространения вечной мерзлоты была сожжена не менее одного раза в течение последних 10 000 лет.

Наблюдается значительное снижение частоты пожаров к северу от реки Юкон. Наибольшая частота пожаров была, вероятно, в течение альтермального/гипс-термального (*altithermal/hypsithermal*) теплого периода около 6000–8000 лет назад, известного также как климатический оптимум голоцена. Частота пожаров почти наверняка увеличилась с распространением поселений людей в регионе. Ожидается, что повышение среднегодовой температуры воздуха в районах континентальной вечной мерзлоты увеличит частоту пожаров, а также приведет к изменению как климата, так и растительности в направлениях, которые будут способствовать учащению крупномасштабных лесных пожаров (Чебакова и др. 2009). Огонь может тлеть в течение нескольких месяцев в елово-лишайниковых лесных районах лесотундровой переходной зоны в Онтарио и Квебеке (Rouse & Kershaw, 1971), но в мокрой тундре имеется меньше древесного топлива, и эффекты пожаров значительно снижаются (Wein, 1976; Johnson & Viereck, 1983).

Существует два вида лесных пожаров: **верховые пожары (*crown fires*)** и **наземные пожары (*ground fires*)**. Быстро движущиеся пожары в кронах сжигают деревья над влажными горными породами, но удаляется только поверхностная растительность, а **торфяные плато (*peat plateaus*)** и **пальсы (*palsas*)** сохраняются. Таким образом, в Гудзоновом заливе только верхние 2,5 см растительного покрова страдают от пожаров, а торф ниже защищает вечную мерзлоту (Brown, 1965, 1968).

В исследовании 11 бореальных лесных пожаров во Внутренней Аляске Yoshikawa *et al.* (2003) обнаружили, что передача тепла в вечную мерзлоту кондуктивным путем во время пожара была незначительной. Однако сразу после пожара теплопроводность горных пород может увеличиться на порядок, а альbedo поверхности может уменьшиться на 50 % в случае значительного сжигания органического вещества. Толщина оставшегося органического слоя определяет воздействие пожара на мерзлые породы.

Если большая часть органического покрытия остается, или ее оставшаяся толщина превышает 7–12 см, изменение мощности активного слоя незначительно, несмотря на изменение альbedo. Любое значительное уменьшение толщины органического слоя приводит к увеличению потока тепла вниз, что приводит к увеличению мощности активного слоя. Через 3–5 лет активный слой может стать настолько глубоким (до 4,15 м), что сезонное промерзание не достигнет основания активного слоя предыдущего года, и над вечной мерзлотой будет развиваться талик. Время возврата пожара в бореальном лесу в штате Аляска составляет около 29–300 лет (Yarie, 1981; Dyrness *et al.*, 1986; Kasischke *et al.*, 2000) и, вероятно, со временем уменьшается.

Swanson (1996) обнаружил, что самые холодные и самые влажные части ландшафта во внутренней Аляске (вогнутые поверхности, низины и склоны, обращенные к северу), как правило, не оттаивали глубоко после пожаров. Напротив, многолетнемерзлые горные породы на более теплых и сухих местах (выпуклости, гребни, а также восточные, западные и южные склоны) глубоко оттаивали, если подвергались сильным наземным пожарам. Сухие почвы на гравии и песке находятся в мерзлом состоянии в нынешнем климате, но они обеспечивают меньше пищи для полевок или кормов для лосей.

Когда условия сухие во время пожара, как, например, в Инувике 11 августа 1968 года, растительность и подстилка полностью сгорают, оставляя почерневшую почву на поверхности. Ледяные мерзлые горные породы затем оттаивают, что приводит к обводнению и значительной термической эрозии еще до периода

промерзания в середине сентября. Противопожарные преграды, пройденные до кровли многолетнемерзлых пород для контроля распространения огня, подвергаются еще большей термоэрозии. Последующие исследования показали, что наибольшее увеличение глубины сезонно-талого (активного) слоя произошло во время пожаров, и его мощность продолжала расти в течение многих лет, несмотря на регенерацию кустарниковой растительности (Heginbottom, 1971, 1973, Маскау, 1977). Подобные результаты были опубликованы Viereck (1982) для штата Аляска.

Smith *et al.* (2015) исследовали воздействие пожара в 1985 году в центральной части долины реки Маккензи. Интенсивность уничтожения растительности была больше на холмах, чем в долине, что приводило к большему нарушению активного слоя. Удаление деревьев привело к увеличению мощности снега, а также к уменьшению альбедо летом. Активный слой удвоился по мощности в течение трех лет, после чего он стабилизировался. Температуры активного слоя в верхней части склона понижались до тех, что характерны для горных пород у подножья склона. На всех склонах растительность восстановилась к 2015 г. По оценкам, потребуется 50 лет для полного восстановления леса, и лес едва ли останется таким чистым ельником, как до пожара.

3.3.6. Ледники

Ледники развиваются там, где есть обильные снегопады, которые преобладают над исчезновением снежного покрова за счет таяния летом, что приводит к сохранению снега и льда на поверхности горных пород в течение года. Этот снег превращается в лед, и когда это случается, он начинает течь вниз по склону. Хотя было высказано предположение о том, что ледники и вечную мерзлоту следует рассматривать как часть единой системы (Dobin' ski, 2012), основные процессы, связанные с ними, очень различны. Связь ледников со средними сезонными показателями промерзания и оттаивания показана на рисунке 3.24 (по Harris, 1981b).

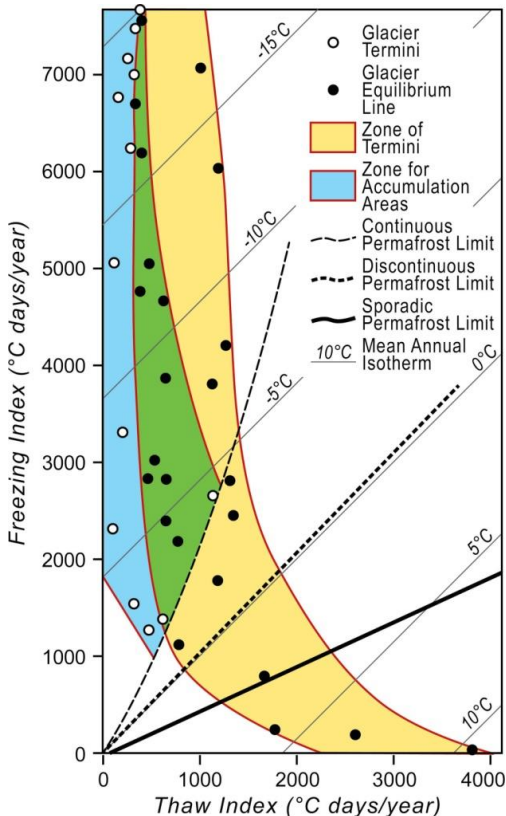


Рис. 3.24. Связь распространения ледников со средними сезонными показателями промерзания и оттаивания и вечной мерзлотой (из Harris, 1981b, Рис. 4): индекс промерзания (freezing index), индекс протаивания (thaw index), граница ледника (glacier termini), равновесие ледника (glacier equilibrium), конечная зона (zone of termini), зона аккумуляции (zone for accumulation), граница распространения сплошной мерзлоты (continuous permafrost limit), граница прерывистой (не-сплошной) мерзлоты (discontinuous permafrost limit), граница островной мерзлоты (sporadic permafrost limit), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm)

Области образования ледников обычно находятся в районах с индексами промерзания и оттаивания, сходными с таковыми для районов с вечной мерзлотой. Единственными исключениями являются случаи, когда лавины добавляют дополнительный снег к основанию склона, обращенного к северу, как, например, на западной обрывистой стороне горы Хефрен, национального парка Банф, Канада.

Поскольку период зимних холодов в этих краях дольше, чем лето, ледник может поддерживать температуры ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ как в самом ледниковом льду, так и в подстилающих горных породах, если климат достаточно холодный, а ледник относительно небольшой мощности (так называемые **холодные ледники, cold-based glaciers**), например, в массивах Куньлунь-Шань, Тянь-Шань и Тангула-Шан. В других местах основание ледника находится в точке плавления под давлением (**теплые или умеренные ледники, warm-based or temperate glaciers**), и вечная мерзлота будет отсутствовать в подстилающих отложениях (рис. 3.26). Геотермальный тепловой поток может значительно различаться в тектонически активных областях, таких, как Камчатка и Цинхай-Тибетское плато, и стабильными платформами континентов, но именно это тепло нагревает нижние слои ледников.

Граница ледника может находиться внутри или вне зоны вечной мерзлоты в зависимости от объема снегопадов, размера ледника и топографии. Граничные условия для образования вечной мерзлоты и ледников зависят от локальных условий, но нижняя граница вечной мерзлоты иногда находится выше в горах, чем равновесная линия ледника (Harris & Brown, 1978). Это связано с изоляционным эффектом толстого снежного покрова, защищающего землю от холодных зимних температур (рис. 3.11).

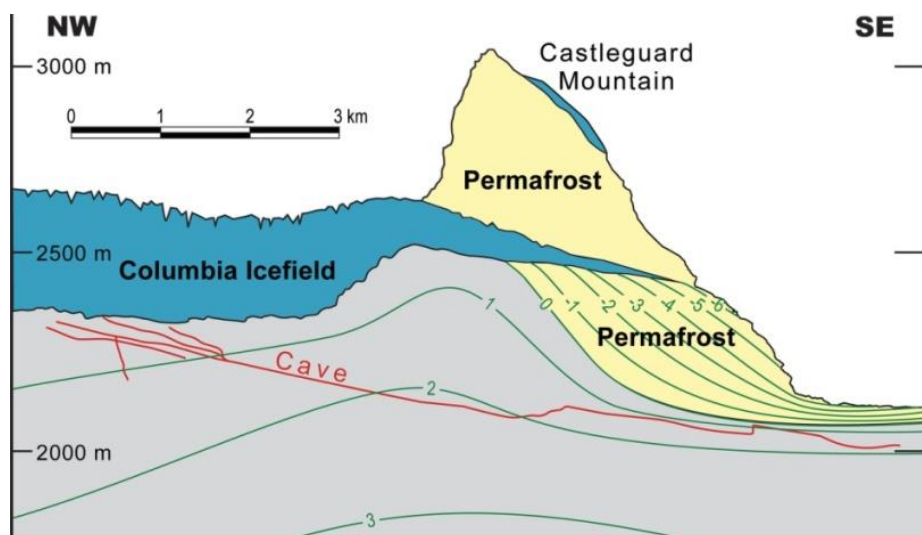


Рис. 3.25. Распространение вечной мерзлоты (permafrost) по отношению к Ледяному полю Колумбии (Columbia icefield) в Национальном парке Банф, Альберта. Ледяная пещера (cave) Кастлегард (Castleguard) образовалась в немерзлых горных породах, защищенных от экстремального зимнего холода теплой северо-западной (NW) частью ледника (см. Muir & Ford, 1985). Напротив, внешний, юго-восточный (SE) край Ледяного поля Колумбии на нижних склонах горы Кастлегард, по-видимому, находится на подстилающей мерзлой толще, т. е. он является **политермальным ледником (polythermal glacier)**

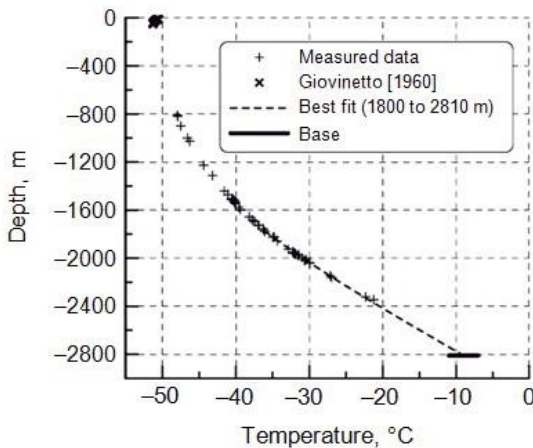


Рис. 3.26. Данные по измерениям (measured data) температур (temperature) горных пород в стволе скважины на различной глубине (depth) через антарктическую ледяную шапку под станцией Восток в Антарктике (Giovinetto, 1960 и Price *et al.*, 2002): аппроксимация (best fit). Обратите внимание на значительное снижение температуры плавления под давлением в основании и необычно низкую температуру поверхности. Там, где под ледником горные хребты в Антарктиде, вечная мерзлота обычно присутствует под основанием ледника

ской Арктике (Müller, 1963). Ледники, основание которых может быть и теплым, и холодным (*политермальный ледник, polythermal glacier*), также описаны и, вероятно, очень распространены (Blatter, 1990; Blatter & Hutter, 1991). Пример влияния ледника на распространение вечной мерзлоты на высоте 2500 м в канадских Скалистых горах показан на рисунке 3.25.

Фактический температурный профиль в ледниках может сильно различаться на коротких расстояниях, обычно в результате адвекции тепла из-за талой воды, протекающей через туннели и трещины, или из-за различной плотности и теплопроводности снега и льда (Lüthi & Funk, 2001). Там, где талая вода движется вблизи основания ледника, она может способствовать оттаиванию мерзлоты вдоль своего пути (Moogman, 2003), в противном случае существует сплошная вечная мерзлота.

Ледники очень чувствительны к изменениям осадков и температуры. Вариации погоды могут создавать значительные различия в температурном профиле ледников небольшой мощности. Эволюция снежного покрова и температура поверхности льда изучались на леднике Индрен (Северо-западные Альпы, Италия) в течение двух зимних сезонов. Оказалось, что глубокий снежный покров не менее 100 см способен поддерживать температуру снега / льда около $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до тех пор, пока снежный покров не достигнет изотермических условий, тогда как зимой небольшая глубина снега не позволяла температуре на подошве достичь равновесного значения, поэтому температура на границе снежного покрова и льда

Лед в ледниках часто действует как покрытие, защищающее подстилающие горные породы от воздействия локального температурного воздействия (рис. 3.25), но лед отличается от снега тем, что имеет значительно более высокую теплопроводность. Он также более прозрачный, так что поступающая энергия поглощается льдом и проникает на значительную глубину после того, как ледник теряет зимний снежный покров. Это также зависит от количества непрозрачного материала (морены), который он несет. Над *линией фирна (firn line)* поверхность состоит из снега во все времена года, что приводит к отражению 80–90 % входящего излучения.

Измерения под ледниковым щитом Гренландии, в 150 км к востоку от Туле, показали температуру $-13\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже 1387 м льда, указывающую на то, что ледник имеет холодное основание (Hanson & Langway, 1966; Langway, 1967; Robin, 1972), но ледники с теплым основанием также могут быть найдены в Канад-

колебалась между -2 и -8 °С (Maggioli *et al.*, 2009). В Западной Канаде ледники сейчас быстро отступают, хотя среднегодовая температура воздуха почти не меняется. Однако зимние снегопады значительно уменьшились со времени **последнего Неогляциального события (Last Neoglacial event)**, или **Малого Ледникового периода (Little Ice Age, LIA)**, примерно около 1640–1850 гг., с учетом нескольких похолоданий его начало около 1300 г.

Judge (1973) предположил, что нынешние температуры горных пород в Северной Канаде ниже, чем температуры подошвы ледников во время плейстоцена, исходя из оценки мощности ледникового щита Лоурентида более 1200 м. Во время дегляциации вечная мерзлота в районах с приледниковыми озерами, вероятно, оттаяла бы. Однако в таких районах, как гора Плато, которые не были защищены плейстоценовыми ледниковыми щитами, развилась мощная, холодная мерзлая толща, которая не могла быть сформирована в нынешнем климате.

3.3.7. Воздействие человека

Современная жизнь, особенно за пределами зоны распространения вечной мерзлоты, предполагает значительные манипуляции с прилегающим ландшафтом. Это часто несовместимо с сохранением вечной мерзлоты. В результате использование многолетнемерзлых оснований предполагает значительную модификацию методов строительства зданий, дорог, железных дорог и трубопроводов (Harris, 1986a). Извлечение рудных минералов также осложняется. Примеры используемых методов приведены в части 3 этой книги.

Глава 4. РАСПРОСТРАНЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

4.1. ВВЕДЕНИЕ

Как отмечено во введении к части 1, мерзлые толщи включают **временно-мерзлые породы** (*temporarily frozen soils*) (существующие в течение часов, дней), **сезонно-мерзлые породы** (*seasonally frozen soils*) (в течение месяцев) и **многолетнемерзлые породы, или вечная мерзлота** (*permafrost*) (сохраняющиеся как минимум два года подряд, часто сотни и даже тысячи лет). Между этими категориями мерзлых горных пород могут быть промежуточные формы. Например, сезонно-мерзлые породы, которые не тают в течение данного лета и сохраняются в течение нескольких лет, называются **перелетками** (*pereletok*) в России. Площадь распространения мерзлых пород называется **криолитозоной** (*временной, сезонной и многолетней*) *cryolithozone* (*temporal, seasonal and perennial*). Глубина промерзания горных пород зависит от тепловых и грунтовых условий, и она варьирует в интервале от нескольких сантиметров до сотен метров. Мощность многолетнемерзлых толщ повышается с понижением среднегодовой температуры воздуха. Участки временно- и сезонно-мерзлых



Рис. 4.1. Приблизительное распространение многолетнемерзлых пород в северном полушарии, по Brown *et al.*, 1997. См. Brown *et al.* (1998): часть поверхности, подстилаемая вечной мерзлотой (percent of landscape underlain by permafrost), области, занятые ледником (glaciated areas)

горных пород обычно непрерывны и простираются в глубину на небольшое расстояние от поверхности земли (от сантиметров до метров). Вечная мерзлота образуется в верхних горизонтах литосферы, ниже зоны сезонного промерзания и оттаивания (**активный слой, the active layer**).

Многолетнемерзлое состояние горных пород по большей части обусловлено воздействием климата, и многолетнемерзлые толщи встречаются в определенных районах вблизи полюсов и на больших высотах в более низких широтах. На рис. 4.1 показано примерное распределение многолетнемерзлых пород в Северном полушарии с использованием зон, представляющих среднее площадное распространение на земной поверхности. На юге зоны распространения многолетнемерзлых пород (ММП) простираются вдоль хребтов и плато с севера на юг (рис. 4.2). Зона прерывистого распространения ММП, которая покрывает широкую широтную зону на относительно плоских участках, становится узкой в горах из-за особенностей рельефа.

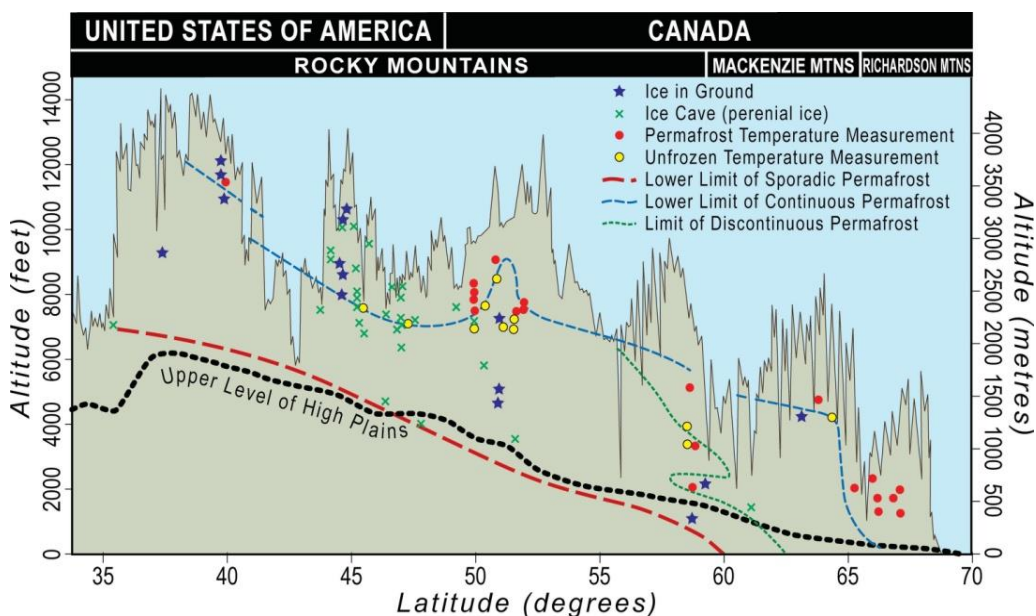


Рис. 4.2. Распространение многолетнемерзлых пород вдоль восточных Кордильер западной части Северной Америки, показывающих её связь с рельефом (Harris, 1986b, Рис. 1): Соединенные Штаты Америки (United States of America), Канада (Canada), Скалистые горы (Rocky Mountains), горы Маккензи (Mackenzie Mnts), горы Ричардсон (Richardson Mnts), высота (altitude), широта (latitude), грунтовый лёд (ice in ground), ледяная пещера, многолетний лёд (ice cave, perennial ice), измерение температуры вечной мерзлоты (permafrost temperature measurement), измерение температуры немерзлых пород (unfrozen temperature measurement), нижняя граница распространения спорадической мерзлоты (lower limit of sporadic permafrost), нижняя граница распространения сплошной мерзлоты (lower limit of continuous permafrost), нижняя граница распространения прерывистой мерзлоты (limit of discontinuous permafrost), верхняя граница распространения высоких равнин (upper level of high plains)

В России, если кровля вечной мерзлоты совпадает с подошвой активного слоя, она называется **сливающейся вечной мерзлотой (confluent**

permafrost), но если ее кровля находится глубже, ее называют **несливающейся вечной мерзлотой** (*non-confluent permafrost*). Слой у подошвы активного слоя, которая периодически относится к активному слою, либо к мерзлой толще в данном году, называется **переходным слоем** (*the transient layer*) (Shur, 1988a; Shur *et al.*, 2005). Вечная мерзлота может состоять из двух или более слоев, разделенных талыми прослоями. В этом случае она называется **слоистой**, или **многослойной вечной мерзлотой** (*layered or multilayered permafrost*). Глубоко залегающий слой древней или **реликтовой вечной мерзлоты** (*relict permafrost*), образовавшийся в позднем плейстоцене, был впервые обнаружен Земцовым (1957) в Западной Сибири. Реликтовая вечная мерзлота лежит значительно южнее южной границы современной вечной мерзлоты (Бердников, 1970, 1986).

Существование реликтовых мерзлых толщ и островов многолетнемерзлых пород в районах распространения **немерзлых пород** (*non-frozen* или *unfrozen soils*) ставят вопрос об определении южной границы вечной мерзлоты.

На рис. 4.3 показан схематический разрез многолетнемерзлых толщ в Западной Сибири с юга на север, контрастирующий с севером Северной Америки. Обратите внимание на двухслойное строение многолетнемерзлых толщ по направлению к южной границе в России, что связано с тем, что реликтовая вечная мерзлота все еще остается на глубине и образовалась во время более ранних оледенений и связанной с ними истории развития вечной мерзлоты. В Северной Америке это явление редко наблюдается, потому что большая часть Канады была покрыта ледяными щитами Висконсина (Brown, 1970).

На рисунке 4.4 показано распределение многолетнемерзлых толщ по отношению к другим горным породам с севера на юг (по Dostovalov & Kudryavtsev, 1967).

4.2. ЗОНАЛЬНОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

После того как вечная мерзлота была описана Миддендорфом в 1867 году, Г. Вильд опубликовал карту внешней границы распространения вечной мерзлоты, используя изотерму среднегодовой температуры воздуха 2°C , которая, как он предположил, будет приближаться к границе распространения вечной мерзлоты (Никифоров, 1928). Это оказалось не так, поэтому Sumgin *et al.* (1940) разработали идею **зональности** (*zonation*), связывающую развитие многолетнемерзлых толщ с температурами горных пород на глубине 10–15 м следующим образом:

Сплошная вечная мерзлота (*continuous permafrost*): $< -5^{\circ}\text{C}$.

Прерывистая вечная мерзлота (*discontinuous permafrost*): от -5° до $-1,5^{\circ}\text{C}$.

Спорадическая вечная мерзлота (*sporadic permafrost*): $> -1,5^{\circ}\text{C}$.

Впоследствии эти термины использовались на международном уровне, но определения были пересмотрены, чтобы отразить процент площади территории, в основании которой залегают многолетнемерзлые породы, поскольку это более полезно для инженеров. Условно можно принять, что сплошная вечная мерзлота (*continuous permafrost*) с температурами $< -5^{\circ}\text{C}$ обычно занимает более 70 % территории, прерывистая вечная мерзлота (*discontinuous permafrost*) с температурами от -5° до $-1,5^{\circ}\text{C}$ занимает от 30 до 70 %, и спорадическая вечная мерзлота (*sporadic permafrost*) с температурами $> -1,5^{\circ}\text{C}$ занимает менее 30 % территории. Четвертая категория, изолированные острова, занимающие несколько % территории, была представлена Heginbottom *et al.* (1995).

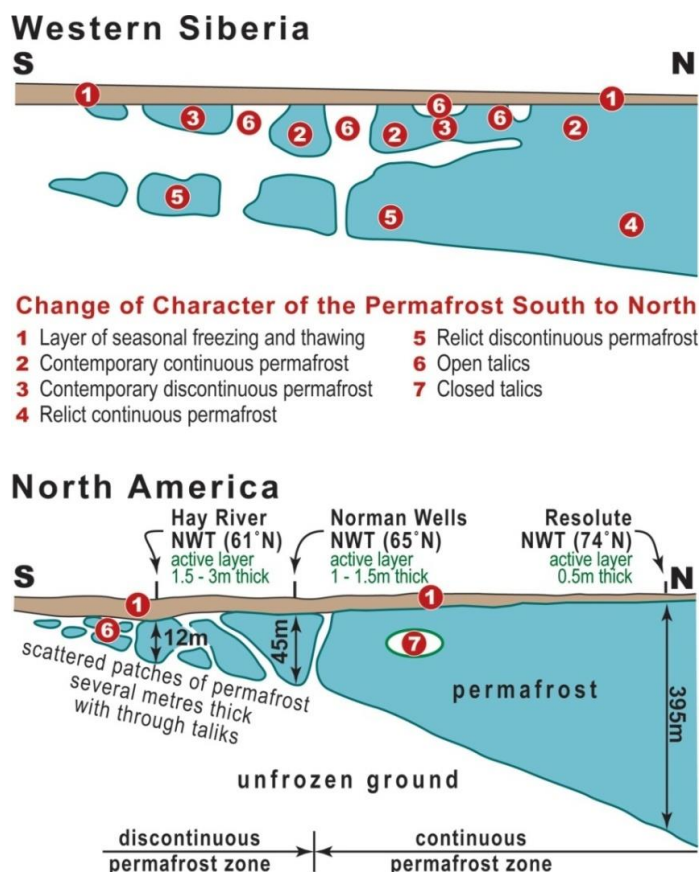


Рис. 4.3. Схематический разрез с юга на север мерзлых пород в Западной Сибири и в Северной Америке показывает изменения мощности мерзлых толщ и существование реликтовых мерзлых толщ (5) ниже тех, которые находятся в равновесии с современным климатом (2) в Сибири. Обратите внимание на отсутствие реликтовой вечной мерзлоты в Северной Америке, связанное с историей развития мерзлых толщ: Западная Сибирь (Western Siberia), слой сезонного промерзания и протаивания (layer of seasonal freezing and thawing), современная сплошная мерзлота (contemporary continuous permafrost), современная прерывистая мерзлота (contemporary discontinuous permafrost), реликтовая сплошная мерзлота (relict continuous permafrost), реликтовая прерывистая (relict discontinuous permafrost), сквозные талики (open taliks), несквозные (closed taliks), Северная Америка (North America), вечная мерзлота (permafrost), активный слой (active layer), рассеянные острова мерзлоты мощностью несколько метров со сквозными таликами (scattered patches of permafrost several meters thick with through taliks), немерзлые горные породы (unfrozen ground).

В учебнике Б. Н. Достовалова и В. А. Кудрявцева (Dostovalov & Kudryatsev, 1967) по характеру распространения мерзлые толщи разделены на (1) толщи сплошного распространения, где талики развиты только под крупными реками, (2) прерывистого распространения с островами талых пород, при этом мерзлые породы занимают более 50 %, (3) прерывистого распространения, представляющие крупные массивы, при этом мерзлые породы занимают менее 50 %, (4) мерзлые толщи островного распространения, занимающие несколько процентов площади. Иногда в русской литературе выделяют также толщи

сплошного распространения, массивно-островного, островного и редко-островного распространения. Приведенное в настоящей работе разделение, на наш взгляд, предпочтительнее, так как не использует составных слов, а, по сути, проводится на те же четыре типа — сплошного, прерывистого (или несплошного), спорадического (иногда используется, даже в этой книге, на наш взгляд, близкий, но менее удачный термин «изолированного» или «isolated») и островного распространения многолетнемерзлых пород. Правда, необходимо иметь в виду, что понятие вечной мерзлоты и многолетнемерзлых пород не совсем совпадают, вечная мерзлота в том смысле, в котором используется в этой книге, включает в себя также морозные (безводные) и охлажденные (ниже 0 °С, но не содержащие льда из-за высокого содержания солей в поровом растворе) породы, т. е. ее территория распространения может быть несколько шире. Напомним, в России мерзлыми считаются породы, находящиеся ниже 0 °С и включающие в своем составе лед.

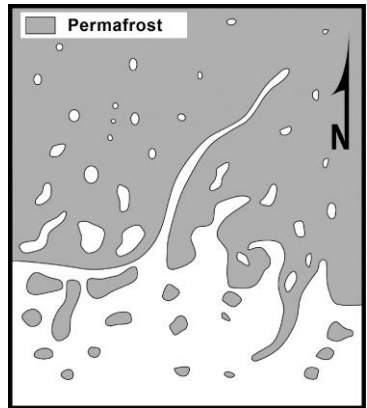


Рис. 4.4. Распространение и соотношение многолетнемерзлых (permafrost) и немерзлых горных пород (по Dostovalov & Kudryatsev, 1967)

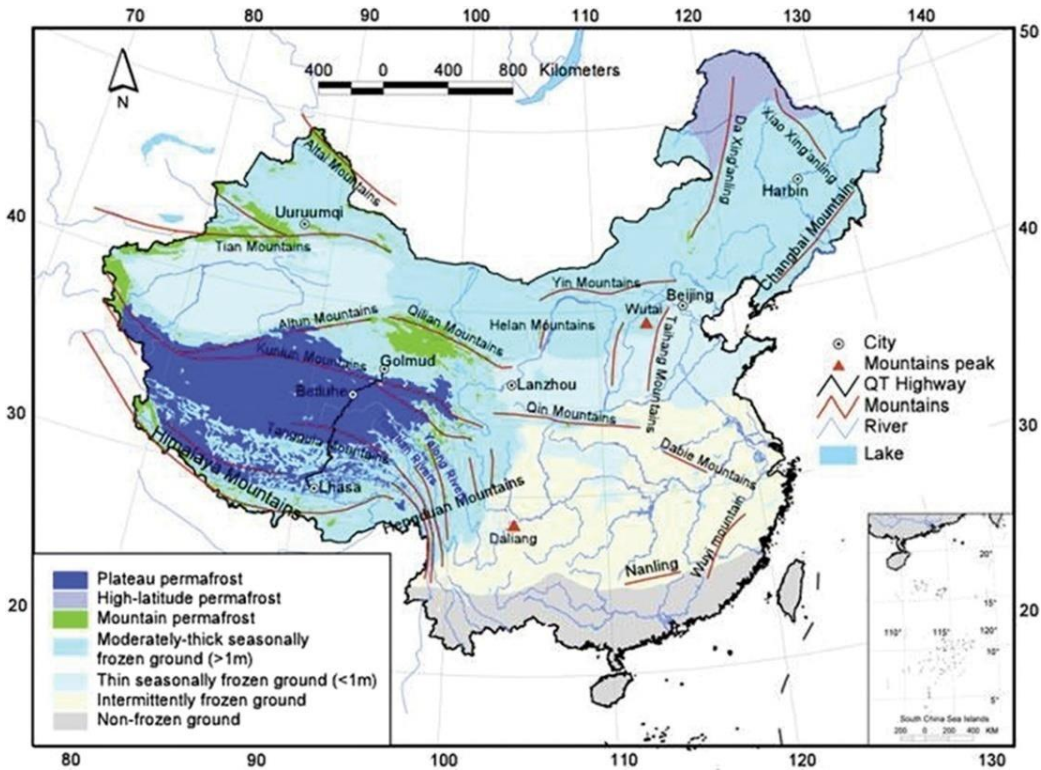


Рис. 4.5. Номенклатура зон вечной мерзлоты в Китае, предложенная Ran *et al.* (2013):, вечная мерзлота плато (plateau permafrost), высокоширотная вечная мерзлота (high-latitude permafrost), горная вечная мерзлота (mountain permafrost), сравнительно мощные

сезонно-мерзлые породы (moderately-thick seasonally frozen ground), маломощные сезонно-мерзлые породы (thin seasonally frozen ground), кратковременно-мерзлые породы (intermittently frozen ground), немерзлые породы (non-frozen ground), город (city), горная вершина (mountain peak), Цинхай-Тибетское шоссе (QT highway), горы (mountains), река (river), озеро (lake)

Первая карта распространения мёрзлых толщ в Канаде (Браун, 1967) также была основана на средних годовых изотермах, подкреплённых только десятью фактически измеренными температурами горных пород. Как и в России, этот подход оказался неудовлетворительным, и стало ясно, что между среднегодовой температурой воздуха и фактической температурой горных пород нет простой взаимосвязи. В результате картирование зависело от полевых измерений, несмотря на обширные площади, занятые вечной мерзлотой, часто в очень отдалённых местах.

Как отмечалось в главе 2, было проведено много дополнительных исследований причин непрямо́й взаимосвязи между температурой горных пород и воздуха (рис. 3.2), а основные из них, влияющие на выбор масштаба карты, будут обсуждаться ниже после краткого резюме масштабов карт, используемых в литературе. Следует также отметить, что существование многолетнемерзлых пород на поверхности земли не даёт информации о ее мощности, которая часто зависит от глубины залегания грунтовых вод, особенно в долинах. Наличие ледников, **сезонных бугров пучения (seasonal frost mounds)** и **гидравлических пинго (hydraulic pingos)** указывает на артезианские воды вблизи поверхности земли.

4.3. КАРТИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Целью **картирования многолетнемерзлых пород (permafrost mapping)** является отображение на карте закономерностей формирования и развития сезонных и многолетнемерзлых толщ, которые присутствуют в данном ландшафте. Это зависит от геологической истории развития, поскольку климат и связанные с ними процессы, в свою очередь, зависят от нее. Кроме того, другие факторы, обсуждаемые в главе 3, влияют на распределение температур горных пород (Brown & Péwé, 1973; Kudryavtsev, 1981).

Картирование многолетнемерзлых пород проводят с использованием полевых работ и аэрофотосъемки, если таковая имеется. Благодаря новейшим нововведениям, таким как использование дронов для фотографирования с малых высот, наличие детальных спутниковых снимков, разработка новых геофизических методов и использование моделирования (см. ниже), методы постоянно развиваются. Однако, независимо от того, какая комбинация методов используется, полевые исследования с использованием скважин и измерений температуры горных пород на участках с характерными микроландшафтами необходимы для подтверждения результатов других методов. **Ключевые участки (key sites)**, на которых проводятся буровые работы и температурные измерения, должны учитывать как можно больше эффектов при теплообмене между воздухом и горными породами, например, изменения наклона, экспозиция, особенности стока поверхностных и подземных вод, растительность, гранулометрический состав горных пород, их влажность и другие свойства, геологические условия. Эти ключевые участки выбираются для представления конкретных **микрорайонов или ландшафтов (micro-landscapes or landscapes)**, в зависимости от масштаба

картографирования. Количество показателей, которые могут быть показаны на карте, в значительной степени зависит от масштаба карты и рельефа. В низинных районах ландшафтные единицы имеют тенденцию охватывать более крупные районы, но в горах микроландшафты постоянно меняются.

Специализированные **прогнозные карты (forecasting maps)** могут быть подготовлены для оценки последствий различных воздействий, например пожара или удаления снега или растительности. Это приводит к существенному изменению микросреды, обычно связанному с перераспределением снега и изменением содержания влаги в горных породах путем, например заготовки сена, перевыпаса скота или удаления снега, а также различного воздействия при строительстве. Россия выпустила ряд карт в разных масштабах, включая геокриологическую карту СССР в масштабе 1: 2 500 000 (рис. 4.6).

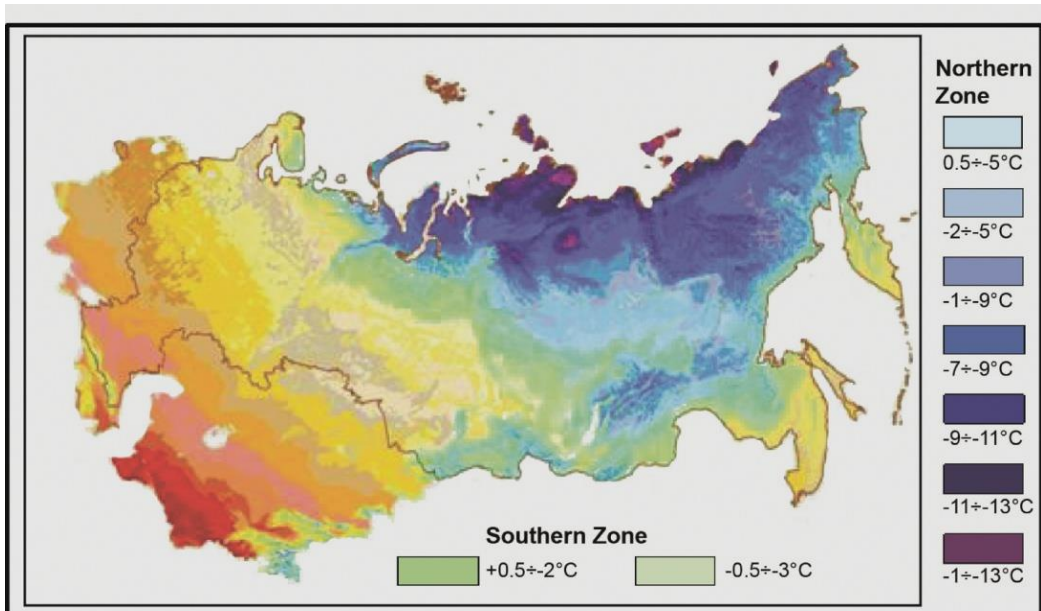


Рис. 4.6. Геокриологическая карта России и сопредельных территорий (1: 2 500 000), показывающая средние годовые температуры горных пород (по Kudryavtsev *et al.*, 1978)

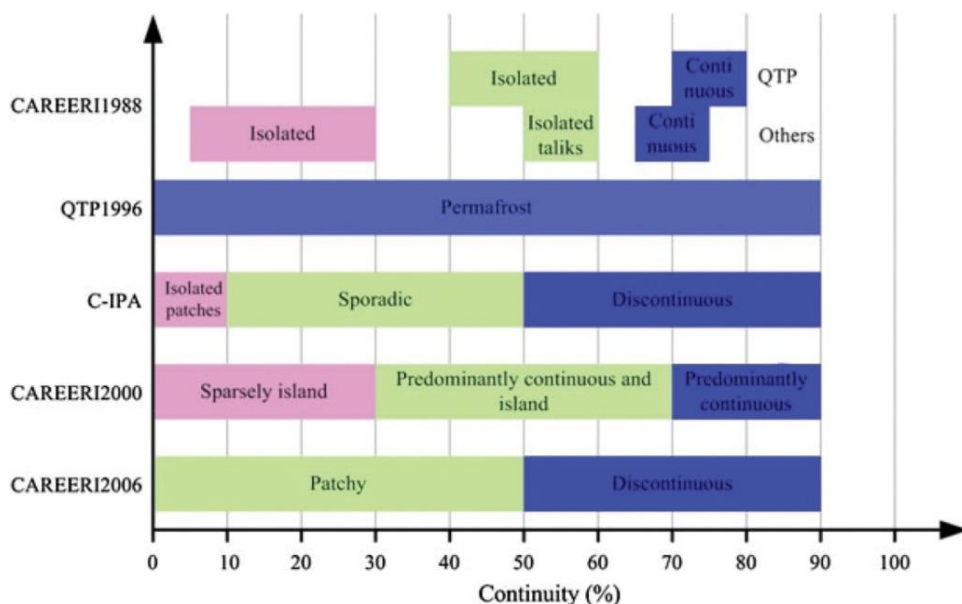
4.4. ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ КАРТОГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

На практике разные авторы используют разные определения категорий картографирования (например, таблица 4.1 от Ran *et al.*, 2012). Существуют также большие различия в их использовании между странами. Это создает проблемы при создании региональных карт, пересекающих политические границы. В результате в последних публикациях появляются новые категории картографических подразделений. В случае описанной выше зональности Kudryavtsev *et al.*, 1978 и Harris (1986) использовали 80 % в качестве нижнего предела для зоны сплошного распространения многолетнемерзлых толщ, тогда как Brown *et al.* (1997) использовали 90 %. Последнее способствовало тому, что такие области, как Дельта Макензи, были классифицированы как прерывистая вечная мерзлота из-за

обильных водных объектов. Однако там вся земная поверхность подстилается непрерывной вечной мерзлотой.

В случае с Китаем границы районов еще больше размылись (таблица 4.1). Каждый автор выбрал границы, которые лучше всего соответствовали его исследовательской области. Ran *et al.* поэтому предложили другую классификацию для преодоления проблемы (рис. 4.5, от Ran *et al.*, 2012). **Горная вечная мерзлота (mountain permafrost)** — это вечная мерзлота, возникающая в расчлененной местности. При изучении она имеет нормальное зонирование. **Вечная мерзлота плато (plateau permafrost)** относится ко всей вечной мерзлоте, выше 4000 м на плато Цинхай-Тибет. Она включает как горную вечную мерзлоту, так и высокоширотную вечную мерзлоту. Горные породы на этой высоте обычно находятся выше, чем мощность поверхностных воздушных масс, влияющих на климат в более низко расположенных областях. Этот термин был применен непоследовательно в случае вечной мерзлоты в Скалистых горах к югу от параллели 60, но не дальше на север. Высокоширотная вечная мерзлота включает в себя все другие виды вечной мерзлоты (островную, спорадическую, прерывистую и сплошную), включая горную вечную мерзлоту. Адаптации классификации к местной среде бывает оправдана для отдельных регионов, но не помогает создавать мелкомасштабные карты больших территорий, пересекающих политические границы.

Таблица 4.1. Различия в терминологии, используемой в Китае для районирования криолитозоны, в публикациях за период с 1988 по 2006 год (из Ran *et al.*, 2013): изолированная (isolated), изолированные талики (isolated taliks), сплошная (continuous), вечная мерзлота (permafrost), изолированные острова (isolated patches), спорадическая (sporadic), прерывистая (discontinuous), редко-островная (sparsely island), в основном сплошная и островная (predominantly continuous and island), в основном сплошная (predominantly continuous), островная (patchy), непрерывность (continuity)



4.5. МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Идея моделирования распределения многолетнемерзлых толщ не нова. Самые ранние примеры представляют собой модели, основанные на температуре воздуха и мощности снежного покрова, они были представлены Wild (1882), Вейковым (1889) и Ячевским (1889). С развитием мощных компьютеров в сочетании со спутниковой технологией дистанционного зондирования стало возможным создавать модели распространения многолетнемерзлых толщ с использованием слоев, соответствующих ряду предполагаемых факторов, контролирующих их распространение (Anisimov & Reneva, 2006). Количество используемых слоев обычно ограничено, а интерпретация изменения по какому-либо показателю основана на доступной наземной и спутниковой информации. Эти слои накладываются друг на друга и производят ряд классов вероятности возникновения вечной мерзлоты в данной области. В районах с ограниченными вариациями рельефа поверхности это работает лучше, потому что горы создают гораздо больше локальных изменений, которые трудно моделировать точно (Etzelmüller, 2013).

Следуя более ранней идее Хрусталева и Пустовойта (1988), Lewkowicz, Vonpaventure *et al.* (2012) использовали карту «вероятности многолетнемерзлых толщ», основанную на моделировании некоторых из выбранных ключевых факторов при изучении вероятности появления многолетнемерзлых толщ в южной части Юкона (рис. 4.6). Шкала вероятности 0,0–1,0 рассчитывается путем наложения результатов моделей (плюс их ошибок). Несмотря на однородный рельеф, она построили довольно сложную карту. Метод имеет существенные ошибки в некоторых областях карты в каждом слое, поэтому итоговая карта неизбежно включает в себя сумму всех таких ошибок. Добавление дополнительного слоя приведет к компромиссу между повышенной точностью прогнозирования и повышенной ошибкой отображения. Поэтому, возможно, нецелесообразно использовать все возможные слои, которые могут повлиять на распределение многолетнемерзлых толщ. Отметим, что граница между классами традиционного районирования многолетнемерзлых толщ очень сложна, что указывает на существенную локальную изменчивость. В горных районах ошибки будут намного больше. Используя сложную обработку данных, можно выбрать наилучшую видимую комбинацию слоев.

Картографирование распределения многолетнемерзлых толщ на плато Цинхай-Тибет было осуществлено с помощью моделирования (Nan *et al.*, 2002). Для сопоставления среднегодовой температуры горных пород на плато регрессионный анализ взаимосвязи между среднегодовой температурой горных пород, широтой и высотой был выполнен с использованием данных 76 скважин вдоль шоссе Цинхай-Тибет. Когда коэффициент множественной корреляции достиг 0,90, взаимосвязь была признана корректной. В сочетании с данными из модели ТОРО30 (DEM) полученное уравнение было расширено для построения карты распределения среднегодовой температуры горных пород на плато с использованием ГИС. Используя изотерму среднегодовой температуры горных пород 0,5 °С в качестве границы распространения многолетнемерзлых горных пород и сезонно-мерзлых горных пород, смоделированную карту сравнивали с Картой мерзлых пород на плато Цинхай-Кизанг (Li & Cheng, 1996), которая была оцифрована и организована в таком же масштабе, как и смоделированная карта. Было обнаружено, что смоделированная карта может эффективно описывать распределение мерзлых горных пород на плато, хотя некоторые различия происходят

на юго-востоке. Вероятно, это связано с другими факторами, такими как ограниченные данные и сложный ландшафт. На основе показателя — среднегодовой температуры горных пород — смоделированная карта использовалась для разделения Плато на пять зон (стабильный, метастабильный, переходный, неустойчивый и крайне неустойчивый типы). Была также рассчитана площадь каждой зоны. Мощность многолетнемерзлых пород определялась с использованием упрощенного уравнения расчета мощности, и была смоделирована карта мощности многолетнемерзлых толщ. Смоделированная карта распределения среднегодовой температур воздуха также использовалась для прогноза образования многолетнемерзлых толщ на Плато в течение следующих 50 лет с использованием метода численного моделирования (Li *et al.*, 1996). Предполагалось повышение на 0,04 °C/год среднегодовой температуры горных пород. Прогнозирование показало, что не должно быть крупномасштабных потерь многолетнемерзлых толщ, за исключением краев Плато. Gruber (2012) выпустил модель для сопоставления распределения многолетнемерзлых толщ в глобальном и среднем масштабе. Он предположил, что более чем на 90 % распределение многолетнемерзлых толщ соответствует среднегодовой температуре воздуха от -7,5 до -8,5 °C, а распределение <10 % многолетнемерзлых толщ соответствует среднегодовой температуре воздуха от -1 до -2 °C, следуя Никифорову (1928), Бокхайм (1995), King (1986), Réwé (1983a), Brown & Réwé (1973). Модель включает в себя корректировку прочности горных пород и среднегодовой температуры воздуха, но он признает, что он не учитывает отепляющий эффект глубоких снежных покровов, экспозицию, тень, сток холодного воздуха и т. д. Он рассматривает результаты как шаг вперед, но признает, что их трудно проверить.

4.6. ПРОГРЕСС В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

С 1980-х годов произошли огромные успехи в использовании геофизических методов для получения данных о распространении и мощности вечной мерзлоты, содержании льда и мощности активного слоя. В настоящее время большинство из этих методов можно применять только на небольших участках, но они могут давать очень подробную информацию в 2D или 3D при условии, что имеется достаточная информация из скважин (Fortier *et al.*, 2008; Nauck, 2013). Четыре метода (электрический, электромагнитный, сейсмический и радиолокационный) были улучшены до такой степени, что они могут давать подробную информацию о форме мерзлых толщ, о льдистости и влажности горных пород и распределении температур горных пород при условии, что доступны надежные данные из скважин для данного участка. На рисунках 4.7, 4.8 и 4.9 приведены примеры результатов. Очевидно, что температура горных пород, мощность активного слоя и даже присутствие и строение мерзлых пород могут изменяться на очень малых расстояниях.

4.7. ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ, ВЛИЯЮЩЕЙ НА ДОСТОВЕРНОСТЬ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ КАРТ

Очевидно, что создание надежных мелкомасштабных карт распространения многолетнемерзлых пород с использованием единой классификации по всем районам мира является проблематичным. Это необходимо для планирования развития территорий, но, очевидно, слишком велика изменчивость условий для создания простых, надежных карт зональности вечной мерзлоты. Причины следующие.

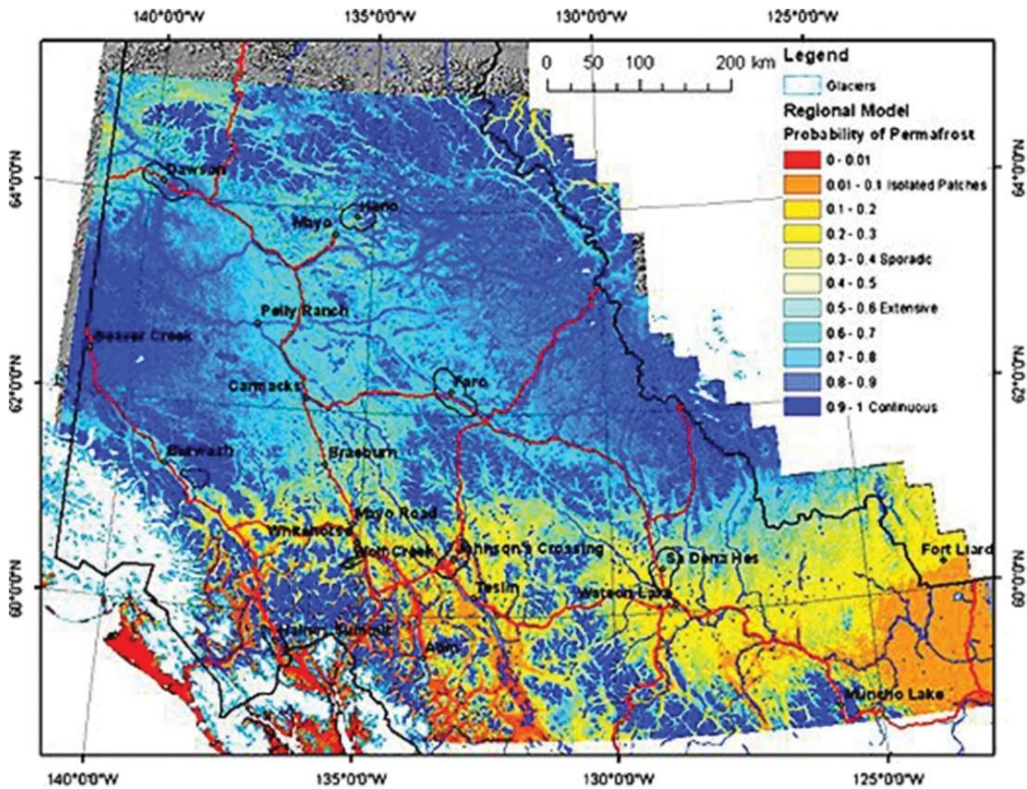


Рис. 4.7. Карта «вероятности вечной мерзлоты» (probability of permafrost), Bonnaventure *et al.* (2012)

Во-первых, фундаментальное допущение при картировании состоит в том, что между доступными точками данных в области исследования происходит плавное непрерывное изменение. На практике существует множество различных методов контроля температуры мерзлых горных пород, которая варьирует на малых расстояниях, как видно исходя из изменчивости температурной сдвижки. Существует естественная вариация термических свойств горных пород. Содержание влаги, в частности, всегда меняется. На рис. 4.7–4.9 показана эта проблема. Ни одна скважина не могла бы создать репрезентативный профиль, который бы адекватно отражал свойства и распределение вечной мерзлоты и активного слоя для региона. Обратите внимание, что это относится ко всем показателям геокриологических условий, для всех масштабов, отличных от подробных карт. Области сплошного (непрерывного) распространения ММП проявят меньшую изменчивость, в то время как области островного распространения будут самыми изменчивыми, при прочих равных условиях.

Во-вторых, погода и климат постоянно меняются, и обычно существует долгосрочная тенденция изменений, влияющих на данную территорию. Эти изменения варьируют от места к месту, в зависимости от близости к океанам или траектории движения крупных воздушных масс.

В-третьих, возникает вопрос о том, что можно показать на карте определенного масштаба. Только на крупномасштабных картах небольших участков можно построить детали вариаций. Даже тогда карта двумерна, тогда как ландшафт трехмерен. Это можно преодолеть, используя трехмерные представления,

созданные компьютерами, но для повышения надежности представленных данных требуется больше полевых исследований. Наконец, важны качество и количество данных. Самый длительно контролируемый объект — это шахта Шергина (116,4 м в глубину) в Якутске, где регулярные измерения температуры проводятся с 1848 года (Каменский, 2002).

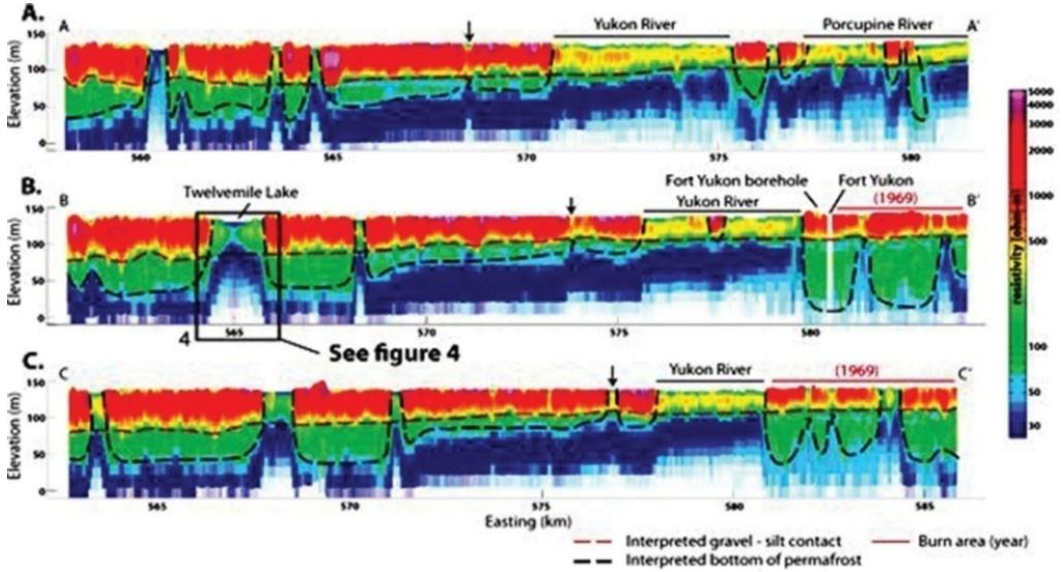


Рис. 4.8. Удельное электрическое сопротивление (resistivity) на междуречье Юкона и Поркупина (Yukon and Porcupine), Аляска (Abraham, 2011): контакт гравий-ил (gravel-silt contact), подошва мерзлоты (bottom of permafrost), область лесного пожара (burn area), высота (elevation)

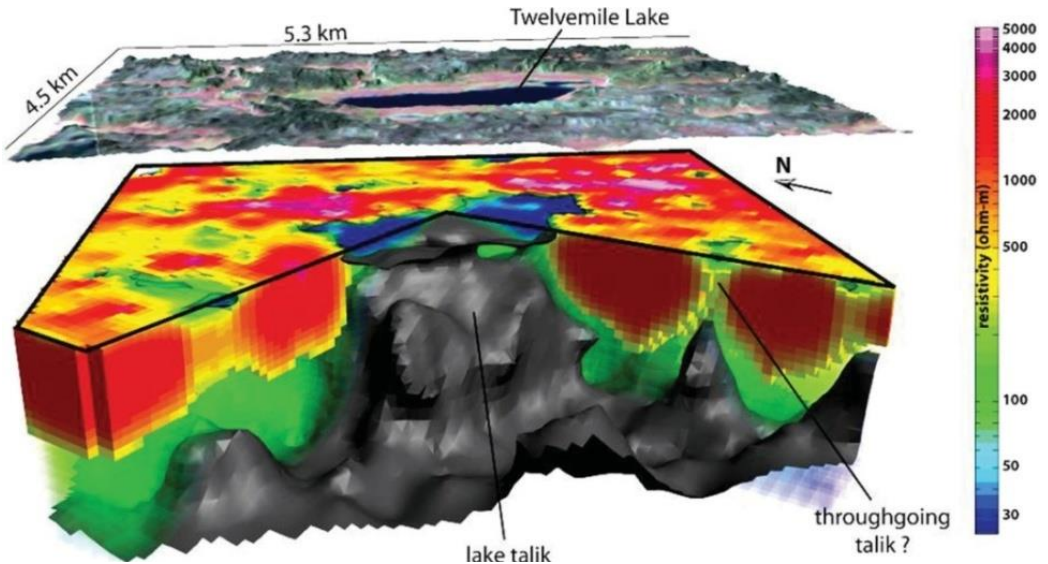


Рис. 4.9. Изменчивость температуры горных пород вокруг озера Двенадцатой Мили, (Twelvemile), Аляска, на основе исследования удельного сопротивления (resistivity) с воздуха (Abraham, 2011): озерный талик (lake talik), сквозной талик (throughgoing talik)

Когда было обнаружено, что вечная мерзлота в Канаде не была предсказана с использованием среднегодовой температуры воздуха, была начата программа мониторинга ряда скважин вдоль восточных Кордильер западной Канады (Harris & Brown, 1978) и продолжалась более 30 лет до того момента, когда датчики температуры перестали передавать надежные данные (Harris, 2008, 2009). Контроль температуры воздуха продолжается. К сожалению, из коммерчески доступных сетей сбор данных ограничен. Регулярный мониторинг осуществляется по Трансаляскинскому трубопроводу, который обеспечивает хорошие данные для этого участка поперек Аляски. Очень важно собирать данные с использованием надежной, согласованной методики с максимально возможной периодичностью. Обычно для обеспечения некоторого представления о локальной изменчивости необходимы минимум 4–5 температурных скважин.

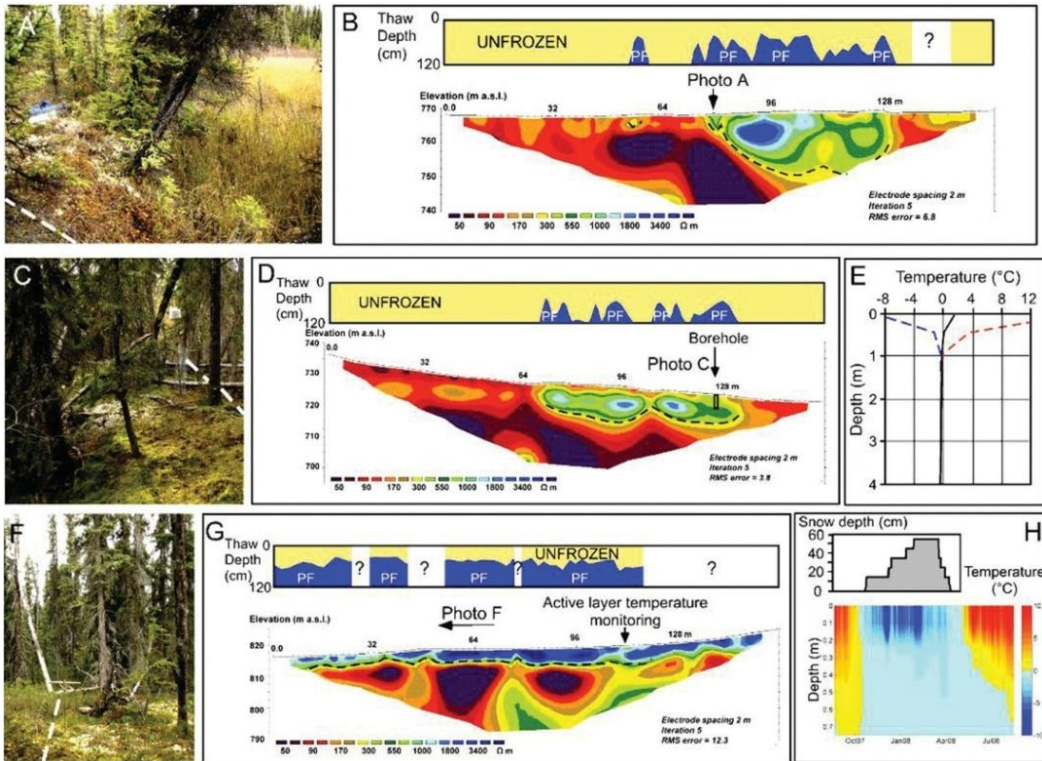


Рис. 4.10. Изменения температуры мерзлых пород на Юконе (из Lewkowicz *et al.*, 2011, Рис. 2): глубина протаивания (thaw depth), немерзлые породы (unfrozen), активный слой (active layer), температура (temperature), мониторинг (monitoring), скважина (borehole), глубина (depth), мощность снега (snow depth), высота (elevation)

Эти проблемы также влияют на связанные свойства, такие как профили температур горных пород, содержание льда, мощность активного слоя и мощность вечной мерзлоты. Таким образом, мелкомасштабные и среднемасштабные карты для оценки свойств многолетнемерзлых пород следует использовать с осторожностью. Хинкель и Нельсон (Hinkel & Nelson, 2003) обнаружили, что на Северном склоне Аляски глубина оттаивания в конце сезона коррелировала с местной температурой воздуха. Наблюдались значительные изменения глубины оттаивания

и приповерхностной влажности в сетях скважин, отражающие местное влияние растительности, состава горных пород, динамики снежного покрова и ландшафта. Глубина оттаивания была значительно выше в дренированных талых озерных бассейнах, создавая сложное распределение свойств. В предгорьях прослеживалась гораздо большая изменчивость, что затрудняло отображение, в отличие от прибрежной равнины. Горные объекты показывали еще большую изменчивость, особенно у подножий крутых склонов. Так, мониторинг температуры горных пород в бассейне Marmot № 2, Национальный парк Джаспер, показал высокую изменчивость, но не дал ясной картины региональных изменений (см. Harris, 1999, 2001b).

4.8. КАРТЫ МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ, ОСНОВАННЫЕ НА ДАННЫХ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые исследования были основным источником данных для создания мерзлотных карт, пока благодаря компьютерам не стало возможным моделирование возможного распространения многолетнемерзлых горных пород. Некоторые свойства мерзлых пород обычно измеряются для создания карт, которые используются во многих практических приложениях.

4.8.1. Мощность многолетнемерзлых толщ

В России прослежена ясная связь между строением Анабарского щита и мощностью вечной мерзлоты. Метаморфические и гранитные породы щита имеют гораздо более высокую теплопроводность, чем осадочные породы. Мощность многолетнемерзлых пород там более 1500 м, образовавшаяся в результате различных холодных событий в течение последних 3,5 млн лет. В других местах в России вечная мерзлота гораздо менее мощная в неледниковых районах с осадочными отложениями (рис. 4.11).

В Канаде большая часть вечной мерзлоты образовалась после последних оледенений, так что ее мощность связана с климатом последних нескольких тысячелетий. Максимальная мощность приурочена к территории на Арктических островах и составляет всего около 500 м, за исключением района в северной части Аляски, где не было оледенения и она может достигать 740 м. Более мощная вечная мерзлота также встречается на изолированных горных вершинах вдоль границ последних ледяных покровов, таких как гора Плато (Harris & Brown, 1978; Harris & Prick, 1997).

На плато Цинхай-Тибет вечная мерзлота имеет мощность менее 50 м, а реликтовая вечная мерзлота отсутствует.

4.8.2. Карты льдистости

Карты *льдистости (ice content)* редки, за исключением карт областей распространения *залежеобразующих льдов (massive ice)*. Международная карта криолитозоны Международной ассоциации вечной мерзлоты отражает вероятное распределение площадей с высоким содержанием льда (рис. 4.12, по Brown *et al.*, 1997). Она была основана на ограниченных полевых данных, чему способствовало выделение зон пылеватых озерных отложений и торфов влажных районов, как обычно богатых льдом (Maskay, 1971a, 1971b, Brown & Sellman, 1973). В настоящее время Национальный центр данных по снегу и льду (NSIDC) в Боулдере, штат Колорадо, имеет веб-сайт с последней версией карты IPA, а также

ссылку на фактические данные, на которых он основан (https://nsidc.org/data/docs/fgdc/ggd318_map_circumarctic/). На этом сайте также имеются карты температуры вечной мерзлоты.

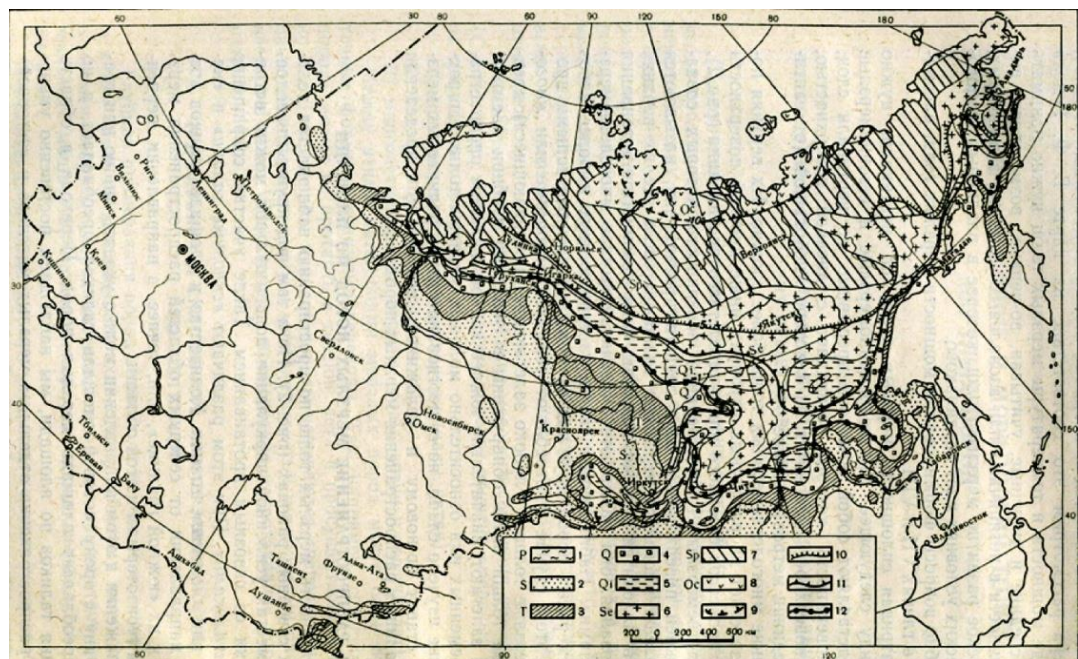


Рис. 4.11. Вечная мерзлота в России (Тумель, 1946, изменена): 1 — районы без мёрзлых пород на территории криолитозоны; 2 — районы островов вечной мерзлоты, мощность составляет менее 15 м; 3 — области вечной мерзлоты, мощность составляет менее 35 м; 4 — области вечной мерзлоты, мощность составляет менее 60 м; 5 — области вечной мерзлоты, мощность составляет менее 120 м; 6 — области вечной мерзлоты, мощность составляет менее 250 м; 7 — области вечной мерзлоты, мощность составляет менее 500 м; 8 — области вечной мерзлоты, мощность — более 500 м; 9 — северная граница областей с температурой на глубине 10 м выше -10°C ; 10 — северная граница областей с температурой на глубине 10 м выше -5°C ; 11 — северная граница областей с температурой на глубине 10 м выше -3°C ; 12 — северная граница областей с температурой на глубине 10 м выше -1°C

4.8.3. Водные ресурсы вечной мерзлоты

В засушливых районах дефицит воды является обычным явлением, и ресурсы подземных вод, скрытые в **явлениях горного льда (rock-ice features)**, в настоящее время изучаются (Millar & Westfall, 2008). К ним относятся **каменные глетчеры (rock glaciers)** и **подземный лед (ground ice)**. Corte (1976a, 1976b, 1987) и Corte & Veltramone (1984) обсудили хранение воды в ледниках и каменных глетчерах в качестве источника воды для Мендосы, Аргентина. Varsch (1996, раздел 10.4.1) обсуждает предполагаемое хранение воды в каменных глетчерах в Альпах. Для швейцарских каменных глетчеров он оценил общий объем воды, хранящийся в виде льда, в $0,8 \text{ км}^3$ (Varsch, 1977), что составляет около 1,5 % воды, хранящейся в близлежащих ледниках, но исключает воду, удерживаемую как многолетний лед в горных породах. В отличие от этого, Buchenauer (1990) оценил содержание воды в активных каменных глетчерах в горах Шобер

в Восточном Тироле (Австрия) в $34\text{--}45 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, т. е. количество, приблизительно равное количеству воды, содержащемуся в ледниках региона. Вода, хранящаяся в горной вечной мерзлоте, оценивалась в $100\text{--}115 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, в то время как неактивные каменные глетчеры оценивались в $20\text{--}23 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ воды. Хеберли (Haeblerli, 1985) рассматривает их как приближения первого порядка. Zhang *et al.* (1999) оценивают общее содержание льда в вечной мерзлоте в соответствии с эквивалентом уровня моря 3–10 см воды, в общей сложности от 11 до $36 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ воды.

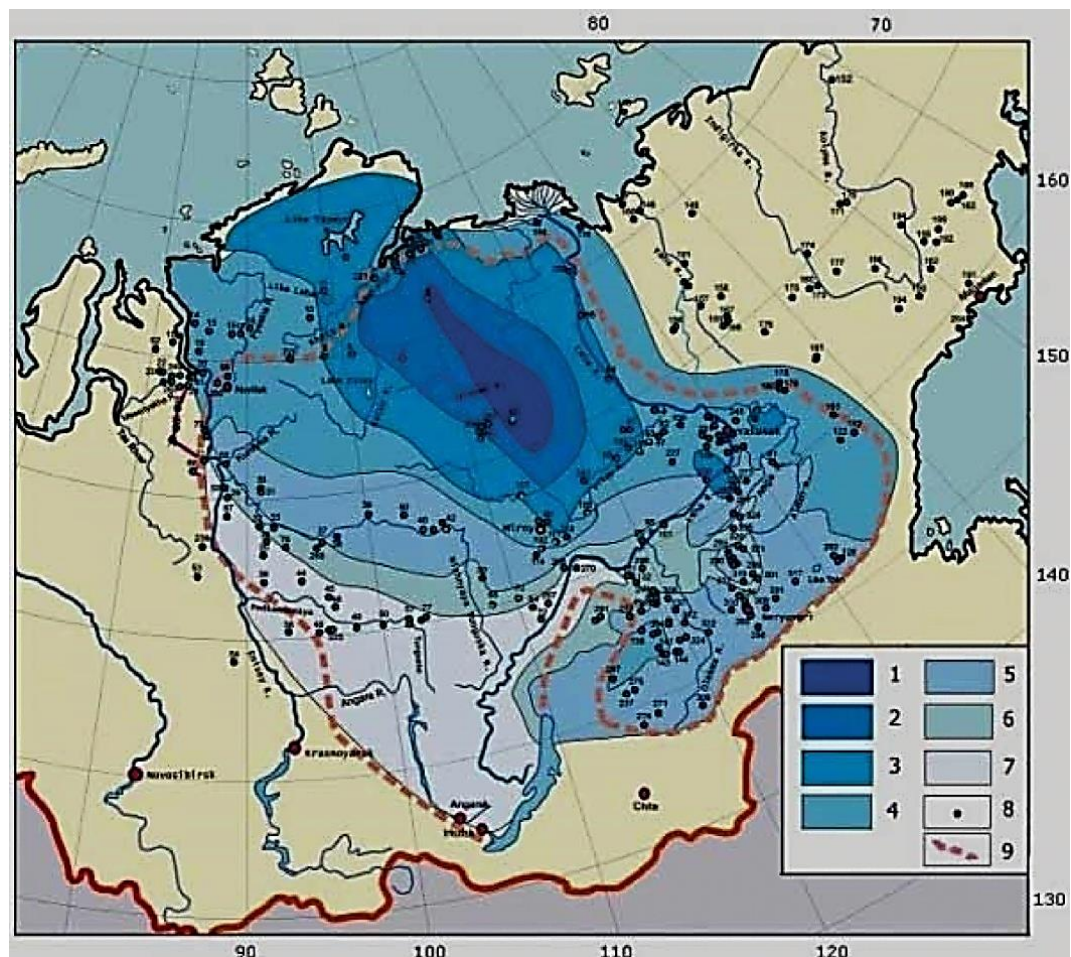


Рис. 4.12. Мощность мерзлоты под Сибирской платформой и Анабарским щитом: 1 — сплошная вечная мерзлота > 1000 м; 2 — сплошная вечная мерзлота 800–1000 м; 3 — сплошная вечная мерзлота 500–800 м; 4 — сплошная вечная мерзлота 300–500 м; 5 — сплошная вечная мерзлота 100–300 м; 6 — прерывистая вечная мерзлота <200 м; 7 — прерывистая и спорадическая вечная мерзлота <100 м. Точками показаны скважины. Пунктирная красная линия (9) является границей Сибирской платформы. © М. Железняк

Котляков и Хромова (2002) оценили общий объем подземного льда в вечной мерзлоте России примерно в $19\,000 \text{ км}^3$. Они выделяли два типа воды, а именно: лед в виде связанной воды вокруг минеральных зерен, а во-вторых, видимый лед, занимающий трещины и в виде прослоев. Первый тип недоступен после

оттаивания, но второй тип присоединяется к свободной гравитационной воде, формируя уровень грунтовых вод.

Имеются оценки запасов подземного льда в районах вечной мерзлоты на Цинхай-Тибетском плато в Китае. Тысячи буровых скважин были пробурены вдоль Цинхай-Тибетского шоссе (QTH), чтобы исследовать распространение вечной мерзлоты.

Для анализа распределения грунтового льда были отобраны образцы вечной мерзлоты из 697 скважин и проведено 9261 фактических измерений. На основе горизонтального распределения подземного льда и содержания воды, выявленного в скважинах, многолетнемерзлая толща вдоль трассы может быть разделена на пять типов, т. е. многолетнемерзлая толща с низким содержанием льда (low-ice content permafrost), многолетнемерзлая толща с высоким содержанием льда (high-ice content permafrost), обогащенная льдом многолетнемерзлая толща (ice-rich permafrost), насыщенная льдом многолетнемерзлая толща (ice saturated permafrost) и ледяные прослои с породой (ice-layers with soil). Вертикальное распределение подземного льда также рассчитывалось для трех горизонтов, т. е. в пределах 1 м ниже кровли вечной мерзлоты, от 1 до 10 м ниже кровли вечной мерзлоты и ниже 10 м ниже кровли вечной мерзлоты. Средняя мощность многолетнемерзлой толщи вдоль трассы составляет около 39 м, а среднее весовое содержание воды составляет около 17 %. Соответственно, общий объем подземного льда в районах распространения многолетнемерзлых пород на Цинхай-Тибетском плато оценивается в 9 528 км³. Примеры разрезов скважин показаны на рисунке 4.14 вместе с деталями трех типичных профилей в таблице 4.2.

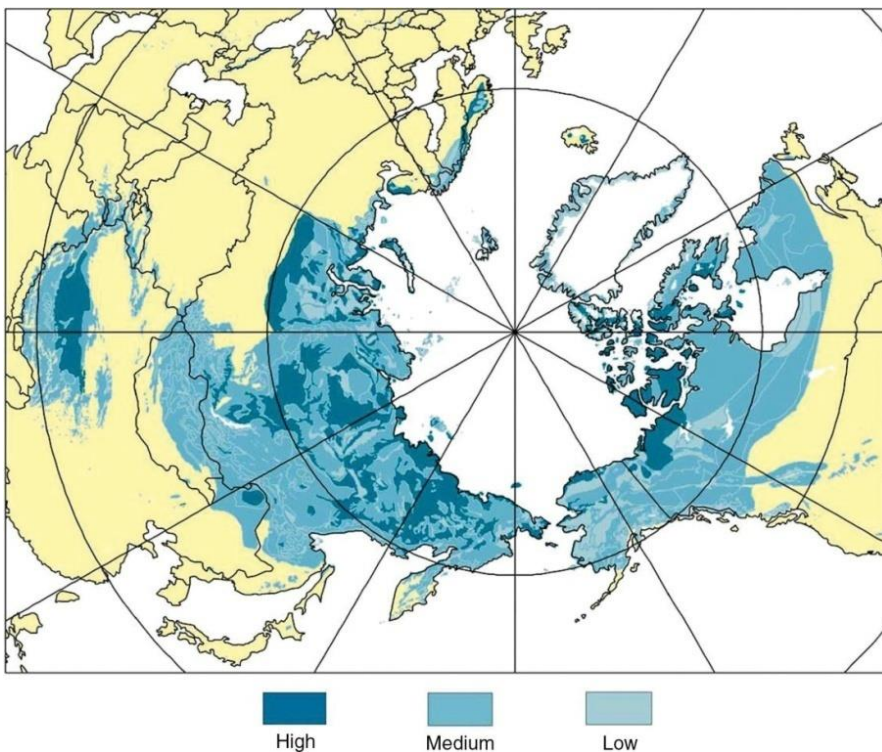


Рис. 4.13. Распределение льдистости на территории распространения многолетнемерзлых пород (ММП): высокое (high), среднее (medium), низкое (low) (по Brown *et al.*, 1997)

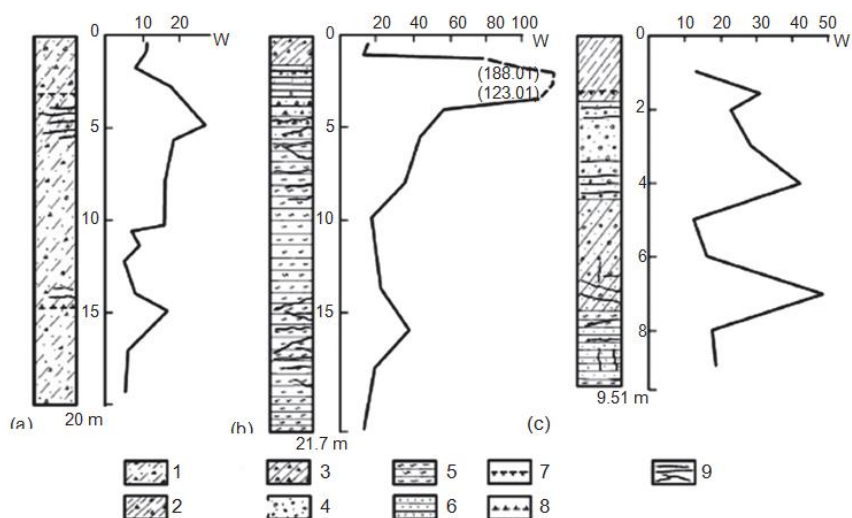


Рис. 4.14. Разрезы трех типичных скважин на плато Цинхай-Тибет (по Zhao *et al.*, 2010b) с распределением весовой влажности. Слева направо, Xidatan B-4, Fenghuo Shan Pass B-1 и Tanggula Shan: 1 — пылеватый суглинок; 2 — суглинок; 3 — глина с гравием; 4 — галька; 5 — аргиллит; 6 — песчаник; 7 — кровля вечной мерзлоты; 8 — подошва вечной мерзлоты; 9 — грунтовый лед

Wu *et al.* (2015) обнаружили гидраты газа в значительных количествах в бассейне перевала Куньлун на глубине около 250 м. Это важное открытие, поскольку оно указывает на то, что подземные льды в этих горных хребтах мощнее, чем ранее казалось, и содержат потенциально полезные газовые гидраты.

Таблица 4.2. Типичные скважины в районах вечной мерзлоты вдоль шоссе Цинхай-Тибет (по Zhao *et al.* (2010b))

Местоположение	Глубина скважины, м	Координаты	Высота над уровнем моря, м
a) XidatanB-4	20,0	35 °4322N 94 °0830E	4427,5
b) Fenghuo Shan PassB-1	21,7	34 °4106N 92 °5430E	4950
c) Tanggula Shan	9,51	33 °3040N 91 °5812E	5039

4.8.4. Общее содержание углерода

Учитывая текущую обеспокоенность по поводу воздействия антропогенных выбросов углерода, был проведен значительный объем работы по определению **общего содержания углерода (total carbon content)** в вечномерзлых горных породах и выбросу углекислого газа и метана в атмосферу. Tarnocai *et al.* (2009) предлагают карту оцененного органического углерода в горных породах активного слоя для Северного полушария. В этих горных породах больше углерода, чем в атмосфере. Kuhry *et al.* (2013) улучшили оценки, используя имеющиеся

данные для верхних 3 м вечной мерзлоты, но в вечной мерзлоте также есть органический углерод на большей глубине. Собственно, это только часть проблемы, поскольку породы в других климатических зонах также содержат органический углерод. Ледниковый ил южной Альберты содержит до 5 % органического вещества. Davidson & Janssens (2006) представили обзор взаимосвязи между разложением углерода в почве и возможной обратной связью с изменением климата.

4.9. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И АЭРОСЪЕМКИ

С 2010 года новые методы дистанционного зондирования, основанные на все более широком спектре спутниковых снимков и аэросъемок во все более широком временном диапазоне, позволили выявить и контролировать значительное количество изменений окружающей среды, которые приводят к изменениям свойств и распространения многолетнемерзлых пород (Jorgenson & Grosse, 2016). Они позволяют определять множество показателей условий окружающей среды, а повторное дистанционное зондирование позволяет оценить изменения в них. К ним относятся температура поверхности, снежный покров и его мощность, поверхностные воды, растительный покров и его структура, а также такие нарушения, как пожары или последствия деятельности человека. Могут наблюдаться характеристики, свидетельствующие о росте или разрушении многолетнемерзлых толщ, например, рост термокарстовых озёр или пинго. Это позволяет дать оценку многолетней изменчивости, которая в настоящее время мало известна, а также последствия краткосрочных и долгосрочных климатических колебаний. Выбирая подходящую шкалу и используя повторные измерения, стало возможно определить, существует ли высокая степень изменчивости, показанная в подробных исследованиях (рис. 4.8, 4.9 и 4.10), варьирует она или стабильна. Некоторые свойства, такие как влажность горных пород в альпийском активном слое в скважине Marmot Basin # 2 в Национальном парке Джаспер, значительно изменяются из года в год на основе данных наземной радиолокации. Это связано с различиями в распределении и мощности зимнего снежного покрова и погодой во время таяния снега.

4.10. ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА: ЗОНА ОПАСНОСТИ

Важнейшей темой стала **чувствительность вечной мерзлоты к изменению климата (*sensitivity of permafrost to climate change*)**. Harris (1986a: 1986b) разработал карты чувствительности многолетнемерзлых пород для восточных Кордильер западной Канады и всей страны на основе температуры многолетнемерзлых пород. Как обсуждалось ранее в этой главе, эти модели использовались уже более века. С осознанием того, что климат в настоящее время находится в состоянии изменения во многих местах в районах криолитозоны, сделано ряд попыток моделирования последствий изменения климата для вечной мерзлоты. Это началось с использования сценария с 2-кратным содержанием CO₂ и баз данных с пространственной привязкой для определения областей относительной чувствительности к оттаиванию в Канаде (Smith & Burgess, 1988, 1999). Последующая работа в больших масштабах включала относительно простые предположения о природе и региональной изменчивости как климатических изменений, так и геокиологических условий (Chizhov *et al.*, 1983; Vyalov *et al.*, 1993).

Районирование рисков использовалось страховой отраслью в течение нескольких десятилетий. Carrara *et al.* (1995) ввел термин **районирование опасности (hazard zonation)** для оползней, и он был использован Nelson *et al.* (2002) для серии моделей для двух карт опасности для криологотозоны в северном полушарии. Результаты зависят от того, какая модель потепления климата используется, а также важно допущение о том, что потепление будет продолжаться с одинаковой скоростью за весь период прогноза. Поскольку скорость и направление климатических изменений изменяются в пространстве и во времени, эти карты имеют очевидные потенциальные ограничения в дополнение к ограничениям используемой фактической базы данных. В настоящее время NISIDIC предлагает карты чувствительности многолетнемерзлых пород, основанные на последних данных, а другие авторы обсуждают результаты использования результатов применения различных климатических сценариев.

Таблица 4.3. Классификация устойчивости горной вечной мерзлоты на основе среднегодовой температуры горных пород (Cheng, 1983a, Табл. 1)

Названия зон Name of the zones	Среднегодовая температура горных пород Mean annual ground temperature °C	Мощность вечной мерзлоты Thickness of permafrost (m)	Среднегодовая температура воздуха Mean annual air temperature at lower limit °C
Верхняя, исключительно стабильная Upper zone, extremely stable	<-5,0	>170	- 8,5
Средняя, стабильная Middle zone, stable	-3,0 ~ -5,0	110~170	- 6,5
Средняя, метастабильная Middle zone, metastable	-1,5 ~ -3,0	60 ~ 110	- 5,0
Нижняя, переходная Lower zone, transition	-0,5 ~ -1,5	30 ~ 60	- 4,0
Нижняя, нестабильная Lower zone, unstable	+0,5 ~ -0,5	0 ~ 30	- 2,0

Анисимов (1989) и Gravis & Melnikov (1990) показали изменение распределения многолетнемерзлых пород в Сибири на своих моделях. Большой вопрос заключается в том, правильны ли какие-либо модели потепления климата. Поскольку они делают разные прогнозы, большинство из них должно быть ошибочным. К сожалению, общая тенденция в течение последних 3,5 млн лет — охлаждение климата, основываясь на измерениях изотопов кислорода, проводимых на фораминиферах, обнаруженных в морских буровых скважинах (рис. 4.15). В настоящее время средняя температура воздуха в период с 2005 по 2012 год демонстрирует некоторое понижение в сочетании с большей вариабельностью. Это похоже на флуктуации, наблюдаемые в изотопных данных кислорода на рисунке 4.15, и изменчивость, обнаруженную в имеющихся в настоящее время долгосрочных данных метеостанций. Таким образом, лучше всего держать открытый взгляд при просмотре климатических моделей.

Как известно, средняя температура поверхности Земли сегодня около 15 °С, при этом при отсутствии атмосферы и, соответственно, парникового эффекта температура Земли должна была бы быть около -18 °С, как показал, основываясь на простых, но довольно точных расчетах с учетом значения солнечной постоянной, альбедо Земли и закона излучения Стефана-Больцмана (см. Главу 3), еще С. Аррениус. Увеличение содержания углекислого газа — важнейшего парникового газа — почти в полтора раза за последние сто лет за счет индустриальной деятельности человека и сжигания органического топлива, вне всякого сомнения, должно привести к определенному влиянию на температурный режим Земли. Можно, однако, дискутировать о его масштабе.

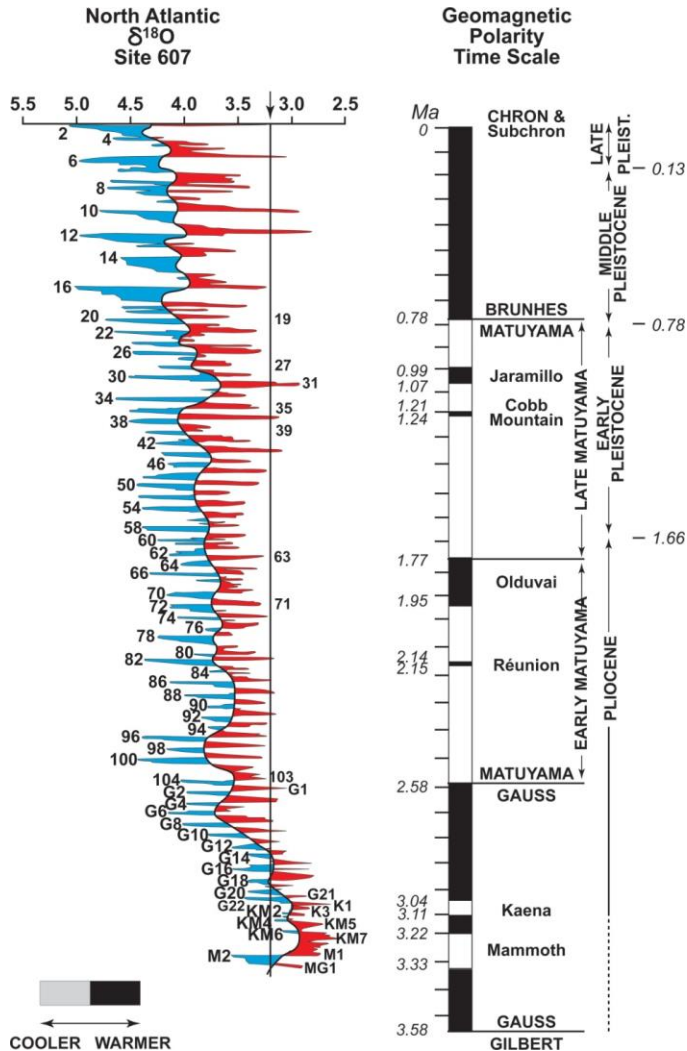


Рис. 4.15. Палеотемпературы на основе соотношения изотопов кислорода — слева (Ruddiman *et al.*, 1986; Raymo, 1992) и временная шкала геомагнитной полярности в миллионах лет (Ma) — справа (Cande & Kent, 1995). Черные и белые области являются нормальными и обратными полярностями соответственно. Стрелка показывает среднее значение изотопа кислорода в голоцене. Числами на вершинах и впадинах являются изотопные стадии (Shackleton *et al.*, 1995): холоднее (cooler), теплее (warmer)

4.11. КЛАССИФИКАЦИЯ УСТОЙЧИВОСТИ ГОРНОЙ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Горные и высокоширотные зоны вечной мерзлоты весьма различны по характеру распространения. Существует очевидная вертикальная зональность распределения горной вечной мерзлоты. Поэтому в горных районах вертикальная проекция так называемой «сплошной вечной мерзлоты» на горизонтальной плоскости обычно прерывистая. В горах проекции вечной мерзлоты на плоскость показывают острова «сплошной вечной мерзлоты», «прерывистой вечной мерзлоты» и «изолированной вечной мерзлоты» (рис. 4.16). Температура горных пород и мощности этих островов вечной мерзлоты весьма различны. Использование термина «сплошная вечная мерзлота» в исследованиях горной вечной мерзлоты порождает трудности в сравнении условий вечной мерзлоты в разных регионах.

Основываясь на термической стабильности вечной мерзлоты, Cheng (1983) разработал классификацию горной вечной мерзлоты с использованием среднегодовой температуры горных пород (MAGT) и связал ее со средней годовой температурой воздуха (МААТ), вместо того, чтобы использовать термины сплошная, прерывистая и спорадическая мерзлота (таблица 4.3). Révé (1983a) считал, что этот метод «работоспособен», и Harris (1986b) составил карту устойчивости североамериканской вечной мерзлоты на основе MAGT (рис. 4.16). Вертикальный разрез зон вечной мерзлоты весьма различен в различных климатических регионах.

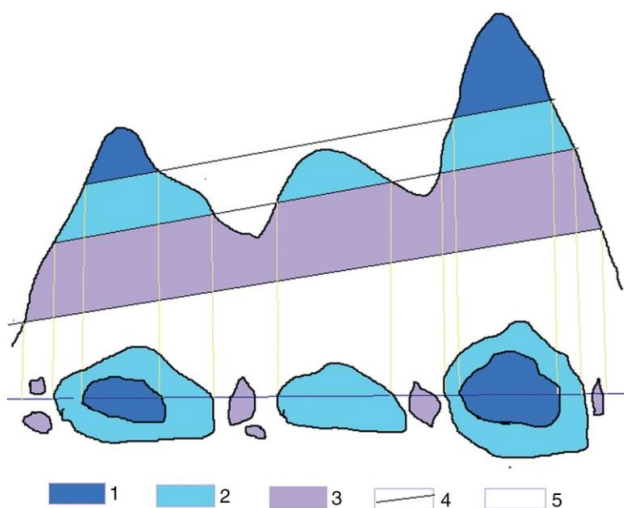


Рис. 4.16. Схема, показывающая распространение вечной мерзлоты в горах: 1 — сплошная вечная мерзлота; 2 — прерывистая вечная мерзлота; 3 — спорадическая (изолированная) и островная вечная мерзлота; 4 — граница зон; 5 — сезонная мерзлота

В континентальных климатических регионах существуют три вертикальные зоны вечной мерзлоты. В субконтинентальных регионах есть две зоны, и в морских районах — одна зона (рис. 4.17). Различные комбинации высоты, широты и расстояния от океана определяют эти вертикальные зоны, что позволяет хорошо описать региональное распределение горной вечной мерзлоты. Температура горных пород является основным параметром теплового режима вечной мерзлоты и важна не только для оценки распределения и мощности вечной мерзлоты, но и для оценки гидрологии, экологической среды, геоморфологических процессов и углеродных бюджетов. Среднегодовая температура пород отражает стабильность или чув-

ствительность вечной мерзлоты к изменениям климата и деятельности человека (Gravis & Melnikov, 2003). Тепловой режим пород является важным компонентом механизма обратной связи в климатических системах из-за опасений относительно устойчивости линейной инфраструктуры (например, железных дорог,

автомобильных дорог и линий электропередачи), а также причинно-следственных связей между наземным тепловым режимом и **геологическими опасностями (geohazards)** в горных районах в период подъема температуры и связанной с ними деградации вечной мерзлоты (Etzelmuller, 2013; Gruber *et al.*, 2015).

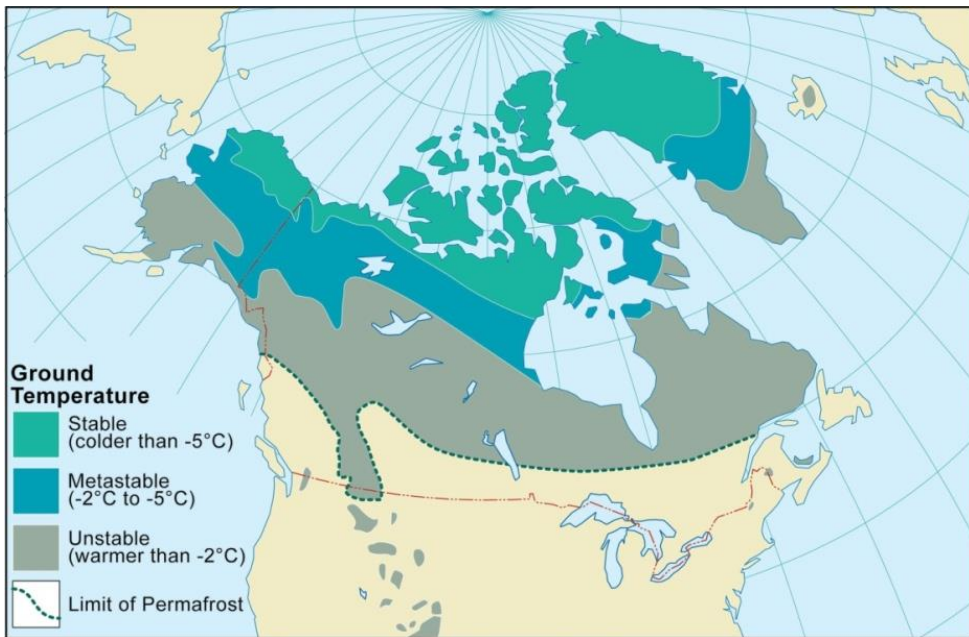


Рис. 4.17. Устойчивость вечной мерзлоты в Северной Америке, основанная на распределении среднегодовой температуры горных пород (по Harris, 1986a): устойчивая, температура ниже -5°C (stable); метастабильная, температура от -2°C до -5°C (metastable); нестабильная, температура выше -2°C (unstable); граница распространения вечной мерзлоты (limit of permafrost).

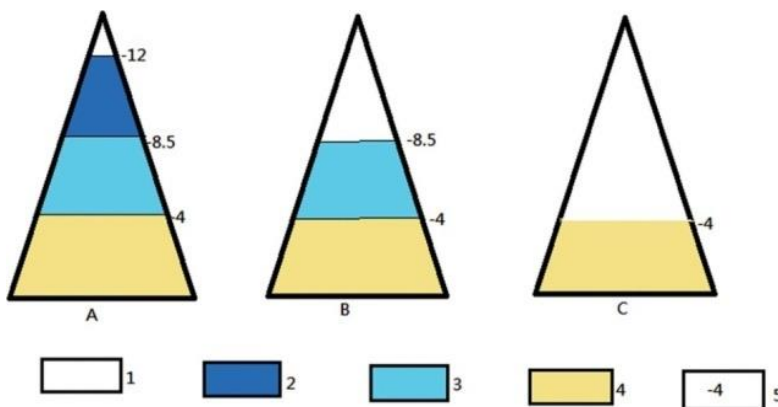


Рис. 4.18. Вертикальные зоны вечной мерзлоты в различных климатических регионах (Cheng, 1983, рис. 2). А — континентальный климатический регион; В — субконтинентальный климатический регион; С — морской климатический регион; 1 — ледник; 2 — верхняя зона; 3 — средняя зона; 4 — нижняя зона. Температуры — средняя годовая температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$)

Часть II

КРИОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

ВВЕДЕНИЕ

Российский геолог Василий Васильевич Докучаев первым понял, что почвы по всей России тесно связаны с климатом (Докучаев, 1879а, 1879б, 1893). Эта идея была развита его близким другом Николаем Михайловичем Сибирцевым, который ввел понятие почвенного районирования (Сибирцев, 1895). Он разделил почвы на зональные, внутризональные и аazonальные группы и создал первую карту почв мира. **Зональные почвы (zonal soils)** образуются на хорошо дренированных участках и встречаются в зонах, близких по распространению к зонам растительности и климатических поясов. **Внутризональные (или интразональные) почвы (intrazonal soils)** встречаются в виде полос и пятен, пересекающих зональные почвенные пояса и обычно представлены поймами рек и ручьев или другими местами с плохим дренажем. **Аazonальные почвы (azonal soils)** не обладают выраженными почвенными горизонтами для классификации в двух других группах. Примером могут служить песчаные дюны. Распределение вечной мерзлоты аналогично распределению почв, поскольку криогенные процессы контролируются схожими факторами.

В зоне вечной мерзлоты появляются уникальные формы рельефа, которые не встречаются в других климатических зонах. Рельеф в основном развивается под воздействием процессов, связанных с фазовыми изменениями воды в районах с холодными климатическими условиями, а границы распространения вечной мерзлоты пересекают границы зональных почв. Вечная мерзлота может возникать в таких морских районах, как Норвегия, Исландия, Япония или Новая Зеландия, или в чрезвычайно континентальных районах, таких как Средняя Сибирь, Антарктида или восточная часть Западных Кордильер в Канаде.

Великий немецкий исследователь Карл Тролл (Troll) считал, что должна существовать связь между процессами, формирующими рельеф во всех частях мира, и климатом, в котором они развивались. Troll (1944, 1958) рассказал о некоторых процессах, происходящих в грунтах, подверженных воздействию промерзания. После Второй мировой войны он провел серию экспедиций в Южную Америку и Евразию, чтобы попытаться определить географическое распределение геоморфологических процессов в отношении климата и растительности. Результаты его экспедиций были подведены незадолго до его смерти (Troll, 1972), но, к сожалению, они оказались неполными.

Последующие исследования в Центральной Азии и в горах Куньлунь Цинхай-Тибетского плато показали, что на крутых склонах гор в разных климатах существуют различные доминирующие процессы (Harris, 1992). На склонах во влажных, холодных районах широко распространены каменные глетчеры, тогда как в очень холодном сухом климате развиты **каменные склоны (block slopes)**, называемые **курумами (kurums)** в России, или **каменные потоки (block streams)**, где есть подходящий источник блоков (рис. 5.1). В более теплых климатах **гелифлюкция (gelifluction)**, развивающаяся на многолетнемерзлом основании, является доминирующим процессом. Там, где хорошо дренированные породы, такие как известняк, развиты в районах, где имеется незначительный зимний снежный покров, могут развиваться курумы, например, гора Плато, Альберта, Канада (Harris & Pedersen, 1998). Все больше и больше данных накапливаются о важности климата для криогенных форм рельефа.

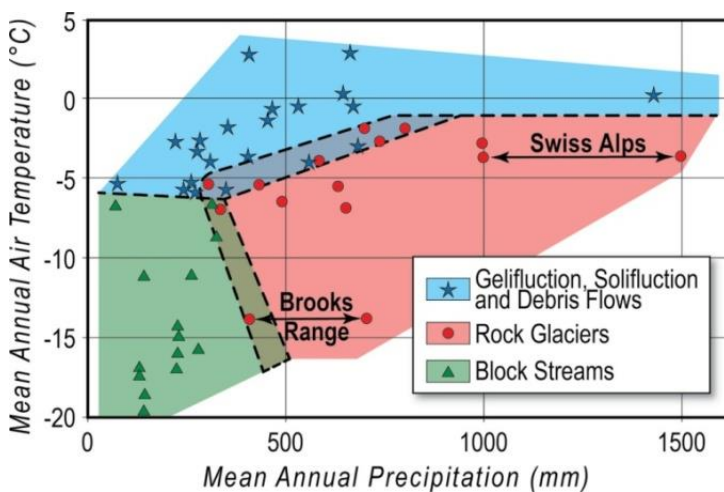


Рис. 5.1. Изменения в доминирующих склоновых процессах в криолитозоне по отношению к среднегодовой температуре воздуха (mean annual air temperature) и среднегодовому количеству осадков (mean annual precipitation) (по Harris, 1994a, рис. 13). Эти характерные формы рельефа — гелифлюкция (gelifluction), солифлюкция (solifluction), грязевые потоки (debris flows), каменные глетчеры (rock glaciers) и каменные потоки (block streams) подробно обсуждаются в главах 8 и 9. Наложение связано с различиями между такими факторами, как среднегодовые температуры воздуха и горных пород

Криогенные формы рельефа демонстрируют **эквифинальность (equifinality)**, т. е. похожие по виду явления образуются под воздействием различных процессов в разных климатах. Атмосферные осадки имеют тенденцию выпадать в больших количествах на горах или холмах, но гравитация заставляет влагу мигрировать вниз по склону к низменным районам, где она накапливается в грунте, часто производя различные формы рельефа. В этой части книги описываются уникальные особенности рельефа, встречающиеся в районах вечной мерзлоты, а также обсуждение их распределения и процессов, которые их образуют. На рис. 5.2 показано общее распределение отдельных форм рельефа в пределах основных зон вечной мерзлоты.

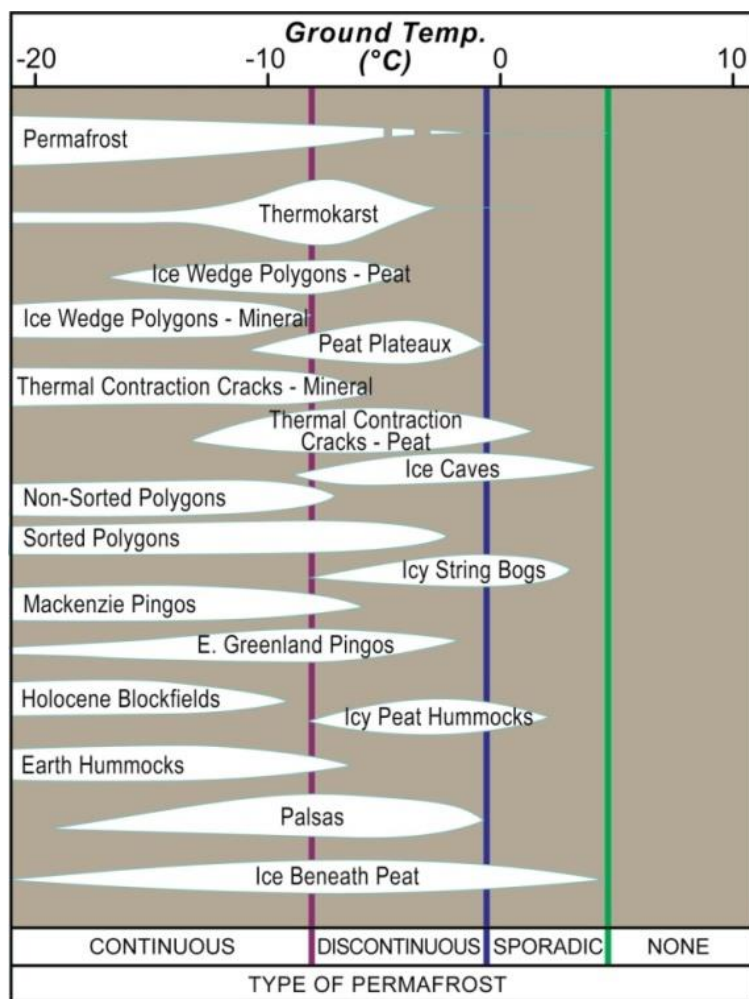


Рис. 5.2. Распределение криогенных процессов по различным типам многолетнемерзлых толщ (по Harris, 1986а, Рис. 2.2): температура горных пород (ground temperature), вечная мерзлота (permafrost), термокарст (thermokarst), полигоны ледяных жил в торфе (ice wedge polygons -peat), полигоны ледяных жил в минеральных породах (ice wedge polygons — mineral), торфяные плато (peat plateau), морозобойные трещины в минеральных породах (thermal contraction cracks — mineral), ледяные пещеры (ice caves), несортированные полигоны (non-sorted polygones), сортированные полигоны (sorted polygones), льдонасыщенные полосчатые болота (ice string bogs), пинго Маккензи (Mackenzie pingos), пинго Восточной Гренландии (E. Greenland pingos), голоценовые каменные поля (Holocene blockfields), льдонасыщенные торфяные бугры (icy peat hummocks), минеральные бугры (earth hummocks), бугры пучения (palsas), лед под торфом (ice beneath peat), тип мерзлоты (type of permafrost), сплошной (continuous), прерывистый (discontinuous), спорадический (sporadic), отсутствует (none)

Глава 5. МОРОЗОБОЙНЫЕ ТРЕЩИНЫ, ЛЕДЯНЫЕ ЖИЛЫ, ПЕСЧАНЫЕ, ЛЕССОВЫЕ И СКАЛЬНЫЕ ТЕССЕЛЛОНЫ

5.1. ВВЕДЕНИЕ

Морозобойное растрескивание (*frost cracking*) представляет собой вертикальное или субвертикальное растрескивание горных пород вдоль прямой линии в результате термического сжатия (рис. 2.14). Криволинейные трещины также образуются из-за растяжения (рис. 2.15). Последние обнаружены на склонах растущих бугров, таких как пинго или бугров пучения, и обсуждаются в главе 7.

Термическое трещинообразование происходит в случае относительно влажного активного слоя, подверженного воздействию низких температур воздуха (Leffingwell, 1915, 1919). Когда температура грунтов падает осенью, грунт сжимается, но после того, как большая часть влаги в нем превращается в лед, а температура падает ниже $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Достовалов, 1952, Lachenbruch, 1962, Réwé, 1966), материал становится очень хрупким. Если температура продолжает падать, слой стремится сжиматься, но это создает горизонтальные напряжения. Это частично компенсируется ползучестью, но при резком снижении температуры от $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ до ниже $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ происходит растрескивание (Allard & Kasper, 1998; Fortier & Allard, 2008). Maskay (1993b) предположил, что падение температуры, вызывающее растрескивание, должно составлять около $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ в день в течение как минимум 4 дней. Это происходит тогда, когда эти напряжения, вызванные тепловым сжатием, превышают прочность на растяжение горных пород, что приводит к морозобойному растрескиванию (рис. 5.3). Тепловые напряжения пропорциональны скорости изменения температуры горных пород, градиенту температуры с глубиной, глубине ниже поверхности, модулю упругости и коэффициенту расширения компонентов горных пород. Большинство минералов имеют коэффициент теплового расширения $2\text{--}12\text{ }10^{-6}\text{ }1/^{\circ}\text{C}$, тогда как лед имеет значения $30\text{--}60\text{ }10^{-6}\text{ }1/^{\circ}\text{C}$, в зависимости от структуры льда, угла оптической оси кристаллов, температуры и потенциальных изменений фазы, изменяющих ее объем. Воздух, который не замерзает, обладает очень высокой способностью к расширению или сокращению. При всех этих переменных неудивительно, что растрескивание не является легко предсказуемым, оно не полностью контролируется температурой и не происходит каждый год по какой-либо конкретной трещине (Maskay, 1974, 1989, 1992, 1993b, Harry *et al.*, 1985).

Первой моделью растрескивания была, вероятно, модель Достовалова (1952), которая позволила оценить расстояние между трещинами и глубиной растрескивания. Последнее тесно связано со средней годовой температурой горных пород, а расстояние между многоугольниками увеличивается с уменьшением средней амплитуды колебаний температуры горных пород. Размер полигонов колеблется от 0,5 до 10 м в районах континентального климата и 20–80 м в менее континентальных условиях. Ширина трещин составляет 5–10 см, глубина 3–4 м. Гречищев (1970) улучшил модель с учетом ослабления напряжений во времени, но обязательным условием принял постоянный климат и показал, что ледяные клинья формируются в основном во время колебаний температуры, варьирующихся от нескольких дней до периода от одной до двух недель. На Марсе размер сокращающихся полигонов достигает сотен метров, по-видимому, из-за длительных периодов колебаний температуры.



Рис. 5.3. Открытая морозобойная трещина, полуостров Ямал, Западная Сибирь © А. Губарьков



Рис. 5.4. Полигоны с поднятыми краями и низким центром в заливе Прудо, Аляска. © S. A. Harris

В Западной Сибири торф испытывает растрескивание при средней годовой температуре ниже $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, по сравнению с $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в аллювиальных супесях. В Сибири южная граница морозобойного растрескивания соответствует границе с значением среднегодовой температуры воздуха от -5 до $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Романовский, 1974). Романовский (1977) предложил выделять три основные зоны растрескивания. В южной зоне среднегодовая температура воздуха выше $>-3-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, а растрескивание ограничено активным слоем или слоем сезонного промерзания. Это растрескивание дает грунтовые жилы (см. ниже), выраженные в виде в основном многоугольных форм диаметром от 0,3 до 2 м в плане (рис. 5.3). В переходной зоне трещина образуется как в активном слое, так и в верхней части вечной мерзлоты, а в северной зоне горные породы растрескиваются преимущественно в вечной мерзлоте. В этой северной зоне средняя годовая температура почвы ниже $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$. В настоящее время растрескивание создает полигоны размером 10–30 м и глубиной 5–8 м, но иногда с трещинами размером от 3 до 4 м на севере до Арктической Якутии. Однако ледяные клинья глубже 4–5 м встречаются преимущественно в более древних осадках, например, верхнего плейстоцена (время Сартанского оледенения), подвергнутых различным типам деформации (см. Едома, глава 6).

Другие региональные исследования растрескивания горных пород в России включают Прибайкалье и Якутию (Втюрина, 1962), а также Центральную Сибирь (Фотиев и др., 1974).

В Северной Америке средняя температура воздуха в верхней части трещины составляла около $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ на исследованных участках в Северном Квебеке (Allard & Kasper, 1998; Fortier & Allard, 2008, 2013). Это согласуется с теоретической работой Лахенбруха (1962, стр. 20) и Гречищева (1973, стр. 231). Не все трещины открываются в течение одного года, и если лед или песок не заполнит трещину в течение зимы или весны, она, будучи открытой (рис. 5.3), просто закрывается. В этом случае окислы железа могут показать следы прежней трещины. Как только грунт треснул вдоль определенной линии, растрескивание в последующие годы имеет тенденцию случаться вдоль этой вертикальной / субвертикальной плоскости. Однако открытые трещины могут быть заполнены любым доступным материалом, например льдом, лёссом, песком, другими горными породами или их смесью. Маскау (1974, 1978, 1984, 1992, 1993а) описывал сотни случаев, где трещины развивались в ледяных жилах.

Растрескивание также может происходить в торфе (Vasil'chuk *et al.*, 1999), но в этом случае торф иногда накапливался с высокой скоростью (4,5–5,0 м за 700–800 лет) в течение климатического оптимума, так что эти голоценовые жилы являются **сингенетическому** (*syngenetic*). Брушков наблюдал растрескивание и рост ледяной жилы на асфальтовой взлетной полосе с песчаным основанием в аэропорту Амдерма на побережье Карского моря. В Антарктиде растрескивание на древних поверхностях в отложениях на Бикон-Хилл, Земля Южной Виктории, привело к образованию полигонов размером 10–20 м (Sletton *et al.*, 2003).

Растрескивание на плоских участках происходит серией относительно прямых линий, образующих многоугольник, или **тесселлон** (*tessellon*), в России называемый также полигоном (рис. 5.4). Поверхность горных пород подвергается тепловому сжатию и расширению, которые соответствуют изменениям температуры горных пород в зимний период, что приводит к соответствующим изменениям ширины трещины (Allard & Kasper, 1998). Маккей показал, что растрескивание обычно начинается на глубине около 3 м, вблизи кровли вечной мерзлоты

в дельте Маккензи, и распространяется до поверхности и глубже в горные породы (Маскау, 1984b). В результате получается многоугольный рисунок растрескивания размерами от 5 до 500 м, в зависимости от местных условий. В тех случаях, когда средняя температура поверхности горных пород ниже -20°C , растрескивание может привести к слышимому удару, аналогичному выстрелу пушки (Маскау, 1993а), из-за высоких скоростей распространения звука. Развитие трещин в целом не является зональным, поскольку оно может происходить в различных местах во время холодных зим (рис. 5.5). Однако заполнение трещин льдом или осадками является зональным процессом, потому что оно требует повторения климатических условий в течение ряда лет, чтобы создать выраженную форму рельефа. Количество сторон этих многоугольников зависит от топографии и степени однородности массива, подвергающегося растрескиванию. Обычно полигоны имеют 5–6 сторон в однородных отложениях (преимущественно гексагональные) и 4-сторонние (ортогональные) многоугольники (тесселлоны), которые развиваются вдоль существующих структурных границ, например, рек.

Существуют две системы классификации заполненных материалом трещин. В России Романовский (1977) разделил многоугольные структуры на четыре типа: **первично-грунтовые жилы (original ground wedges)**, **повторно-жильные льды (repeated ice-wedges)**, **первичные песчаные жилы (primary sandy wedges)** и **псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (pseudomorphs of repeated wedges)**. Однако в других странах их обычно подразделяют на **ледяные жилы (ice-wedges)**, **касты (ice-wedge casts)** и **тесселлоны (tessellons)**. Тесселлоны могут быть заполнены глинистыми, песчаными, лёссовыми отложениями или каменными фрагментами, а ледяные жилы — это случай, когда наполнение состоит в основном из льда. Известны также переходные формы между ледяными жилами и многоугольниками

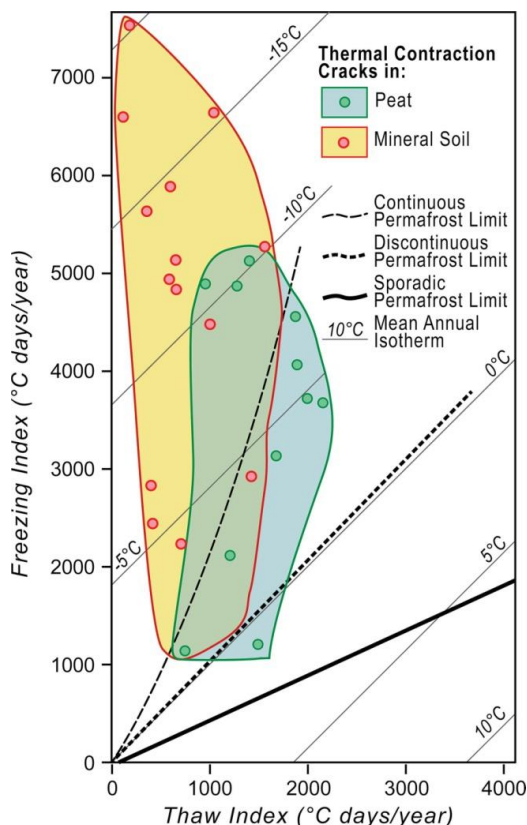


Рис. 5.5. Распределение морозобойного растрескивания в торфяных и минеральных осадках с индексами промерзания и оттаивания (по Harris, 1981с, Рис. 4В; 1982а): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) ($> 70\%$), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) ($< 30\%$), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm), торф (peat), минеральные отложения (mineral soil), трещины теплового расширения, или морозобойные (thermal contraction cracks), индекс промерзания (freezing index), индекс оттаивания (thaw index), границы (limits)

с различным количеством осадочного материала. Здесь используется вторая классификация с перекрестными ссылками на первую, поскольку это подчеркивает различия в истории окружающей среды, которые пережил каждый тип. В главе 6 рассмотрены мощные метаморфизованные, преимущественно плейстоценовые ледяные жилы, которые встречаются как отложения едомы, вместе с другими ледяными телами, рассматриваемыми как так называемый ледовый комплекс.

5.2. ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ЖИЛЫ (ТЕССЕЛЛОНЫ)

Очевидно, что необходимо провести различие между жилами, образованными за счет заполнения трещин в холодных горных породах зимой, а также измененными жилами в результате плавления льда в более теплых климатических условиях. Романовский (1977) использовал термин **первичные жилы (primary wedges)** для жил, образованных морозобойным растрескиванием, в отличие от **вторичных жил (secondary wedges)**, 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. В настоящей работе термин **«тесселлон» (tessellon)** будет использоваться для всех типов заполненных различным материалом первичных жил, чтобы отразить их многоугольную в плане форму (AGI, 2005), за исключением ледяных жил. Термин **«ледяная жила» (ice-wedge)** настолько широко используется, что кажется неуместным смущать читателей использованием термина **«ледяной тесселлон» (ice tessellon)**, хотя это согласуется с терминами, используемыми для других первичных заполнителей.

5.2.1. Первичные жилы

К ним относятся **эпигенетические ледяные жилы (epigenic ice-wedges)**, которые представляют собой наиболее известные первичные жилы. Однако при отсутствии воды для заполнения трещин любые другие рыхлые отложения могут попадать в трещину, от глины до песка или гальки. Их разновидности обсуждаются ниже.

5.2.1.1. Ледяные жилы

В районах со снежным покровом талая вода весной просачивается в трещины, образовавшиеся в предыдущую зиму, и замерзает там, что приводит к образованию ледяных жил (рис. 5.6). 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 (Достовалов и Попов, 1966). Это создает пересекающиеся вертикальные слои во льду, которые обычно довольно заметны (рис. 5.7). Эти отдельные вертикальные слои представляют один год, но только некоторые из жил претерпевают трещинообразование каждый год. При подсчете отдельных вертикальных слоев в жиле обычно обнаруживается, что жилы, возможно, были активны в течение очень долгого времени, часто, по-видимому, более 1000 лет в Сибири. Изотопы водорода и кислорода при заполнении льдом отдельных трещин дают возможность датировать трещины и давать оценку температур во время их образования

с использованием изотопных методов (Коняхин, 1988). Радиоуглеродное датирование использовалось в торфяных отложениях и органических остатках, таких как торф или древесина (рис. 5.8), хотя некоторые прослои льда могут иметь различный изотопный состав вследствие последующих добавлений к жилам, что выражается в газовом составе пор, в частности, в наличии метана и углекислого газа. В этом случае лед является полиморфным.

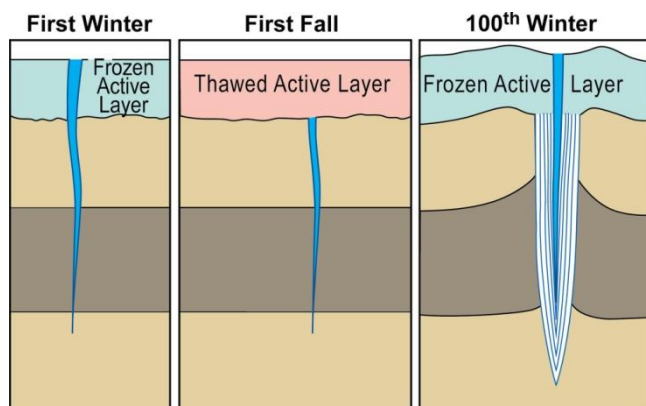


Рис. 5.6. Развитие ледяных жил: первая зима (first winter), первая осень (first fall), 100-ая зима (100th winter), мерзлый активный слой (frozen active layer), талый активный слой (thawed active layer)

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» в русской литературе), и наблюдается задирание вмещающих отложений вдоль сторон клина, характерны также «пояски» в виде сгущений ледяных шлиров, иногда сращивающиеся со льдом у краев ледяных клиньев (Рис. 5.9). Формируются грунтовые гребни (валики) вдоль сторон поверхности клина (Рис. 5.4), часто с водой, оказавшейся в ловушке между ними, и также в центре многоугольника. Это — **«полигонально-валиковый рельеф» (polygonal bead relief)** в русской литературе.

Сезонные изменения активного слоя и подстилающей многолетнемерзлой толщ были изучены для



Рис. 5.7. Ледяные жилы разного возраста секут залежеобразующие льды на острове Хершель. Это пример повторного образования ледяных жил. Обратите внимание на вертикальную слоистость внутри жил, а также на деформирование вмещающих отложений

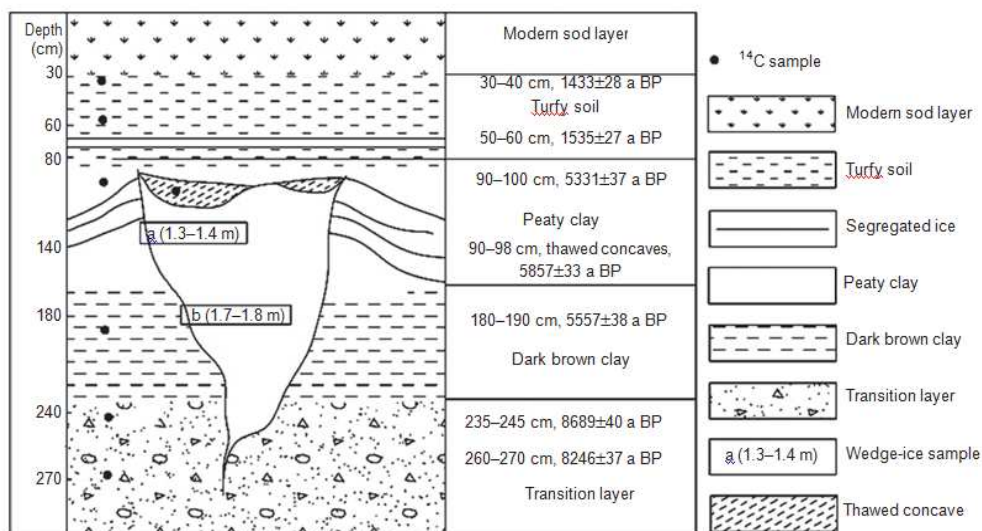


Рис. 5.8. Самая южная и самая неактивная ледяная жила, найденный в Йитулие, СВ Китай (50 °37 N, 121 °32 E) на высоте 730 м. Среднегодовая температура воздуха -5,2 °C в 1954–1955 годах, со снежным покровом 30–35 см. Из Jia *et al.* (1987), Peng & Cheng (1990) и Yang & Jin (2011): современный слой дерна (modern sod layer), торфяная почва (turfy soil), сегрегационный лед (segregated ice), глина с торфом (peaty clay), темно-коричневая глина (dark brown clay), переходный слой (transition layer), образец жильного льда (wedge-ice sample), депрессия, образовавшаяся в результате таяния (thawed concave)



Рис. 5.9. Ледяная жила с «плечиками», на которые ложатся «пояски» (более льдистые отложения, сгущение ледяных шпиров). Пояски у контакта с жилой заметно изгибаются вверх в левой верхней части ледяной жилы. Центральная Якутия. © А. Брушков

различных тесселлонов, которые изменялись по возрасту, типу, частоте возникновения трещины и положению в рельефе (Маскау, 2000). Полевые наблюдения показали, что зимой тепловое сжатие ограничено или исчезает к центру тесселлона, но летом тепловое расширение не ограничено. Это, как правило, приводит к небольшому летнему движению пород активного слоя в ледяные клиновидные желоба, уменьшая тенденцию к образованию гребней (валиков) у обеих сторон ледяной жилы. Такое движение наблюдалось на всех изученных полигонах. Перенос материала в ледяные клиновидные впадины имеет последствия в виде **аградации вечной мерзлоты (permafrost aggradation)** и роста сингенетических жил. Палеоклиматические реконструкции некоторых ледяных жил и интерпретация стратиграфии показывают, что материал накапливается на месте.

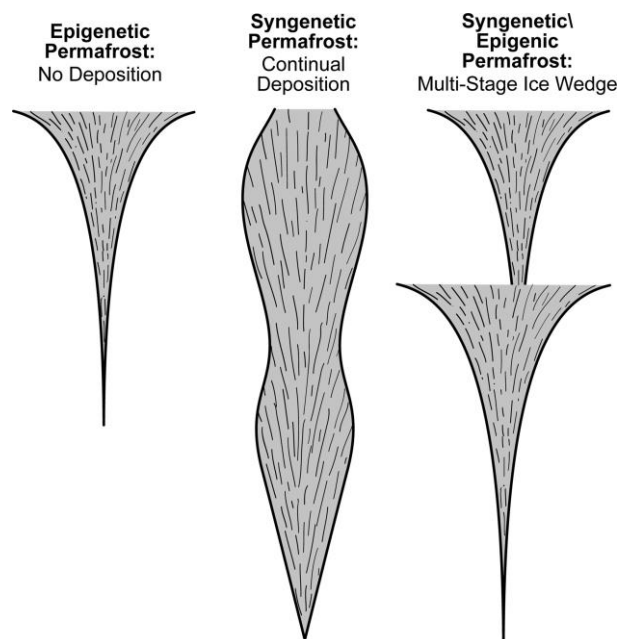


Рис. 5.10. Различия в форме между эпигенетическими (epigenetic), сингенетическими (syngenetic) и многоступенчатыми (повторными) (multi-stage) ледяными жилами: отсутствие осадконакопления (no deposition) и постоянное осадконакопление (continual deposition). Для простоты активный слой опущен

растрескивания горных пород. Образующиеся в результате **повторно-жильные льды (repeated ice-wedges)** (Shumski, 1955), **многоярусные эпигенетические / сингенетические ледяные жилы или полигенетические ледяные жилы** (термин, используемый в России) (**multistage epigenetic/syngenetic ice-wedges, or polygenetic ice-wedges**) представляют собой крупные жилы, пересеченные более молодыми ледяными жилами, растущими сверху (рис. 5.11). В Сибири иногда образуются повторно-жильные льды, где ледяные жилы периодически покрываются водой, приносящей глинистый материал на растущих поймах при среднегодовой температуре воздуха ниже <3 °С.

Повторное растрескивание горных пород в одном месте может привести к образованию двух типов жил. **Эпигенетические жилы (epigenetic wedges)** развиваются в суровых климатических условиях в сформированных отложениях. В разрезах видно типичное строение такой ледяной жилы, простирающейся в слое годовых колебаний температуры до глубин около 4 м. **Сингенетические жилы (syngenetic wedges)** образуются одновременно с накоплением осадков и часто имеют высоту до 40–60 м и ширину 6–8 м (рис. 1.26). Тип ледяной жилы легко идентифицируется по форме, которая зависит от стабильности поверхности горных пород и климата (рис. 5.10). Остановка роста, вызванное изменением климата, может привести к развитию осадконакопления на поверхности, и за этим может последовать другой период охлаждения, что приведет к возобновлению



Рис. 5.11. Многоуровневая ледяная жила, образующаяся в торфе в Йитулие, СВ Китай. Рост нижней ледяной жилы в какой-то момент прекратился, и сегрегационный лед развился в накопившемся вышележащем торфе. Затем растрескивание возобновилось, что привело к росту второй ледяной жилы, внедряющейся в первую. © SizhongYang

Если на склоне, подвергнутом эрозии, возникает ледяная жила, такая жила рассматривается как **антисингенетическая жила (anti-syngenetic wedge)** (Маскау, 1990). Со временем длина такой жилы становится короче, если только растрескивание не продолжается — в этом случае новые трещины распространяются далее во вмещающие породы. Для всех ледяных жил характерен изгиб вмещающих отложений, прилегающих ко льду (рис. 5.12).



Рис. 5.12. Строение контакта ледяной жилы с вмещающими отложениями в Сибири. Обратите внимание на изгиб вверх вмещающих горных пород и вертикальную слоистость в самой жиле. © А. Брушков

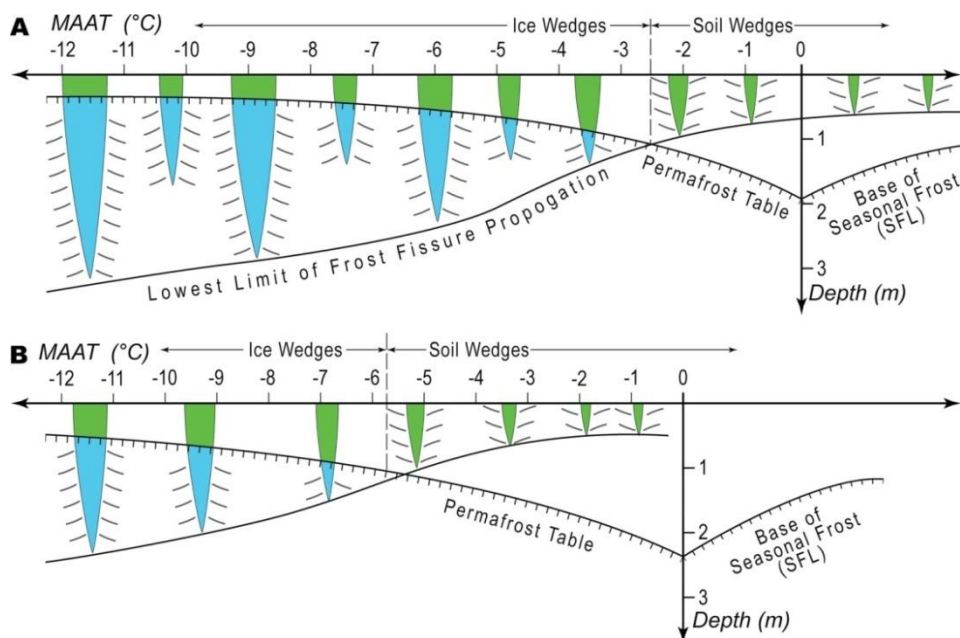


Рис. 5.13. Связь между грунтовыми (soil wedges) и ледяными жилами (ice-wedges) и средней годовой температурой горных пород (mean annual ground temperature, MAGT) для А, глинистых субстратов и В, песка и гравия (по Романовскому, 1973): нижний предел распространения морозобойных трещин (lowest limit of frost fissure propagation), кровля мерзлоты (permafrost table), подошва слоя сезонного промерзания (base of seasonal frost), глубина (depth). Обратите внимание на изгиб отложений вдоль ледяных и грунтовых жил. Литология отложений и амплитуда изменения температуры также влияют на глубину проникновения жил

Поскольку глубина оттаивания в более высоких широтах меньше, в Арктике наблюдается определенное увеличение размеров ледяных жил. Зимнее охлаждение также больше к полюсам, что приводит к большей глубине растрескивания. Те жилы, что образовались во время последних оледенений вдоль северного побережья Сибири, обычно имеют глубину до 4 м. Ледяные жилы короче в более низких широтах, например, на Тибетском плато, вероятно, из-за высокого угла падения солнечных лучей летом и более мощного активного слоя, обрезающего жилу. Ширина жила зависит от частоты растрескивания и степени заполнения, а также от времени роста.

Романовский (1973, рис. 7) показал, что в Сибири существует взаимосвязь между среднегодовой температурой горных пород, образованием ледяных жил и гранулометрическим составом вмещающих грунтов. В глинах ледяные жилы могут образовываться при среднегодовой температуре горных пород ниже -2°C , тогда как в песке и гравии необходимы температуры горных пород с минимальным значением около -6°C (рис. 5.13). Обратите внимание на то, что как мощность активного слоя, так и глубина растрескивания изменяются с температурой и строением горных пород. Таким образом, оценка палеогеографических условий образования ледяной жилы более сложна, чем иногда представляется в литературе (Washburn, 1985; Harry & Gozdzik, 1988; Murton & Kolstrup, 2003; Péwé, 1966). В общем, чем крупнее состав вмещающих пород и чем больше влажность, тем ниже температура, при которой в Сибири начинают формироваться ледяные жилы

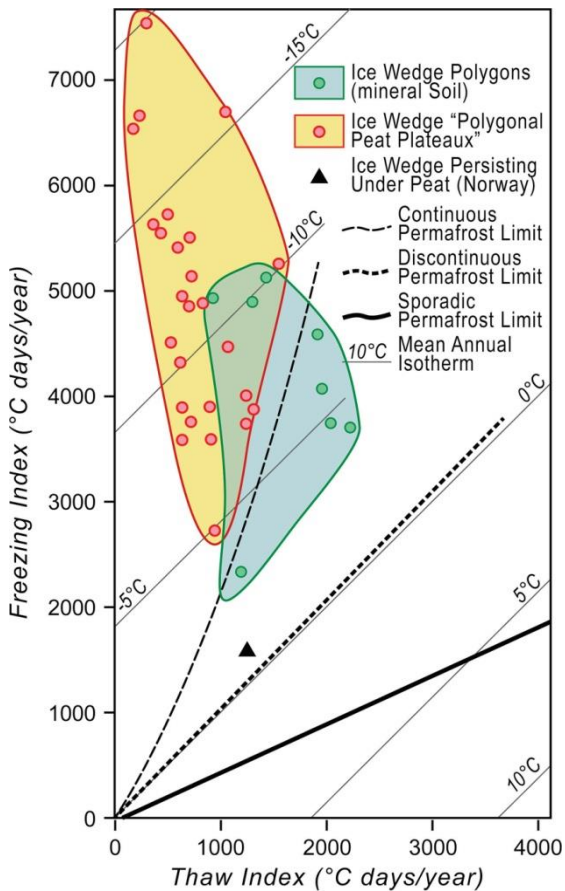


Рис. 5.14. Взаимосвязь между распределением активных полигонов и индексами промерзания и оттаивания в торфяных и минеральных субстратах (по Harris, 1981с, Рис. 4А, 1982а): индекс промерзания (freezing index), индекс оттаивания (thaw index), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm), торф (peat), минеральные отложения (mineral soil), сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost (< 30 %), полигоны с ледяными жилами (ice wedge polygons), ледяные жилы на «полигональных торфяных плато» (ice wedge «polygonal peat plateaux»), ледяная жила, сохраняющаяся под торфяными отложениями, Норвегия (ice wedge persisting under peat, Norway)

на поверхности могут быть заполнены различными отложениями и скрыты растительностью. На четырех участках в восточной дельте Маккензи более 85 % деревьев в пределах 1 м от ледяных клиньев имели наклон в сторону жил (Kokelj

(Романовский, 1977). Удаление лесного покрова может привести к росту ледяной жилы в субарктических торфяниках (Payette *et al.*, 1986), в то время как рост молодого леса может привести к прекращению растрескивания из-за более глубокого снежного покрова (Kokelj *et al.*, 2007) без изменения среднегодовой температуры воздуха.

На рис. 5.14 показано распределение активных ледяных жил с различными индексами промерзания и оттаивания. Повторное образование трещин и жил зависит от состава горных пород, как показано на рисунках 5.5 и 5.13. Жилы в торфе могут развиваться при более высоких среднегодовых температурах воздуха, чем в минеральных грунтах из-за влияния температурной сдвижки. Тем не менее, торф может образовываться только там, где температура летом достаточно высокая для производства биомассы, чтобы превысить скорость ее потери при разложении. В результате нижний предел среднегодовой температуры воздуха для образования и роста ледяных жил в торфе составляет около -11°C , тогда как ледяные жилы могут быть активны при гораздо меньших значениях среднегодовой температуры воздуха

Активные ледяные жилы, образованные в торфе, можно найти на поверхности торфяных плато и пинго в достаточно холодных условиях (см. Главу 7 и рис. 5.5). Они являются наиболее распространенным криогенным явлением для влажных низменностей, например, дельты Маккензи, но становятся редкими в сухом, холодном климате, таком как Тибетское плато и в горных районах. В дельте Маккензи трещины

& Burn, 2004). Средний угол наклона составлял 12° от вертикали, а некоторые деревья имели наклон более 25° . Угол наклона дерева изменялся обратно пропорционально от расстояния до ледяной жилы, и большинство деревьев на расстоянии более 1 м уже не были наклонными. Деревья вблизи жил склонны к наклону, потому что их корневые системы находятся под влиянием жил. Древесные кольца в поперечных срезах деревьев, склоняющихся к жилам, указывали на то, что прогрессирующее опрокидывание поддерживается на протяжении десятилетий и даже столетий. Скорости наклона деревьев оцениваются в пределах от $0,1$ до $0,4^\circ \text{ год}^{-1}$. Прогрессивное одностороннее опрокидывание может в конечном итоге разрушить ель. Таким образом, в дельте Маккензи, где редко бывают лесные пожары, ледяные жилы могут быть одним из факторов, приводящих к изменению леса.

Плейстоценовые ледяные жилы вдоль северного берега Сибири являются наиболее мощными ($> 10 \text{ м}$), но они сингенетические (Васильчук и др., 2000). Они являются результатом полиморфизма и исчезновения окружающих их минеральных отложений. Они называются **эдомой (yedoma)** или **ледовым комплексом (ice complex)** и представляют собой чрезвычайно льдистые, многолетнемерзлые отложения с мощными ледяными жилами, сформированными при континентальном осадконакоплении во время плиоценовых и плейстоценовых оледенений (см. Главу 6), особенно на прибрежных равнинах (Романовский, 1993). Они часто содержат более 90 % льда по объему (рис. 1.25). Точное происхождение их неизвестно, но различные теории рассматривают речное (аллювиальное) осадконакопление (Попов, 1953, Катасонов, 1954), эоловые осадки (Tomirdiagio *et al.*, 1984) или полигенетическое образование (Sher *et al.*, 1987), модифицированное впоследствии течением льда и выталкиванием вмещающего осадка. Эти мощные ледяные жилы распространены, например, на реке Яна в Восточной Сибири (Попов, 1965) и на Чукотском острове (Курдюков, 1965). Такие же образования встречаются вдоль арктического побережья

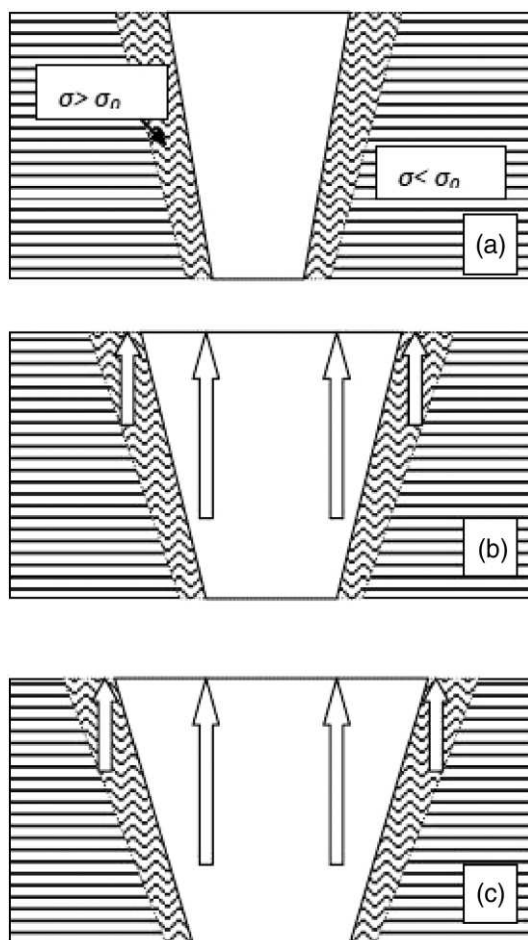


Рис. 5.15. Механические напряжения (σ) и последовательные (а, b, c) результирующие изменения во вмещающих отложениях, которые, по-видимому, происходили в ледяных жилах на террасах реки Алдан, показаны схематически. Вертикальные стрелки показывают направление движения. Напряжения вблизи жилы (σ) больше предела прочности (σ_n), а далее от жилы меньше предела прочности $\sigma < \sigma_n$

Западной Северной Америки (Shur *et al.*, 2009), но в гораздо менее засоленных отложениях. Они рассматриваются в главе 6.

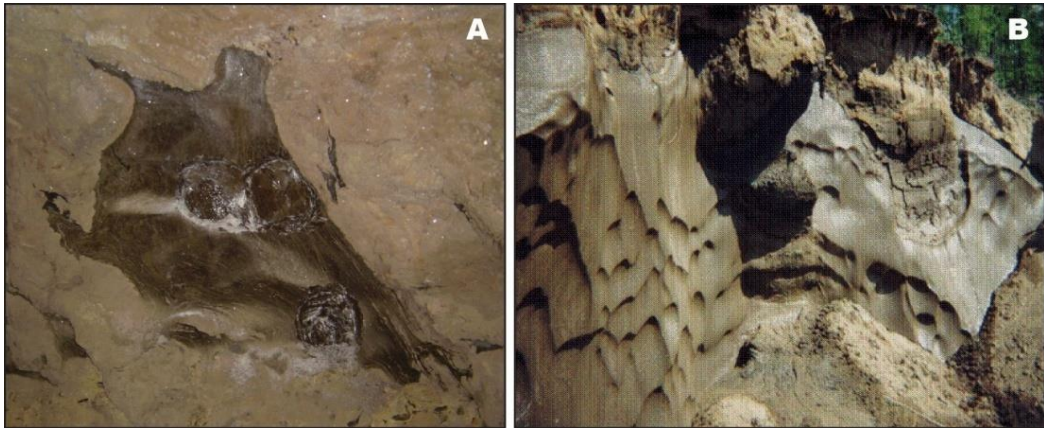


Рис. 5.16. «Неправильные» формы ледяных жил А, в стене туннеля в старом золотом руднике в Фэрбенксе и В, озеро Сырдах, Якутия. Изображения показывают площадь около 1×1 м (слева) и 3×3 м. © А. Брушков

На контакте между ледяной жилой и горной породой при образовании льда возникает высокое давление, которое может привести к течению как самого льда, так прилегающих отложений (рис. 5.15). Напряжения падают с расстоянием от жилы, уменьшая возможность восходящего течения отложений. Это может быть связано с развитием гребней (валиков) вдоль краев жил.

Напряжения могут быть слишком низкими, чтобы вызвать деформации вдали от ледяной жилы, но достаточно велики, чтобы перемещать частицы горных пород и льда. Еще одной причиной того, что деформированная область является небольшой, возможно, является постепенное перемещение горных пород, смёрзшихся со льдом, к поверхности вместе со льдом (рис. 5.15), вызванное плавучестью льда.

На рис. 5.16 показана изменчивость формы ледяных жил (Wilkerson, 1932, Révé, 1962). Касты (псевдоморфозы) по ледяным жилам иногда имеют лучшую форму, имитирующую первоначальную трещину. Причина изменчивости неизвестна, хотя Попов (1965) предполагает, что они также могут расти в верхней части из-за замерзания воды на горизонтальной поверхности льда, если она достаточно холодная. Это может частично объяснить сложные формы сингенетических жил. Другие объяснения включают необратимую деформацию горных пород при вязко-пластическом течении, особенно в засоленных породах (Цытович, 1973), а также эффекты плавучести, вызывающие диапиризм (Hallet & Washington, 1991).

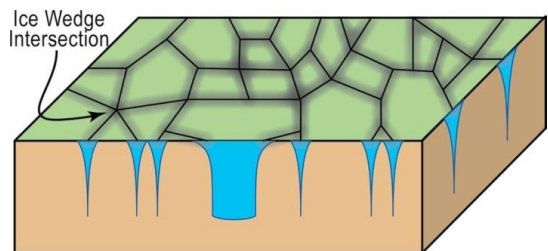


Рис. 5.17. Блок-схема ледяных жил, образующих полигональный рисунок (тесселяцию). Видимая ширина ледяной жилы зависит от угла ее сечения. Пересечение ледяных жил (ice wedge intersection)



Рис. 5.18. Область развития ледяных жил, показывающая их распределение по поверхности пинго в Северо-Западных территориях, Канада. Обратите внимание на изгиб жил в результате растягивающих напряжений на куполообразной поверхности и затопленные водой в центре полигоны на низменной части



Рис. 5.19. Полигональная сеть с низким центром (вогнутые полигоны), дельта Лены, Сибирь. © М. Григорьев

Ледяные жилы образуют полигональный рисунок (тесселяцию) с размерами от 5 м до более 50 м. Важно отметить, что фактическую ширину ледяного клина необходимо измерять под прямым углом к его ориентации (рис. 5.17). Диагональные сечения по клину будут казаться значительно более широкими, чем ширина жилы на самом деле. Количество сторон варьируется от 3 до 8, причем 4 или 5 являются наиболее распространенными в Северной Америке (рис. 5.18 и 5.20). Георадар позволяет получить представление о ширине и распределении ледяных клиньев в полевых условиях дистанционно.



Рис. 5.20. Полигоны вокруг и над торфяным болотом на полуострове Таймыр, Сибирь. © С. Фомин

Утверждается (Достовалов и Попов, 1966), что изменения климата или образование осадков с различными тепловыми свойствами могут привести к образованию вторичных и жил более высокого порядка в границах первичной сети многоугольников (тесселяции) (рис. 5.21). Plug & Werner (2002) моделировал этот процесс, считая, что поле напряжений над многоугольниками со временем не меняется. Голоценовые сингенетические ледяные жилы острова Билот (Канадский Арктический архипелаг) образовались около 6000 лет назад в приледниковых условиях.

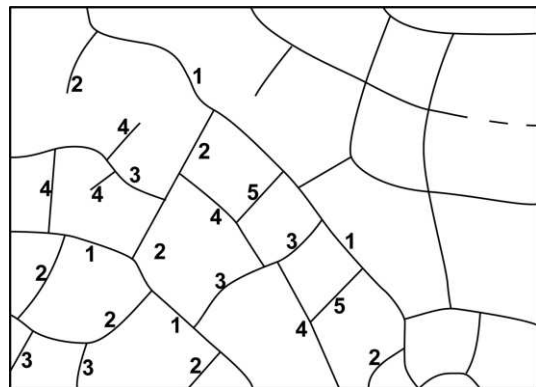


Рис 5.21. Типичное расположение ледяных жил первого, второго и более высокого порядка

Они были изменены в результате накопления эоловых и органических осадков около 3670 ± 110 лет назад. Вышележащие осадки имеют больший коэффициент термического сжатия, и в них возникли трещины третьего и четвертого порядка (Fortier & Allard, 2013). Burn & O'Neill (2015) отметили, что Maskay (1992) описал растрескивание и первичных, и вторичных жил примерно с одинаковой частотой на острове Гари в течение 20-летнего периода. Они пришли к выводу, что по мере увеличения глубины первичных жил более вероятной причиной одновременного растрескивания жил первого и второго порядка явилось изменение поля напряжений из-за увеличения скопления снега в котловинах.

Характерен изгиб отложений в области контакта с жилой из-за летнего теплового расширения, которое в этом случае было измерено и составляло примерно $2,5\text{--}2,7 \cdot 10^{-5} / ^\circ\text{C}$ на тысячу лет. Валики из нарушенных отложений перпендикулярны современным, активным полигонам сингенетических ледяных жил, достигающим до 0,12 м в ширину и 4 м

в глубину, разделенных пополам трещинами только 0,05 м в ширину и глубиной 0,09 м во внешней дельте Маккензи (Morse & Burn, 2013). Центры полигонов находятся ниже (рис. 5.19), и они часто увлажнены, поэтому называются **полигонами с низким центром (вогнутыми полигонами) (low-centre polygons)**.

Ледяные жилы могут пережить климатические изменения, в том числе межледниковья, если они соответствующим образом изолированы торфом или другим подходящим поверхностным слоем (рис. 5.22). Они не подвергаются сезонному растрескиванию, пока климат не станет подходящим для возобновления этого процесса. Самая древняя ледяная жила, найденная в Канаде до сих пор (рис. 5.23), находится ниже слоя вулканического пепла возрастом 746 тыс. лет (Froese *et al.*, 2008). Вероятнее всего, еще более древний лед присутствует в некоторых частях Сибири. Катасонов (1977) сообщает о вечной мерзлоте в Сибири, относящейся к нижнему плейстоцену, хотя он и не уточнил возраст. Конищев и Карташова (1972) сообщили об сингенетических жилах, доказывающих постоянное присутствие вечной мерзлоты в Яна-Индигорской низменности при осадконакоплении со времен среднего плейстоцена



Рис. 5.22. Самая древняя ледяная жила в мире, найденная в Северной Америке (возраст около 750 тыс. лет) в районе добычи золота Доминион-Крик на Юконе (Froese *et al.*, 2008, рис. 1). Её возраст был определен, потому что она перекрыта слоем вулканического пепла, датированным около 740 000 годами В.Р.

5.2.1.2. Песчаные тесселлоны

Песчаные тесселлоны (*sand tessellons*) — один из трех типов первичных жил, если следовать предложению Романовского (1977). Они были впервые описаны в МакМердо, Антарктида Réwé (1959). В очень холодном, сухом климате трещины образуются, но для заполнения трещин нет источника влаги. Вместо этого эоловый песок заполняет трещины зимой, оставляя узкую депрессию на поверхности горных пород (Berg & Black, 1966). Так как трещина узкая и простирается вниз до 6 м в землю, песчаный наполнитель принимает форму пересекающихся вертикальных листов (рис. 5.23). Последний лист часто пересекает многие из ранее существовавших листов, что приводит к вертикальной стратификации (рис. 5.24).



Рис. 5.23. Плейстоценовые песчаные тесселлоны к западу от Ларами, Вайоминг, проникающие в выветрелые метаморфические породы. © S. A. Harris

Скорость роста, по-видимому, неравномерна. Они считаются образующимися при чрезвычайно низких температурах ($<12\text{ }^{\circ}\text{C}$) и при сумме атмосферных осадков ниже 100 мм, что приводит к развитию полигонов, и впоследствии к вертикальной стратификации (рис. 5.24).

Может возникнуть путаница между кастами (псевдоморфозами) по жильным льдам и этими песчаными тесселлонами.

Washburn (1979, Рисунки 4.34 и 4.35) приводит рисунки вертикальных листов заполнения в песчаных тесселлонах. Стороны трещин ровные и не имеют признаков нарушения вмещающих отложений, в отличие от ледяных жил. Hallet *et al.* (2011 г., рис. 1) опубликовал данные о наличии песчаных тесселлонов в долине Виктории, Антарктида. Романовский (1973, 1976) описал переходные формы,

в которых как песок, так и лед присутствуют в материале заполнения трещин. Они, по-видимому, редки.

К сожалению, некоторые авторы опубликованной литературы использовали термин «песчаная жила» без различия для описания как песчаных тесселлонов, так и других клиноподобных форм, заполненных песком, в частности каст (псевдоморфоз), а также трещин другого, не морозобойного происхождения. Это крайне затрудняет интерпретацию климатических условий прошлого.

В таблице 5.1 приведены характеристики некоторых из таких форм, для описания которых используется термин «песчаная жила» в настоящее время в некоторых частях мира.

Использование отношения высоты к ширине было впервые применено в Китае и является полезным критерием для определения происхождения объекта при условии, что вершина жильной структуры еще присутствует. Коэффициенты, определяемые по эродированным признакам, не должны использоваться, хотя такие найдены в литературе.

Для образования песчаных тесселлонов в районах вечной мерзлоты требуется гораздо более холодный и более сухой климат, чем при образовании ледяных жил, так что их дифференциация от каст (псевдоморфоз) по ледяным жилам имеет большое палеоклиматическое значение. Они подразумевают отсутствие зимнего снегопереноса, но присутствие эоловых песчинок во время их образования зимой и весной до того, как трещина закрывается.

После этого в других холодных, засушливых частях Антарктиды (Berg & Black, 1966, 70–73, Tedrow & Ugolini, 1966), Аляскинской арктической прибрежной равнине (Carter, 1981, 1983) и на о. Принца Патрика, в Северо-Западных территориях (Писсарт, 1968) были найдены и описаны песчаные тесселлоны. Сообщалось также об ископаемых песчаных тесселлонах в плейстоценовых отложениях Вайоминга (Mears, 1981), плейстоцена дельты Маккензи, где они, как сообщается, имеют глубину 4–6 м (Murton & French, 1993), в Коридоре Хекси в Китае (Wang *et al.*, 2003), на восточных склонах плато Цинхай-Тибет (Jin *et al.*, 2007; Harris & Jin, 2011) и во Внутренней Монголии (Vandenburgh *et al.*, 2004).



Рис. 5.24. Строение плейстоценового песчаного тесселлона к западу от Ларами, где показаны пересекающиеся песчаные листы, заполняющие трещины. © S. A. Harris

Таблица 5.1. Диагностические характеристики первичных и вторичных жильных структур в Китае

Тип жильной структуры	Название	Вид сверху	Форма	Отношение глубины к ширине	Заполнение	Внутренняя структура
Первичная	Эпигенетическая	Полигон	V-образная	1,3–2,5	Лед	Вертикальная
	Ледяная жила					слоистая
	Каменный тесселлон	Полигон	V-образная	с. 4->10	Горные породы	Вертикальная
						слоистая
	Песчаный тесселлон	Полигон	Широкая	1,3->4	Песок	Вертикальная
			V-образная			слоистая
	Лессовый тесселлон	Полигон	Широкая	3->4	Золовый лесс	Вертикальная
			V-образная			слоистая
Вторичная	Каст	Полигон	Широкая	1,3–3	Различные породы с блоками вмещающих	Массивная неслоистая
			V-образная			
Другая	Массивный ледяной блок в прошлом	Изометричный	Вертикальная	<0,3–1,3	Песок	Массивная
						неслоистая
	Внедрение	Различный	Вытянутая	1,5–2	Нарушенное напластование песка и гравия	Нарушенная
			Языкообразная			

5.2.1.3. Лёссовые тесселлоны

В верховьях Желтой реки в Китае были найдены **лёссовые тесселлоны** (*loess tessellons*). Поскольку они проникают в коренные породы, их легко распознать (Рис. 5.25 и 5.26), хотя они перекрыты молодым лёссом. Они также были найдены вдоль Коридора Хекси, к северу от гор Килинь в 38 °6 N, 101 °20 E на высоте 2891 м, проникая в коренные породы. Лёссовые тесселлоны встречаются на хорошо дренированных высоких склонах каменистого ландшафта и имеют небольшую ширину, в то время как касты (псевдоморфозы) по ледяным жилам присутствуют на низких склонах. В лёссовых тесселлонах возникает такое же субвертикальное слоистое строение, как в песчаных тесселлонах. Лёссовые



Рис. 5.25. Лёссовый тесселлон на высоте 4226 м в деревне Желтая река провинции Сычуань, Китай. Показана небольшая грунтовая жила, заполненная молодым лёссом в верхней части. © S. A. Harris

тесселлоны, вероятно, встречаются и в других местах, но их трудно распознать, поскольку лёсс вмещающих пород очень похож на лёсс заполнения трещины. Тщательная проверка изменений цвета и различий в показателях свойств необходима, чтобы отыскать такие тесселлоны в лёссовых отложениях, которые широко распространены во многих областях, где породы находились в многолетнемерзлом состоянии во время холодных событий (оледенения / продвижение вечной мерзлоты на юг). В случае описываемых здесь тесселлонов, которые образуются в Китае, заполнение чрезмерно уплотнено и демонстрируют свойства, характерные для фрагипана, в отличие от вышележащего молодого лёсса. Для образования лёссовых тесселлонов тоже необходимы холодные, сухие условия, как и для песчаных или каменных тесселлонов, за исключением того, что мелкий песок и пыль переносятся ветром на большие расстояния, т. е. близлежащие лёссовые отложения могли быть не полностью проморожены во время формирования жил и были перемещены ветрами.

5.2.1.4. Каменные тесселлоны

Каменные тесселлоны (*rock tessellons*) также похожи на песчаные тесселлоны, но заполнение состоит из мелких пластинчатых фрагментов расщепляющегося песчаника (рис. 5.27). Пластинчатые фрагменты являются результатом интенсивного выветривания песчаника. Если есть незначительный снежный покров и отсутствует ветровой перенос песка и пыли, фрагменты породы могут скользить по поверхности льда в открытые морозобойные трещины. По этой причине условия их образования могут быть даже более холодными, чем для песчаных тесселлонов. Они были впервые описаны для разрезов в криотурбированном песчанике на востоке Цинхай-Тибетского плато (Harris & Jin, 2012). Впоследствии, по крайней мере, еще один такой тесселлон был обнаружен на высоте около 1000 м ниже.

5.2.2. Вторичные жилы

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

5.2.2.1. Касты (псевдоморфозы) по ледяным жилам

При потеплении климата активный слой становится глубже, а лед в вершинах ледяных жил оттаивает. Первоначально благодаря этому образуются **полигоны с высоким центром (*high-centre polygons*) (выпуклые полигоны)** на плохо дренированных участках (см. Рисунки 11.6, 5.28). Если вода стекает, образуются **термокарстовые бугры или байджерахи (*thermokarst mounds or baydjarakhs*)** (рис. 5.29, см. также главу 11).



Рис. 5.26. Вертикальная структура в лёссовом тесселлоне в Сандар, провинция Ганьсу. ©S. A. Harris

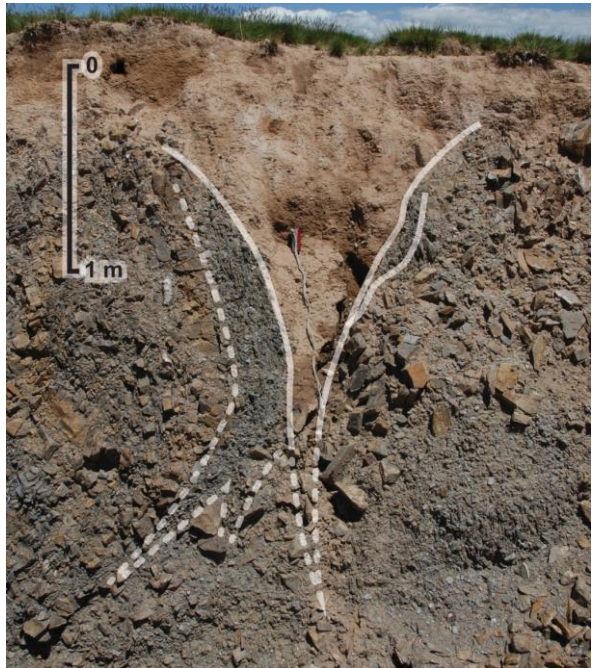


Рис. 5.27. Каменный тесселлон в песчанике с последующим развитием каста (псевдоморфозы) по жильному льду с наполнением мелким песком, восточная окраина Тибета (Harris & Jin, 2012)

Оттаивание начинается сверху, а пространство, ранее заполненное льдом, наполняется водой, особенно в низменных районах с плохим дренажем. Золовые пыль, лесс и песок накапливаются в полости и постепенно попадают вниз. Часть окружающих вмещающих отложений также попадает в углубление, поскольку оттаивание продолжается, что приводит к расширению свободной полости. В других случаях там накапливается достаточное количество золовых отложений (рис. 5.30). Если вмещающие отложения были распущены, их осадка приводит к мелким округлым углублениям, обозначающим контур бывшего ледяного клина (рис. 5.29).

5.2.2.2. Грунтовые жилы

Морозобойное растрескивание может происходить в горных породах и в районах с сезонным промерзанием во время особенно холодной зимы (Svensson, 1977, 1988a, 1988b, Washburn *et al.*, 1963). Это может привести к заполнению

поверхностными отложениями трещины, и образованием мелких клиньев, состоящих из этих отложений, по-разному называемых **грунтовыми жилами (soil wedges)** (Danilova, 1966, Jahn, 1983), **грунтовыми венами (ground veins)** (Katasonov, 1973) или **сезонными морозобойными трещинами (seasonal frost cracks)**. Они иногда включают немного льда, если смотреть в холодную погоду во влажных морских условиях, таких как Шпицберген или Исландия (рис. 5.31), но в целом они состоят из поверхностного материала горных пород, проникающего в нижние горизонты. У них отсутствует многолетнемерзлое основание, образуется тесселлон или сеть, которая обычно легко проявляется на поверхности.



Рис. 5.28. Полигоны с высоким центром (выпуклые полигоны) к югу от залива Прудо, Аляска, с водой вдоль плоскостей жил



Рис. 5.29. Термокарстовые бугры (байджерахи) на краю лиственничного леса в Центральной Якутии. © А. Брушков



Рис 5.30. Ледяная жила эпохи позднего дриаса (около 10700–9700 гг. до н. э.), Голландия. Обратите внимание на неровную границу заполнителя, а также на включение блоков отложений. Слабый изгиб вмещающих песчаных отложений. © S. A. Harris



Рис 5.31. Трещины, заполненные льдом на полуострове Ямал, Западная Сибирь. © В. Самсонова



Рис. 5.32. Поперечное сечение грунтовой жилы в Исландии. Обратите внимание на изгиб осадочных отложений. © S. A. Harris

Российские исследователи определили и описали ряд различных форм трещинообразования и заполнения (Романовский, 1973, 1985, Мельников и Спесивцев, 2000), в зависимости от материалов, присутствующих во вмещающих горных породах, но эти формы сравнительно редки. Исключением является работа French *et al.* (2003) в Южном Нью-Джерси, где их молодой возраст, форма, размер и интервал отличались от показателей, характерных для ледяных жил. В Нью-Джерси они обычно имеют глубину менее 2 м, ширину от 20 до 60 см и близко расположены друг от друга (2–3 м). В долине реки Енисей зимой образуются мелкие узкие трещины, образующие сеть 30–40 см и заполненные льдом. В течение весны и раннего лета лед тает, и грунт проникает в пустоты.

Грунтовые жилы особенно распространены в плейстоценовых отложениях южной Сибири (Катасонов, 1973, Катасонов и Иванов, 1973), а также в континентальной Восточной Европе (Dylik, 1966). Жилы различаются по глубине от около 15 см в морском климате до 2 м в ископаемых трещинах в песках и гравии в северной Сибири (Данилов, 1973). В поперечном разрезе мелкие грунтовые жилы состоят из наполнения из поверхностных горизонтов горных пород (рис. 5.32). Вмещающие отложения, как правило, в отличие от ледяных жил, изогнуты к грунтовой жиле. Поскольку подобные структуры могут возникнуть разными способами, такими как, например, высыхание, они не используются в качестве палеоклиматических показателей, если нет более убедительных доказательств.

Грунтовые жилы глубиной до 5 м были отмечены Марченко и Горбуновым (1997), которые образовывали полигоны размером 2–10 м в миоценовых глинах на водоразделе рек Асы и Турена в Тянь-Шане в Казахстане. Образцы гумуса из разных частей жил дали разные сроки по C^{14} от 7793 до 2904 лет. В то время как по отношению глубины к ширине эти жилы являются песчаными тесселлонами, тот факт, что они были встречены в глинах, свидетельствует о том, что они могут быть **трещинами высыхания (desiccation cracks)**. Тем не менее, они могут указывать на периоды холодного климата, поскольку они также были периодами небольших атмосферных осадков, но для идентификации такого палеоклимата необходимы дополнительные доказательства.

Глава 6. ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИЕ ЛЬДЫ НА НИЗМЕННОСТЯХ

6.1. ВВЕДЕНИЕ

Большая часть северного побережья северо-западных территорий Канады, европейской части России и северной части Западной Сибири состоит из низменностей. Они также являются частью области вечной мерзлоты, которая была частично покрыта ледниковым щитом в период от 20 000 до 30 000 лет назад. Однако большие площади низменностей были областями непрерывного осадконакопления в условиях холодного климата (Murton *et al.*, 2015). Вдоль арктического побережья России вследствие абразии обнажаются мощные горизонты **пластовых льдов (massive ice)**, которые перекрываются ледниковыми или другими более молодыми отложениями (Рис. 6.1). Зачастую лёд имеет складчатую структуру, а также признаки надвигов. В льдистых мерзлых породах также были обнаружены пластовые льды. Это ставит проблему их происхождения. Являются ли они сформированными путем накопления льда путем **криогенной сегрегации (cryosuction)** из подземных вод, являются ли они результатом захоронения неподвижного ледникового льда, который не полностью разрушился, или образованы каким-то другим процессом или процессами? Проблема актуальна не только с научной точки зрения, поскольку оттаивание льда будет иметь катастрофические последствия для инженерных сооружений. Так, например, нестабильность склона препятствует строительству дорог, портовых и других сооружений (см. Главы 11 и 12).



Рис. 6.1. Активно разрушающееся обнажение повторно-жильного льда с ретрогрессивными оплывинами при оттаивании (retrogressive thaw slumps), Якутия, Россия. © А. Брушков

Другой тип крупных залежей подземного льда, называемый **ёдома (yedoma)**, (слово из местных языков - ред.), или **ледовый комплекс**, встречается в Центральной Якутии (Рис. 6.1), вдоль Арктического побережья России, например, в районе дельты Лены (Рис. 1.25) и в неледниковых частях северной Аляски. Вблизи Полярного круга он состоит из ледяных жил, которые образовались в неледниковых районах во время более ранних ледниковых событий и расширились до тех пор, пока они не составят более 60 % осадка. Это значительно повышает скорость термоэрозии и термоабразии берегов. Некоторые российские авторы утверждают, что ледяные жилы этого типа составляют большую часть материала в прилегающих низменностях, а также вдоль реки Лены ниже Якутска. Они также встречаются на Аляске и на территории Юкона (Murton *et al.*, 2015).

Ледяные образования, называемые **наледями, тарынами (с якутского)**, в России, или **айфеями (с немецкого) (naleds, icings, aufeis, taryns)**, развиваются зимой в небольших речных долинах преимущественно в районах прерывистого распространения вечной мерзлоты. В западной части Северной Америки они распространяются вниз по течению на десятки километров к Северному Ледовитому океану, тогда как в Сибири они часто встречаются в районе озера Байкал и в Якутии. Эти тела часто очень мощные (Рис. 6.2), сохраняются в конце лета и делают реку бесполезной для навигации. Зимой наращивание льда может затопить дороги, трубопроводы и дома, а их большая длина и неровная поверхность представляют собой значительный барьер для транспорта (Врангель, 1841).

Подземный лед может также встречаться в ледяных пещерах, некоторые из которых могут быть очень большими. Их происхождение различно, но существует определенный цикл их эволюции, зависящий от колебаний среднегодовой температуры воздуха. В этой главе будут даны характеристики этих массивных ледяных тел вместе с их предполагаемыми возможными вариантами происхождением. По всей вероятности, их происхождение связано с несколькими процессами, каждый из которых происходит в особых условиях окружающей среды.



Рис. 6.2. Наледь, река Артык летом, Якутия. © В. Самсонова (на снимке слева)

6.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Основные области распространения залежеобразующих льдов в поверхностных отложениях показаны на рисунках 6.3 и 6.5. Районы, где они встречаются, расположены вдоль границ последних ледяных щитов. На Рис. 6.3 показаны районы распространения едомы в Северной Сибири и северо-западной части Северной Америки. Две области, в которых они встречаются, связаны с сушией вблизи Берингового пролива. На практике отложения едомы можно разделить на области с непрерывным осадконакоплением, где образуются, преимущественно ветром, *криопедолит* (*cryopedolith*) (отложения, которые находятся на первых стадиях почвообразования, с сингенетическим промерзанием и образованием ледяных жил), и области, где происходит значительное преобразование льда и минеральных отложений (Рисунок 6.4). По этой причине происхождение других залежеобразующих льдов будет обсуждаться отдельно от едомы.

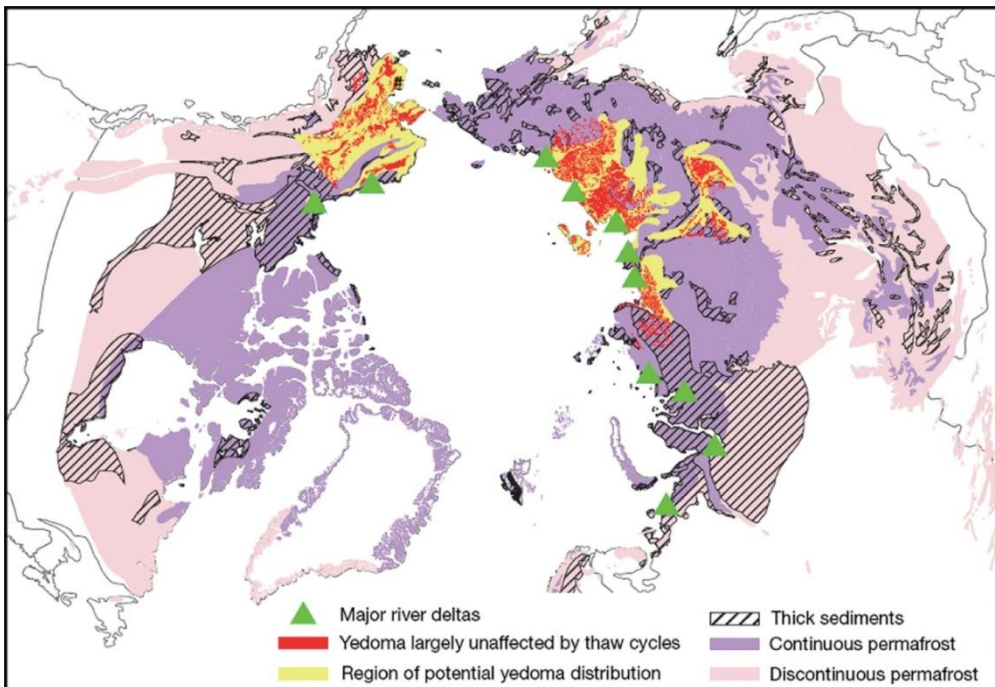


Рис. 6.3. Распространение едомных отложений, в основном не затронутых циклическим оттаиванием (*yedoma largely unaffected by thaw cycles*), потенциального развития едомы (*region of potential yedoma distribution*), мощных осадочных отложений (*thick sediments*), сплошной вечной мерзлоты (*continuous permafrost*) и прерывистой вечной мерзлоты (*discontinuous permafrost*) в Северном полушарии. <https://prd-wret.s3-us-west-2.amazonaws.com/assets/palladium/production.Accessed15/06/2017>

6.3. ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Многие из залежеобразующих льдов, которые были детально изучены, находятся близко к максимальной границе ледниковых щитов Висконсина, которые, как считается, имели место 30–15 тысяч лет назад, в зависимости от местной ледниковой истории. В Северной Америке в последние 3,5 млн лет было около

16 крупных оледенений, но они затронули различные области (Harris, 2001; Barendregt & Duk-Rodkin, 2012), а предыдущее иллинойское оледенение также было очень обширным. Когда теплый ледниковый щит перемещается, он захватывает верхние слои лежащих в основании отложений и вырывает фрагменты горных пород с подстилающих массивов. Затем этот материал транспортируется к периферии ледяного покрова, осаждаясь там во время абляции льда. Поскольку оледенения затрагивали каждый раз разные области, эти отложения, возможно, перемещались несколько раз, что в целом приводило к денудации основной части Лаврентийского щита и окружающих пород. По пути отложения претерпели значительное сокращение размера минеральных зерен, с увеличением количества пылеватых частиц. Последние несколько оледенений были особенно широко распространены, и ледниковые отложения обнаруживаются на юге Канады, в северной части Соединенных Штатов и на низменностях арктического побережья. Это отложения в последней области имеют значительные залежи подземных льдов. Опускание арктических островов усложняет ситуацию, так как только верхняя часть бывших пойм и ледниковых поверхностей в настоящее время выше уровня моря (Duk-Rodkin, 1994; Lemmon *et al.*, 1994).



Рис. 6.4. Залежеобразующие льды в обрывах Большого Ляховского острова, Сибирь. Ледяные жилы, по-видимому, расширились, деформируя лед и вмещающие отложения. © М. Григорьев

В Сибири площадь плейстоценового оледенения считается относительно ограниченной. Вместо этого прибрежная равнина в Центральной и Восточной Сибири рассматривалась как состоящая в основном из аллювиальных, озерных и морских отложений. Однако Murton *et al.* (2015) представил доказательства возникновения поверхностных отложений на огромных равнинных пространствах,

состоящих из эоловых лессов, в холодной среде с, по меньшей мере, 55 тыс. лет назад (**Каргинский интерстадиал, Karginy Interstadial**), и, возможно, с начала **Зырянского оледенения (Zyryan Glaciation)** (70–55 тыс. лет). Эти отложения, как правило, имеют высокое содержание пылеватых частиц, обеспечивая подходящие условия для движения воды к фронту промерзания. Именно в этих отложениях и сформировались классические едомные отложения. Они протянулись по бывшему берингийскому сухопутному мосту на Аляску и территорию Юкона. В Западной Европе колебания температуры воздуха привели к перерывам в осадконакоплении после окончания **Сартанского оледенения (Sartan Glaciation)** (25–15 тыс. лет назад), и формированию термокарстовых форм рельефа.

6.4. ДЕГЛЯЦИАЦИЯ ЛАВРЕНТИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА

Рисунок 6.5 показывает границы Лаврентийского щита и Кордильерского ледяного щита в Северной Америке на их максимум 18 тыс. лет назад, 10 тыс. лет назад и 7 тыс. лет назад, вместе с областями распространения льдистых отложений в Южной Канаде (по Prest *et al.*, 1968). Около 15 тыс. лет назад ледниковый покров поднялся выше вершук Скалистых гор и теплых весенних ветров, и это привело к отступлению льда на восточной стороне континентального водораздела. Погода оставалась холодной примерно до 11 тыс. лет назад в предгорьях (Churcher, 1968), но за этим последовало быстрое потепление. Это потепление постепенно происходило со времени 12 тыс. лет назад

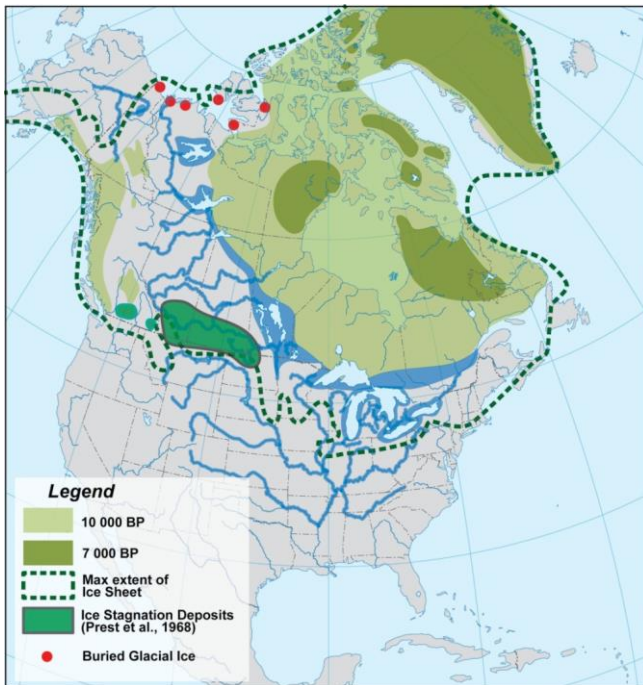


Рис. 6.5. Распространение захороненного ледникового льда (buried glacial ice) и мертвых льдов (stagnant ice) по отношению к краям ледника и двум этапам отступления Лаврентийского ледника (10 и 7 тыс. лет) в Северной Америке: граница максимального материкового оледенения (max extent of ice sheet), отложения мертвого льда (ice stagnation deposits)

делла. Погода оставалась холодной примерно до 11 тыс. лет назад в предгорьях (Churcher, 1968), но за этим последовало быстрое потепление. Это потепление постепенно происходило со времени 12 тыс. лет назад

Атмосферные осадки также уменьшились на большей части территории Лаврентийского ледника, так что внешняя его зона стабилизировалась. 10 тыс. лет назад ледяной щит окружал Гудзонов залив с рядом крупных озер по краям, включая ледниковое озеро Агассис (Рис. 6.5). Несмотря на то, что область на западе в значительной степени освободилась от ледника, он еще оставался в южных провинциях Прерий и на юге в Северной Дакоте (Perst *et al.*, 1968; Stalker, 1973). В южной части Британской Колумбии циркуляция воздуха по часовой стрелке вокруг оставшейся части Лаврентийского щита

создавала условия для теплых весенних ветров в этой области, что привело к быстрому уменьшению мощности Ледяного щита Кордильер и сокращению ледников во внутренних долинах (Harris, 1985).

Когда ледник, несущий значительное количество обломков, останавливается в развитии, таяние создает слой отложений на поверхности такого **«мертвого льда» (stagnant ice)**, который предохраняет его от солнечного нагрева. На нем могут вырастать леса (Рис. 6.6), образовываться мелководные озера в углублениях, где живет рыба и болотные птицы. Имеются результаты радиоуглеродного датирования органических остатков этого поверхностного материала, что указывает на то, что мертвый лед сохранялся по крайней мере в течение около 9 тыс. лет в южных прериях (Clayton, 1967; Harris, 1985).

Центр Лаврентийского ледяного щита оттаял около 9000 лет назад (Дюке, 2004), в результате чего началось дренирование ледниковых озер в Гудзонов залив около 8400 лет назад (Clarke *et al.*, 2004). Остатки активного льда на возвышенностях сохранялись до времени примерно 7000 лет назад к западу от Гудзонова залива и до 5–6 тыс. лет назад в северном Квебеке. На острове Баффин отступление ледника продолжалось до времени 4000 лет назад. Поскольку арктические прибрежные равнины, где найдены значительные залежи льда, находятся дальше на севере и ближе к холодным сибирским воздушным массам, предположение о том, что некоторые из этих залежей собой мертвый ледниковый лед, не кажется необоснованным.

6.5. МЕТОДЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ

Чтобы быть по происхождению ледниковым льдом, залежеобразующий лед должен находиться в области, которая в прошлом подвергалась оледенению. Это исключает Восточно-Сибирскую приморскую низменность, но оставляет западную прибрежную равнину вблизи полуострова Ямал и района Нижнего Енисея (Астахов, 1986) вместе с территориями к западу как возможные области развития **погребенного ледникового льда (buried glacier ice)**. Аналогичным образом, в северной части Юкона и южном Банксе также может находиться погребенный ледниковый лед. Все эти регионы имеют достаточно холодный климат, чтобы лед сохранялся под покровом поверхностных отложений, а сегодня они находятся в зоне вечной мерзлоты — многолетней криолитозоне.

Маскау (1989а) суммирует ряд полевых критериев, которые могут помочь в разграничении между ледниковым и сегрегационным происхождением залежеобразующих льдов. Особенно успешным является измерение изотопных отношений кислорода льда в неизвестном слое и сравнение его со значениями из известного льда поблизости. Лед, образовавшийся во время оледенения, должен быть заметно более легким (содержать меньше ^{18}O), чем сегрегационный лед (Souchez & Jouzel, 1984; Vasil'chuk, 1992). Некоторые общие характеристики ледяных тел, которые были истолкованы как ледниковые по происхождению, состоят в том, что они имеют тенденцию перекрываться песчаными отложениями, они имеют некоторую полосчатость или стратификацию, они обычно содержат ледниковые эрратические валуны разного размера и угловатости и несогласно перекрываются диамиктоном. Градационные, невыраженные и размытые верхние и нижние его контакты с вмещающими отложениями редко возникают в случае захороненного ледникового льда. Таким образом, он должен обладать относительно четкими верхними и нижними границами по показаниям радара. Там,

где присутствует интрузивный или инъекционный лед, в нем могут находиться взвешенные фрагменты вмещающего осадка. Ледяные покрытия или корки на крупных частицах указывают на сегрегацию льда. Ледниковый лед мог подвергнуться плавлению и повторному промерзанию (**режеляция, regelation**), и в этом случае будут найдены кусочки относительно чистого льда, взвешенные в более крупных (до десятков см) кусках пузырьково-изоморфного льда. Пузырьки воздуха ледникового льда часто напоминают дендриты, имеют сложные очертания и не относятся к «трубчатому» типу, характерному для сегрегационного льда. Васильчук и Васильчук (2012) отметили, что пыльца тундры редко встречается в полярных ледниках или их снежном покрове, но пыльца и споры хвощей и мхов и переотложенная пыльца вместе со спорами из более древних (мезозойских и палеозойских) горизонтов часто присутствуют в неледниковых залежеобразующих льдах. Ледяные дайки, образованные водой, внедренной вверх под давлением вдоль трещин, являются обычными в **сегрегационном (segregated)** или **интрузивном (инъекционном) льду (intrusive ice)**.

Другие типы подземных льдов, такие как ледяные жилы, сравнительно легко узнаваемы, хотя многоуровневые и сингенетические жилы распространенные в древних эоловых отложениях, например, на прибрежной равнине Аляски (Lawson, 1983), могут иметь сложные очертания. Точно так же инъекционный лед часто присутствует в виде даек или прослоев. В сочетании с деформацией, связанной со сгибанием, смятием и всплыванием льда, эти особенности затрудняют выяснение истории и происхождения залежеобразующих льдов.

6.6. ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИЕ ЛЬДЫ, ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ОБРАЗОВАННЫЕ ЗА СЧЕТ МИГРАЦИИ ВОДЫ К ФРОНТУ ПРОМЕРЗАНИЯ

Начиная с пионерских работ Maskay (1966, 1971b, 1972, 1973a) и Maskay & Stager (1966b), большинство авторов интерпретировали залежеобразующие льды в Северной Америке как обусловленные сегрегацией льда (Maskay *et al.*, 1972; Maskay & Black, 1973, French, 1976), и упоминаемые как **внутриосадочный, или интра-седиментационный лед (intra-sedimental ice)** в Северной Америке.



Рис. 6.6. Фотография границы ледника Мартина на юге Аляски. Это мертвый лед и течет медленно. Лес растет поверх надледниковой морены, которая защищает нижележащий лед от плавления. © L. Clayton

Впоследствии Каплянская и Тарноградский (1977), и Маскау *et al.* (1978) указали, что развитие жильного льда и захоронение поверхностного льда (ледника, озерного или речного льда) там также могло иметь место. Они могут образовываться либо в холодный ледниковый период, либо в некоторых случаях могут образованы в течение более теплых интервалов. Это означало пересмотр более ранних работ с использованием изотопной геохимии и петрографии льда, а также подробные стратиграфические исследования.

Миграция воды к фронту промерзания является доминирующим процессом при образовании залежеобразующих льдов на Северном склоне Аляски (Lawson, 1983), а также играет важную роль в дельте Маккензи, где также могло произойти захоронение ледникового льда (Murton *et al.*, 2005). Robinson & Pollard (1998) описали сегрегационный лед, формирующий массивные подземные залежи в коренных породах на Эврика-Саунд, остров Эллесмир. Там он также связан с большими ледяными жилами и отдельными ледяными пластами, состоящими из инъекционного льда.

6.7. ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИЕ ЛЬДЫ, ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ЯВЛЯЮЩИЕСЯ ПОГРЕБЕННЫМИ ЛЕДНИКОВЫМИ ЛЬДАМИ

Хотя это было вероятно с самого начала, первые описания залежеобразующих льдов в виде погребенного ледникового льда были сделаны только в последние годы 20-го века Каплянской и Тарноградским (1986), а затем Астаховым и Исаевой (1988). Впоследствии и другие приводили данные, свидетельствующие о том, что погребенный ледниковый лед встречается в различных местах как в Северной Америке, так и в России. Фактические его находки показаны на рисунке 6.5.

В восточной части Печорской низменности, к западу от северных уральских гор, Henriksen *et al.* (2003) обнаружили доказательства того, что ледниковый лед (ранний вейхзелий, или ермаковская фаза зырянского оледенения, около 90 000 лет назад) сохранялся под озером Кормовое до времени около 13 000 лет назад. Эта область лежит к северу от современной границы зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород, но эта граница была еще дальше на юг во время последнего ледникового события. Таким образом, климат в этой области был подходящим для сохранения древнего ледникового льда в течение очень длительных периодов времени

Астахов (1986) и Астахов и Исаева (1988) обнаружили залежеобразующий лед в оттаивающем обнажении вдоль восточных берегов Енисея между городами Туруханск и Игарка. Верхняя граница была резко несогласной границей оттаивания. Лед представлял собой пласт, наклоненный вниз к северо-востоку, мощность которого достигала предположительно 70 м. Ландшафт включает многочисленные небольшие холмы, иногда ошибочно интерпретируемые как пинго. Лёд состоит из слоев прозрачного синего льда, молочно-белого льда и грязного темного льда. Он содержит ледниковые угловатые валуны и лежит между диамиктонами. Соотношение изотопов кислорода во льду составляло 21,2 ‰, подобно глубоким слоям льда в ледниках Северной Земли, в отличие от 14,1 ‰, характерного для близлежащего сегрегационного подземного льда. Впоследствии Архангелов и Новгородова (1991) показали, что газы во льду содержат переменное содержание O₂, CH₄ и He, что не наблюдается, если лед образуется при сегрегационном льдообразовании.

Второй пример захороненного ледникового льда был описан на мысе Шпиндлер, Югорский полуостров, к югу от Новой Земли на побережье Карского моря (Lokrantz *et al.*, 2003). Он представляет собой пласт мощностью более 10 м, простирающийся около 2 км вдоль берега. Он стратифицирован и перекрывается пылеватой глиной с включениями эрратических валунов. В этом случае отложения, перекрывающие лед, включали два слоя глины и два слоя межледниковых отложений, что свидетельствовало о возрасте льда, который был, по-видимому, доэмианским (примерно 250 000 лет). Пузырчатый лед имеет отношение изотопов кислорода от 18 до 25 ‰ по сравнению с стекловатым и слоистым льдом с соотношениями от 17 до 19 ‰ (Ingólfsson & Lokrantz, 2003). Lokrantz *et al.* (2003) интерпретировали его как погребенный в мощной краевой морене, следуя идеям Астахова и др. (1996). Последний отметил, что на полуострове Ямал присутствуют аналогичные залежеобразующие пластовые льды, и постулировал наличие деформации от более молодых ледников, движущихся и деформирующих более древние осадки. Однако другая возможность заключается в том, что это морской лед, или лед, образованный из береговых снежников, и похожий лед встречается в обнажениях вдоль полуострова Ямал.



Рис. 6.7. Береговая линия в Туктояктук, Северо-Западные территории. Массивный (пластовый) лед содержит ледяные жилы мощностью до 4 м на поверхности и, как полагают, имеет ледниковое происхождение. © S. A. Harris

В Канаде были найдены доказательства того, что некоторые деформированные ледником **массивные (пластовые) льды (massive ice)** встречаются в обрывах Эскимосского озерного района и Летнего острова на восточной стороне дельты Маккензи (Murton *et al.*, 2005). Массивный (пластовый) лед, который интерпретируется как ледниковый лед, мощный и имеет отношение изотопов кислорода от 25,6 до 35,7 ‰ при среднем значении 29,6 ‰. Он включает также сегрегационный лед с более низкими отношениями изотопов кислорода. Он имеет

показатели свойств, характерные для ледникового льда, и перекрывается ледниковыми отложениями. French & Harry (1990) на основе подобной информации посчитали, что ледниковый лед присутствовал в морене Сандхиллса, на юге острова Банкс, а массивный захороненный лед в южном регионе Эскимосских озер в дельте Маккензи также представлял собой ледниковый лед (Рис. 6.7). Lorrain & Demeur (1985) нашли массивный (пластовый) лед с ледниковыми изотопными сигнатурами на острове Виктория, который они посчитали по меньшей мере частично реликтовым ранним Висконсинанским льдом.

Мертвый лед, остающийся под ледниковыми отложениями, не нанесен на карту, но широко известен. Он встречается перед ледником Гулькана в центральной Аляске, его можно наблюдать как далеко на юге, так и на ледяных полях Колумбии в национальном парке Джаспер. Обычно он покрывается мореными отложениями, хотя дельтовые осадки отмечались также для захороненного ледникового льда на острове Билот (Moorman & Michel, 2003). Подобные случаи встречаются в других местах, например, на леднике Мартин-Ривер на Аляске (Рис. 6.6), на Шпицбергене (Hambrey, 1984) и леднике Тасман в Новой Зеландии.

6.8. ДРУГИЕ ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ

Очевидные возможности включают в себя лед, образованный в результате миграции воды к фронту промерзания из грунтовых вод, или из погребенного снега. Другие источники включают **инъекционный лед (injection ice)**, озерный лед, речной лед и ледяные жилы. Инъекционный лед возникает как силлы и дайки, а также заполняет трещины в других отложениях, например, в дельте Макензи, на аляскинской прибрежной равнине и в Западной Сибири. Он может быть важным компонентом в залежеобразующих льдах в коренных породах, например, на Эврике, остров Элсмир (Robinson & Pollard, 1998). Озерный лед может образовать залежь в подходящем месте, например, вдоль арктического побережья Аляски там, где есть многочисленные озера. Полагают, что последние проходят циклы роста и кончины, что приводит к оттаиванию грунтового льда с последующим восстановлением озера и значительной сегрегацией льда в озерных илах (Lawson, 1983). Хотя **речной лед (river ice)**, возможно, присутствует в залежах в некоторых случаях, он не был найден в Северной Америке. Однако ледяные жилы являются значительным компонентом на арктическом склоне хребта Брукс, Аляска, где они могут быть глубиной 10–15 м и шириной 5–10 м на возвышенностях Предгорья. Они считаются поствисконсинскими по возрасту и включают как неактивную группу, так и активную группу (Lawson, 1983; Shur *et al.*, 2009). Они, по-видимому, являются сингенетическими и, вероятно, являются результатом постепенного захоронения аллювием и коллювием с близлежащих гор. Shur *et al.* (2009) также сообщают о подобных крупных ледяных жилах из неледниковых частей Внутренней Аляски и полуострова Сьюард. Считается, что они развились благодаря процессам, связанным с образованием осадочных отложений, рассмотренных ниже.

6.9. ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКС, ВКЛЮЧАЯ ОТЛОЖЕНИЯ ЕДОМЫ

Как отмечалось в главе 5, ледяные жилы способны деформироваться и расти в течение примерно 10 000 лет. В некоторых случаях они сохраняют форму сингенетических клиньев (Рис. 5.8), но с течением времени они, по-видимому, могут

расширяться, в значительной степени сжимая или заменяя большую часть отложений-хозяина, и при этом растут в глубину до 50 м (Baulin, 1967; Baulin *et al.*, 1978; Trofimov & Васильчук, 1983; Астахов, 1995). Примеры встречаются вдоль неледникового арктического побережья Сибири (Рис. 6.4), на низменности в районе среднего течения реки Лена, а также вдоль северного склона предгорий Брукского хребта и полуострова Севард на Аляске (Shur *et al.*, 2009; Kanevskiy *et al.*, 2014). Они не развиваются повсюду, но там, где они возникают, образующиеся мощные толщи могут состоять из более чем 60 % льда по объему. Эти отложения называются классическим **ледовым комплексом, или едомой (ice complex, or yedoma)**, термином, используемым российскими исследователями для описания геоморфологической формы рельефа на внутренних равнинах и в неледниковой зоне.

Васильчук (2012) датирует основной период формирования этих отложений как границу плейстоцена-голоцена (10 тысяч лет), и повышает до 20 тыс. лет. Стрелецкая и Васильев (2009) показали, что мощные ледяные жилы, составляющие едому в прибрежных отложениях Западного Таймыра, имели очень легкий изотопный состав (от 24,3 до 26,8 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ и от 185,0 до 205,0 ‰ δD) по сравнению с составом голоценовых ледяных жил (от 19,0 до 23,3 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ и от 140,0 до 150,0 ‰ δD). Это означает, что эти льды накапливались в гораздо более холодных условиях, чем сегодня. Ширина клиньев, их вертикальный размер и общее содержание льда едомы возрастают с возрастом осадков на террасах вдоль побережья, что свидетельствует о постепенном изменении или деформации в периоды значительно более холодного климата. Однако в некоторых областях эти изменения отсутствуют.

Наше понимание процессов, связанных с изменениями жильных льдов, все еще не полное. Изменения включают в себя эволюцию формы ледяных жил, полиморфизм и исчезновение большей части вмещающих отложений, окружающих жилы. Процессы, которые, как считается, участвуют в течение их эволюции, варьируют от речных (Попов, 1953, Катасонов, 1954), эоловых (Tomirdiaro, 1983; Tomirdiaro *et al.*, 1984; Murton *et al.*, 2015), к полигенетическим (Sher *et al.*, 1987).

В следующем описании механика грунтового и ледового деформирования рассматривается как возможная причина этих преобразований. Снижение температуры зимой заставляет грунт сжиматься и трескаться, позволяя воде проникать в новые трещины во время весенней оттепели. При охлаждении она замерзает и расширяется. Это повторяется год за годом, пока вмещающие отложения не будут сжаты и в значительной степени вытеснены вблизи жил. Известно, что лед способен течь под давлением, и его, вероятно, легче выдавить вверх, чем минеральные и органические отложения. Это вызывает ряд вопросов, например, почему мы имеем доказательства того, что именно отложения вытесняются льдом, а не наоборот? Каково механическое состояние отложений при их движении? Почему слои отложений не деформируются в большей степени (Рис. 5.12)? Почему форма ледяных жил часто настолько нерегулярна (Рис. 5.16), а основная вертикальная структура жил, как правило, разрушается?

6.10. УСЛОВИЯ РОСТА МОЩНЫХ ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ

Замерзание и расширение воды может быть выражено уравнением Клапейрона. Напряжения составляют приблизительно 13,4 МПа на 1 °С снижения отрицательной температуры. Однако эти напряжения возникают в условиях полного подавления деформаций. Так как природные горные породы не могут

рассматриваться как замкнутая, слабдеформируемая система, то в большинстве случаев фактические напряжения, возникающие в промерзающих породах, значительно меньше. В случае механического равновесия, если напряжения σ_z равны в грунте и льду, механизм формирования напряжений пучения, учитывая взаимодействие всех зон промерзающей породы, представляется при этом следующим.

Для промерзающей зоны, определяющей развитие напряжений пучения σ_z в зависимости от недопущения ее деформирования, справедливо условие:

$$d\sigma_z = k_{gr} d\varepsilon_{inadm} = k_{gr} d(\varepsilon_f - \varepsilon_{admit}) \quad (6.1)$$

где ε_{inadm} и ε_{admit} — величины недопущенной и допущенной деформации промерзающей зоны, ε_f — величина потенциально возможной, свободной деформации пучения в случае, если бы ограничение деформации отсутствовало. Коэффициент k_{gr} показывает, какой величины достигают напряжения при единице недопущенной деформации промерзающей зоны. Допущенная деформация промерзающей зоны при ограничении деформаций пучения на поверхности (например, датчиком: $(1/k_g)\sigma_z$) при этом будет определяться также и усадкой талой зоны ($d\varepsilon_{shrink}$), механическим сжатием (компрессией) талой и мерзлой зон (соответственно $d\sigma_z * l_{mlt}/E_{mlt}$ и $d\sigma_z * l_{fr}/E_{fr}$), имеющих размеры l_{mlt} и l_{fr} и модули деформации E_{mlt} и E_{fr} . Путем преобразований получаем следующее соотношение, качественно отражающее зависимость напряжений пучения от основных параметров:

$$d\sigma_z = \frac{d\varepsilon_h - d\varepsilon_{shrink}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_g} + \frac{l_{mlt}}{E_{mlt}} + \frac{l_{fr}}{E_{fr}}} = \frac{d\varepsilon_{inadm} - d\varepsilon_{admit} - d\varepsilon_{shrink}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_g} + \frac{l_{mlt}}{E_{mlt}} + \frac{l_{fr}}{E_{fr}}} \quad (6.2)$$

Из (6.2) следует, что напряжения пучения пропорциональны потенциально возможной деформации пучения ε_f , обратно пропорциональны деформации усадки ε_{shrink} и общей деформируемости грунтовой системы, как можно назвать выражение, стоящее в знаменателе.

Если рассматривать образование ледяной жилы в условиях, когда замерзает слой воды размером l_{ice} , немерзлая зона отсутствует ($l_{mlt}=0$), а деформируется массив мерзлой породы размером l_{fr} , тогда, т. к. увеличение в объеме воды при замерзании ε_f всегда составляет 0,09 от l_{ice} и не зависит от развивающихся в системе напряжений (т. е. $k_{gr} \rightarrow \infty$), а усадка ($d\varepsilon_{shrink}=0$), и измерительная система отсутствует (т. е. $k_g \rightarrow \infty$), :

$$d\sigma_z = \frac{d\varepsilon_f}{\frac{l_{ice}}{E_{ice}} + \frac{l_{fr}}{E_{fr}}} \quad (6.3)$$

Если, например, ε_f составляет 0,0045 м в результате промерзания 0,05 м воды, $l_{fr} = 5$ м и $l_{ice} = 0,5$ м, а также при длительном модуле сжатия $E_{fr}=20$ МПа и $E_{ice}=50$ МПа, то напряжение $\sigma_z = 0,017$ МПа. Во многих случаях значение ε_f даже меньше 0,05 м, например, 0,001–0,003 м в Барроу (Black, 1951b) и 0,002–0,01 м на равнине Колымы (Verman, 1965). Из-за более высоких значений

модуля сжатие породы достигнет 4,33 и льда 0,17 мм. Размер зоны деформированной породы варьирует, например, вблизи Фэрбенкса в диапазоне 0,3–3 м (Réwé, 1962). Поперечные деформации, зависящие от коэффициента Пуассона, будут меньше продольных деформаций, но они, вероятно, будут больше в случае мерзлой породы, чем льда.

Напряжения оказываются достаточно малы и, возможно, не способны внести существенные структурные изменения в массив горной породы. Повторение этого процесса тысячу раз приведет к формированию ледяной жилы мощностью около 4 м. Это, как правило, согласуется с полевыми данными о том, что окружающие отложения деформируются во время образования голоценовых ледяных жил. Однако было обнаружено, что слои породы на определенном расстоянии от ледяных жил практически не затронуты (Рис. 5.12). Иногда не отмечается деформации породы вблизи жилы, например, на реке Яна в Восточной Сибири (Попов, 1965) и на Чукотке (Курдяков, 1965).

На контакте с ледяной жилой необходимо создать область высокой плотности деформированного грунта, чтобы обеспечить необходимое пространство для льда, и эта зона должна постепенно увеличиваться в размерах в соответствии с увеличением мощности жилы. Одной из причин того, что деформированная область остается небольшой (Рис. 5.15), является распределение напряжений в массе грунта. Напряжения не равны, но становятся меньше при удалении от ледяной жилы. Используя уравнение Буссинеска (Ahlvén & Smoots, 1988), напряжения можно найти:

$$\Delta\sigma_z \sim \frac{\sigma_z}{z^n} l \quad (6.4)$$

где: n изменяется от 1 до 2, l — коэффициент влияния нагрузки, z — расстояние от ледяной жилы.

Формулу (6.4) следует скорректировать согласно уравнению (6.3). Если горизонтальное напряжение $\sigma_z=0,017$ МПа вблизи ледяной жилы, оно составляет всего около $\sigma_z=0,004$ МПа на расстоянии 2 м. Таким образом, напряжения могут быть слишком маленькими, чтобы вызвать деформации на удалении от ледяной жилы, но они достаточно велики, чтобы перемещать частицы горных пород и лед вблизи ледяной жилы. Еще одна причина того, что деформированная зона мала, возможно, в том, что грунт постепенно выдавливается к поверхности земли (Рис. 5.15) в ответ на давление и плавучесть льда.

Трудно объяснить незначительную деформацию вмещающих отложений в случае мощных ледяных клиньев с размерами, приближающимися к 5–10 м (French, 1996), где отложения постепенно заменяются льдом. Однако при этом наблюдаются остатки недеформированных вмещающих отложений. Попов (1965) предложил другой, так называемый «фронтальный» механизм роста ледяной жилы. По его словам, жилы могут расти из-за промерзания воды на горизонтальной поверхности льда, охлажденного зимой, при этом вовсе не оказывая давления на вмещающие породы. Это возможно в очень холодном климате, при условии синхронного накопления минеральных отложений или торфа, если жилы льда являются сингенетическими. Распространение мощных ледяных жил показывает, что они образуются в районах, где средняя годовая температура воздуха составляет -6 °С или ниже (Réwé, 1966). Несмотря на ряд других характерных черт (например, отсутствие элементарных вертикальных слоев) и важных последствий, интересная гипотеза Попова здесь просто отмечена, но не обосновывается.

6.11. МЕХАНИЧЕСКОЕ УСЛОВИЕ РОСТА ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ И ЕГО СВЯЗЬ СО СВОЙСТВАМИ ВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Необратимая деформация грунта обусловлена вязкопластическим течением. Зависимость постоянной скорости течения $d\varepsilon/dt$ (или $\dot{\varepsilon}$) льдистого мерзлого грунта от эффективного напряжения выражается (Цытович, 1973):

$$\dot{\varepsilon} = \frac{1}{\eta} (\sigma - \sigma_0) \quad (6.5)$$

где: η — коэффициент вязкости, зависящий от температуры мерзлого грунта; σ — напряжение, МПа; σ_0 — начальное напряжение, ниже которого вязкопластическое устойчивое течение еще не началось, которое иногда называют **порогом ползучести**.

Эксперименты показывают, что порог ползучести σ_0 несколько выше длительной прочности, а уравнение (6.5) принимает форму уравнения Бингама — Шведова для течения пластично-вязких тел. Поведение грунта не всегда согласуется с уравнением Бингама — Шведова, или вязкопластическое течение не может развиваться, если напряжения меньше длительной прочности. Однако мы все же можем предположить, что это применимо для льда, так как для льда $\sigma_0=0$, а для горных пород $\sigma_0 > 0$. Это означает, что лед течет при любом напряжении, но для грунтов требуется некоторое значение напряжения выше нуля, что, учитывая значения напряжений, возникающих при формировании ледяной жилы, по-видимому, едва ли достигаются. Песок особенно устойчив, и мощные ледяные жилы, действительно, не были найдены в песчаных отложениях. Мощные ледяные жилы могут быть сформированы в условиях низких значений порога ползучести грунта σ_0 . Величина порога ползучести σ_0 определяет объем деформаций грунта, и его слои сжимаются, если напряжения превышают порог ползучести $\sigma > \sigma_0$. Более того, мы можем предположить гипотезу о том, что низкие значения порога ползучести грунта являются условием роста мощных ледяных жил.

Ледяные жилы большой мощности, в несколько метров, в основном встречаются вдоль арктического побережья России и Якутии. В обоих случаях мерзлые породы являются засоленными и мелкозернистыми. Засоленность вечномерзлых пород в Центральной Якутии изменяется от 0,1 до 0,5 %. Там, где ледяной комплекс встречается на правом берегу реки Лены рядом с озером Мору (Katasonov & Ivanov, 1973c), засоленность пород, содержащих массивные ледяные жилы, колеблется от 0,06 до 0,12 % и никогда не ниже 0,05 %. Прибрежные осадки едомы содержат от 0,05 до 2,0 % и относятся к морскому типу засоления с преобладанием хлоридного иона (Брушков, 1998). Эти мерзлые засоленные горные породы имеют очень низкую несущую способность (Велли, 1980). Они занимают положение между мерзлыми и немерзлыми отложениями, потому что они замерзают при более низких температурах и содержат больше незамерзшей воды, чем мерзлые породы. Значения пороговых значений ползучести σ_0 крайне низки и близки к нулю, например, мерзлый засоленный морской ил имеет длительную прочность около 0,7 МПа при засолении 0,05 % и только 0,1 МПа при засолении 0,2 % при -2 °С. При напряжениях около 0,1 МПа (что несколько выше оценки, сделанной выше ($\sigma_z = 0,017$ МПа) для ледяных жил), могут необратимо деформироваться только засоленные отложения.

Это является важной причиной широкого распространения мощных ледяных жил в районах с засоленной вечной мерзлотой. Раньше считалось, что только палеогеографические условия и особенно наличие воды объясняют формирование ледового комплекса (Попов, 1953). Массивная вечная мерзлота, богатая льдом, встречается в прибрежных низинах реки Маккензи и Юкон, а засоленные горные породы местами также распространены, но ледниковые жилы там меньше (French, 1996). Тем не менее, отложения не являются там засоленными (0,05–0,1 % в FoxTunnel, Fairbanks), и это может быть причиной их меньшей мощности. Если лед сжат во время промерзания воды, изменения формы и структуры льда, вероятно, менее очевидны из-за постепенного роста ледяных жил (около 50 мм против 0,17 мм сжатия в год в приведенном выше примере), а также таяния льда в активном слое.

Движение льда под напряжением должно изменять форму и структуру ледяных жил. В первых исследованиях мощных ледяных жил (Попов, 1953, Катасонов, 1954) относительно мало внимания уделялось вопросу о том, почему многие ледяные жилы имеют нерегулярные формы. Wilkerson (1932) и P  w   (1962) указали на нерегулярную форму подземного льда и его необъяснимую слоистую текстуру в районе Фэрбенкса. Слоистая текстура встречалась и в сибирских и северо-европейских ледяных жилах (Попов, 1965), но вертикальная полосчатость льда не всегда выражена, что не вполне объяснимо. Вероятно, это связано с изменением структуры льда во время течения. Было также высказано предположение, что тектонические и ледниковые процессы ответственны за дислокации и сложную, неправильную форму ледяных жил. Несмотря на эти очевидные возможности, существует еще один процесс, который обусловлен различиями в механических свойствах горных пород и льда и неизбежно изменяет форму клина, а именно — плавучесть.

6.12. ПЛАВУЧЕСТЬ ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ

Признаки диапиризма и переворачивания отложений широко распространены в перигляциальных областях (Hallet & Washington, 1991). Плавучесть может быть эффективной движущей силой в случае ледяных жил из-за различных плотностей мерзлого грунта (1,5–1,7 и более см³/г) и льда (0,9–1 см³/г). Если размер полигонов больше или равен глубине ледяной жилы h , а вязкость льда η_l меньше вязкости окружающего грунта η_s , то скорость вертикального перемещения ледяных жил будет равна (Артюшков, 1969):

$$u \sim \frac{\Delta \rho g h^2}{\eta_s} \quad (6.6)$$

где: $\Delta \rho$ — разность плотностей грунта и льда; g — ускорение силы тяжести, 9,81 м/с².

Артюшков предположил, что вязкость льда меньше вязкости окружающего грунта, когда отношения на самом деле противоположны. Вязкость льда в среднем можно считать равной 10¹²–10¹³ Па*с, а вязкость вмещающих пород — 10¹⁰–10¹¹ Па*с — именно поэтому лед способен вытеснять вмещающие отложения, а не наоборот. Однако, упрощая, плавучесть ледяного клина и его вертикальное движение z можно вывести из уравнения Навье-Стокса:

$$z \sim vt \sim \frac{\Delta \rho g l^2}{18 \eta_s} t \quad (6.7)$$

где: t — время; l — ширина ледяной жилы.

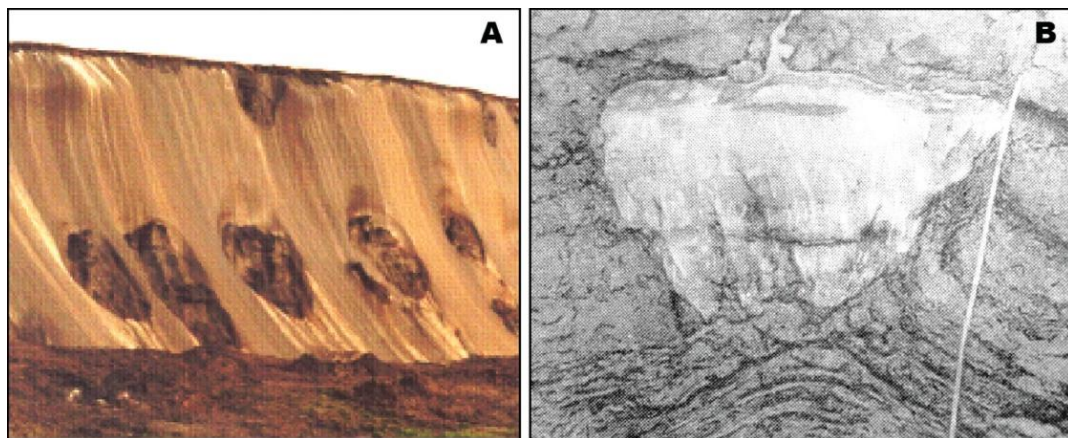


Рис. 6.8. Строение ледяной жилы с возможным вертикальным движением. А. Ледовый комплекс, высота обнажения около 20 м на Большом Ляховском острове (© М. Grigoriev). В. Ледяная жила (высота 0,8 м) на террасе реки Яны, свидетельствующая о возможном всплывании льда (Kostyaev, 1965)

Если ширина ледяной жилы $l = 1$ м, а время $t = 1000$ лет, то восходящее движение льда может достигать около 1,5 м. Это вертикальное движение может существенно изменить форму ледяных жил, особенно в засоленной или высокотемпературной вечной мерзлоте. Вертикальная ориентация стержнеобразных воздушных пузырьков (Курдяков, 1965), «ступенчатые разрывы» («*echelon breaks*») (Réwé, 1962) и слоистая текстура льда могут служить косвенным доказательством этого. Иногда слои грунта вблизи ледяной жилы выглядят так, будто они «*рисуют во льду*» («*drawing in ice*») (Réwé, 1962). Изгибы грунтовых слоев вблизи ледяных жил также в основном направлены вверх (Попов, 1965), вероятно, из-за вертикального движения льда, или, возможно, сжатия льдом, или того и другого вместе. Возможные результаты такой деформации можно наблюдать (Рис. 6.8). Обнажение ледового комплекса на Большом Ляховском острове выглядит как вертикальные потоки льда вокруг минеральных останцов (Рис. 6.8А). Необычные деформации слоев отложений под ледяной жилой, описанные Костяевым (1965) на террасе реки Яны, также могут быть результатом плавучести льда (Рис. 6.8В). Ледяные клинья, которые текли вверх на 1–3 м, как соляные диапиры, были описаны Black (1983).

6.13. РЕЗЮМЕ. ИДЕИ, ОБЪЯСНЯЮЩИЕ ЭВОЛЮЦИЮ ЕДОМЫ

Очевидные механические условия, возникающие в результате промерзания воды в ледяной жиле и плавучести в результате разницы плотности, приводят к движению вверх как льда, так и вмещающих отложений. Упрощенные уравнения (6.1) — (6.7), используемые для оценки возможности и значений деформаций, далеки от точных, но показывают, что вертикальное перемещение

отложений и льда должно происходить со временем. Засоленные горные породы и другие отложения с более низкой прочностью и высокой деформируемостью будут особенно благоприятными для движения. Розенбаум (1987) пришла к выводу, что очевидные свидетельства вертикального течения льда отсутствуют, но Конищев и Маслов (1969) предположили, что вертикальное движение происходит в виде массивов льда или крупных блоков отложений вместо вязкопластического движения. Соломатин (1986) предложил рекристаллизацию льда как механизм его движения.

Очевидно, что механизм деформации ледяной жилы не до конца понятен. Исследования размеров и формы мощных ледяных жил подчеркивают необходимость долгосрочных летних и зимних наблюдений за их ростом на участках, где деформация может регистрироваться во времени (Maskau, 1992). Деформации ледяных жил связаны с поведением окружающих отложений, но происхождение этих отложений также вполне не ясно. К сожалению, нет современного их аналога (Данилов, 1996).

Мощные ледяные жилы могут быть сформированы в условиях низких значений порога ползучести грунта σ_0 и его высокой деформируемости, так как это условие их роста с помощью механизма промерзания-растрескивания-заполнения. Напряжения, вызванные промерзанием, малы и, возможно, неспособны внести существенные структурные изменения в массив. Однако пороговые значения ползучести σ_0 для мерзлых засоленных грунтов так низки, что может объяснить причину широкого распространения мощных ледяных жил в районах с засоленными многолетнемерзлыми породами. Лед способен течь при любом напряжении, и должен вытекать вверх при формировании ледяных жил. Однако его вязкость значительно выше, поэтому он должен вытеснять вмещающие отложения. Похоже, что во время эволюции формы ледяных жил из-за течения возникает ряд особых признаков — невыраженность элементарных жил и соответствующей вертикальной полосчатости, сложные форма и распределение воздушных включений, а нерегулярные формы подземного льда являются обычными. Плавучесть может быть еще одной эффективной движущей силой в случае ледяных жил из-за разницы плотностей между мерзлыми отложениями и льдом. Оценка показывает, что плавучесть льда может достигать значительных значений и привести к существенному восходящему движению материала.

Залежеобразующие льды (*massive ice*), по Российской традиции, иногда считают общим термином и разделяют на **пластовые** (также переводится как *massive ice*) и **повторно-жильные**. Это разделение скорее генетическое, и происхождение залежеобразующих льдов, как и самих пластовых льдов, не всегда ясно.

6.14. НАЛЕДИ

Айфеу (*aufeis*) — образования пластовой формы льда, состоящей из последовательных слоев за счет намерзания воды зимой, как правило, в поймах или в долинах (Рис. 6.2), а также на склонах. Название было впервые использовано А. Ф. Миддендорфом в 1859 году (Leffingwell, 1919). Другие названия включают **наледу (*naleds*)** или тарыны (Россия), и **icings** (Северная Америка), хотя последний лучше использовать в качестве описательного термина для процесса (Harden *et al.*, 1977).

Они обычно снабжаются источниками, разгружающими подземные воды в холодные долины, или промерзающими водами рек и ручьев. Снабжение грунтовыми водами распространено в долинах альпийского типа с их потоками с высокими градиентами. Слой промерзает, давление нарастает, а затем он разрывается, вода находит выход и разливается, чтобы замерзнуть и начать формировать следующий слой льда (Hopkins *et al.*, 1955; Carey, 1973; Anisimova *et al.*, 1973). Это повторяется, и к концу зимы наледь может быть мощностью шесть метров (Williams, 1970; Réwé, 1973b). **Бугры пучения, морозные фурункулы (frost boils или bugry)** распространены там, где вода прорывается сквозь покров льда. Harden *et al.* разделяют наледи на наземные, речные и наледи источников, исходя из того, поступает ли вода из наземных просачиваний, реки или подземных вод. **Наземная наледь (ground auffs)** обычно является результатом размыва или другого нарушения склона. Наледи источников также возникают на склонах, где подземные воды выходят на поверхность в виде источника. Встречаются комбинации этих случаев.

Весной и в начале лета вода тающего снега течет вокруг наледей, расширяя долину реки. В течение лета лед обычно оттаивает, но иногда самые большие наледи могут оставлять небольшую часть, которая послужит ядром для новой наледи следующей осенью (Рис. 6.9). Они обычно формируются в одном и том же месте каждый год (Hu & Pollard, 1997), а летом поток, в котором они формируются, часто очень широк и отмечен ивами и другой растительностью. Они также могут образовываться там, где антропогенные нарушения вызывают оттаивание вечной мерзлоты или разрушают мерзлый слой (Müller, 1947). Наледи обнаружены на Аляске (Leffingwell, 1919, Porter, 1966, Harden *et al.*, 1977; Kane, 1981), арктической части Канады (Veillette & Thomas, 1979; Reedyk *et al.*, 1995; Clark & Lauriol, 1997; Presnitz & Schunke, 2002), на Шпицбергене (Åckerman, 1980); России (Алексеев и Савко, 1975; Соколов, 1978) и Монголии (Froehlich & Slupik, 1982). На Рис. 6.10 показано их отношение к индексам промерзания и оттаивания.



Рис. 6.9. Наледи вдоль речной поймы в августе, Демпстер-хайвей, Юкон. © S. A. Harris

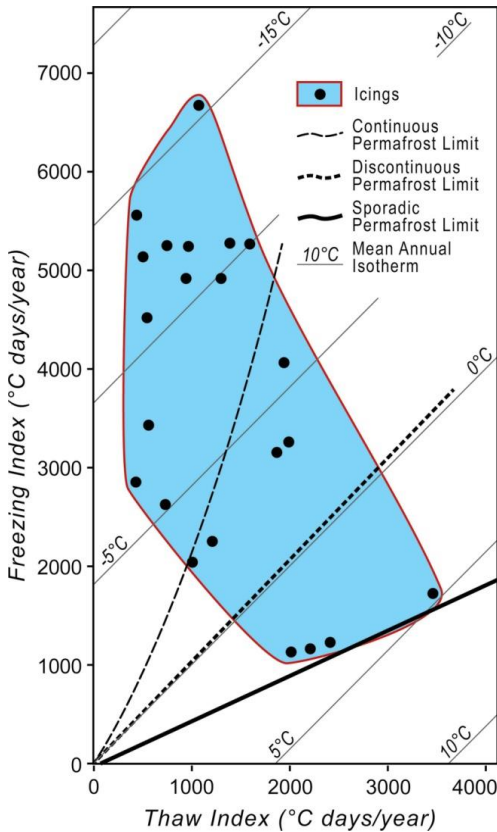


Рис. 6.10. Взаимосвязь наледей (icings) и индексов промерзания и оттаивания (из Harris, 1981с, Рис. 9В; 1982а): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost (< 30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm), индекс промерзания (freezing index), индекс оттаивания (thaw index)

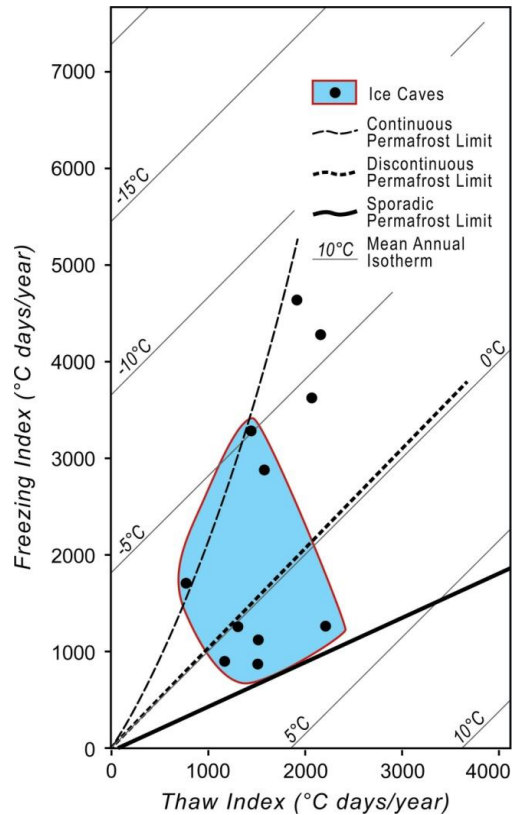


Рис. 6.11. Связь между доступными ледяными пещерами (ice caves) и индексами промерзания и оттаивания в Северной Америке (по Harris, 1981с, Рис. 9А, 1982а): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost (< 30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm), индекс промерзания (freezing index), индекс оттаивания (thaw index), дни в году (days/year)

В Северной Америке они лучше всего развиты на северной стороне Брукского хребта. Harden *et al.* (1977) предлагает хороший обзор того, где и как они формируются. Они начинают формироваться после того, как реки замерзли в октябре, и рост часто продолжается до весны. Однако в некоторых случаях налееди стабилизируются зимой, что является свидетельством того, что их источник воды был отрезан.

Наибольшая длина налееди составляет около 140 км на реке Колвилл. Небольшие примеры налееди также встречаются во внутренних долинах северной территории Юкона (Рис. 6.9, см. Hu & Pollard, 1997) и, по-видимому, в меньшей

степени в Киватин, Северо-Восточные территории (Veillette & Thomas, 1979). В Северо-Восточной Сибири наледи гораздо более распространены и могут содержать 25–30 % от общего объема речного стока и до 60–80 % подповерхностного стока (Алексеев и др., 1973). Их местоположение и размер зависят от доступных источников воды, гидростатического напора и геологических условий (Anisimova *et al.*, 1973). Должен быть источник проточной воды под слоем мерзлого грунта, а также то, что заставляет воду двигаться к поверхности, а именно непроницаемые слои, полное промерзание участка реки, обеспечивающего ледяную плотину, или пониженная проницаемость вниз по течению из-за промерзания грунта (Соколов, 1973; Carey, 1973).

Наледи, образованные водой, просачивающейся из-под земли, называются **тарынами (taryns)**, в отличие от других наледей — наземных или грунтовых. Общая площадь, занимаемая наледями в России, составляет около 101 165 км², а общий объем — 240,23 км³, по сравнению с 60 450 км² и общим объемом 252 км³ в случае тарынов (Котлялов, 1997). В Центральной Якутии наледи развиваются в начале декабря и растут со скоростью около 5 см / сут с температурой воздуха от -25 ° до -36 °С (Гаврилова, 1973). Они оттаивают в основном в мае-июне. В северных районах Сибири более крупные и долгоживущие наледи. Романовский и др. (1978) обобщают распределение и характеристики наледей в разных частях Сибири. Большинство наледей из промерзших грунтовых вод находятся у подножий склонов на юге (Качурин, 1959).

Талики высачивания (seepage taliks) как источник воды для наледей бывают двух видов: закрытого высачивания при промерзании активного слоя, и открытого высачивания, которые увеличиваются вниз по склону (Романовский и др. (1978). Последние могут формировать большие наледи в холодные зимы с минимальным снегом. Соколов (1973) изучил 310 наледей и обнаружил, что максимальный объем (V) в конце зимы был:

$$V=0,96A^{1,09} \tag{6.6}$$

где: V в тысячах кубометров, а A — площадь в тысячах м².

Он обнаружил, что потребовалось около 210 дней для роста площади наледи до 0,2 км² при объеме льда, превышающем 4 млн м³. Рост наледи по площади быстрее, чем ее общий объем, но это может меняться в зимний сезон, поскольку наледь утолщается. Наледи могут образовывать наледные поля (Porter, 1966, Washburn, 1979; Åskerman, 1980) и значительно меняют характер растительности.

6.15. МНОГОЛЕТНИЕ ЛЕДЯНЫЕ ПЕЩЕРЫ

Многолетние ледяные пещеры (perennial ice caves) представляют собой пещеры, содержащие многолетний лед и имеющие температуру воздуха ниже 0 °С в течение по меньшей мере года. Они могут существовать в различных условиях между широтами 30 °N и 70 °N (Mabliudov, 1985). Те, что найдены в ледниках или под ледниками, такие как Ледяная пещера Мутновского на Камчатке, здесь не обсуждаются, поскольку они не связаны непосредственно с вечной мерзлотой. Однако есть многочисленные пещеры, расположенные в основном в известняковых карстовых полостях или в областях вулканических лавовых потоков, во всех холодных частях мира, которые имеют климат, способствующий образованию подземного льда. На Рис. 6.11 показана зависимость между средними годовыми

индексами промерзания и оттаивания и некоторыми известными районами с многолетними ледяными пещерами. Эти пещеры могут существовать и там, где среднегодовая температура воздуха превышает 0 °С с максимальной среднегодовой температурой воздуха до 8,4 °С в ледяной пещере Фудзи (Ohata *et al.*, 1994a, 1994b). В более холодных северных климатах в зонах сплошного распространения многолетнемерзлых пород пещеры в скале обычно заполняются льдом. Ford & Williams (1989) назвали их **нетипичной вечной мерзлотой (non-conventional permafrost)**. Они представляют собой значительную форму для зон островного распространения вечной мерзлоты

Томпсон (1976) обобщил данные по известным карстовым пещерам в Канаде, предоставив карты и описания многих из них. Многие многолетние ледяные пещеры расположены в западной части Кордильер, США (Halliday, 1954, Dickfoss *et al.*, 1997), в полостях вулканических потоков, в то время как другие пещеры находятся в известняковых карстовых полостях вдоль восточных Кордильер к северу до Территории Юкона, например, Старая Ворона. Большинство этих ледяных пещер находятся в полостях, возникших в палеозойских известняках. Барри и Ган (2011) сообщают, что многолетние ледяные пещеры встречаются повсюду в Соединенных Штатах. Многолетние ледяные пещеры широко распространены в известняковых горах Альп и Карпат. Самая длинная ледяная пещера в мире — Эйрисенвелт в Верфене, Австрия (47 °30 10 N, 13 °11 23 E, на высоте 1656 м). Она 42 км в длину и представляет собой туристическую достопримечательность летом в горах Тенненгебирге, в 40 км к югу от Зальцбурга.

Горы Тенненгебирге были подняты во время последнего (Вюрмского) оледенения, и образовали карстовое плато, а пещера расположена на его северном краю. Только внешние 0,7 км пещеры имеют лед. Проходы были разрушены соседней рекой Сальцах, а лед образован из талой воды зимнего снега, которая попала вниз по трещинам, а затем переместилась в самую нижнюю часть пещеры, где замерзла. Ледяная пещера Шелленбергер (на высоте 1570 м в Унтерсбурге, Бавария) имеет наибольшую площадь поверхности льда, оцениваемую примерно в 60 000 м². Сообщалось также о ледяных пещерах в Японии (Ohata *et al.*, 1994a, 1994b) и на границе Чили и Аргентины в высоких Андах Южной Америки. Они также встречаются на Урале в России.

Многолетние ледяные пещеры в потоках вулканической лавы обычно расположены в пустых лавовых трубах, крыша которых частично обрушилась. Примеры встречаются в Айдахо и Нью-Мексико (вулкан Бандеры — Dickfoss *et al.*, 1997). Пещера Surtshellir в Исландии протяженностью около 1,5 км находится в базальтах. Пол покрыт многолетним слоем льда и упавшими обломками затвердевшей лавы. **Спелеотемы — сталактиты, сталагмиты и колонны speleothems (stalactites, stalagmites and columns)** изо льда — распространены по всей длине. Около 9 многолетних ледяных пещер существуют в лавовых трубах на горе Фудзи в Японии (Ohata *et al.*, 1994a, 1994b). В основной из них длиной 150 м находился мощный слой (> 2 м) льда на полу до 1990 года. Несомненно, в России есть несколько многолетних ледяных пещер, например, Кунгурская ледяная пещера в Пермской области на правом берегу реки Сильвия. Внутри пещеры ледяные сталактиты распространены там, где вода проникает в пещеру через трещины и замерзает, в то время как сталагмиты могут образовываться под ними. Продолжающийся рост приводит к образованию ледяных столбов. Однако распространение там подходящего карстового известняка ограничено,

а основные вулканические районы на Камчатке активны, так что многолетние ледяные пещеры в основном образуются внутри или под ледниками.

Существует лишь несколько примеров, когда известен возраст многолетнего льда. Исключениями являются пещера Силика в окрестностях Праги, где есть археологические свидетельства того, что лед развился около 2 тыс. лет назад (Kunský, 1954, стр. 176), и пещеры Айянша в лавовом потоке в Британской Колумбии ($55^{\circ}7' N$, $128^{\circ}54' W$), датируемые 250 ± 130 лет, согласно радиоуглеродному датированию (Sutherland & Brown, 1969). Те из пещер, что находятся в районах распространения последнего крупного оледенения, должны были развиваться в послеледниковые времена. Многие, вероятно, сформировались в ответ на неогляциальный холодный период в более южных местах, где они образуют разновидность спорадической мерзлоты. Нет данных, свидетельствующих о том, что ледниковый лед вовлечен в образование таких пещер (Balch, 1900).

6.16. ТИПЫ ЛЬДА, НАЙДЕННОГО В МНОГОЛЕТНИХ ЛЕДЯНЫХ ПЕЩЕРАХ

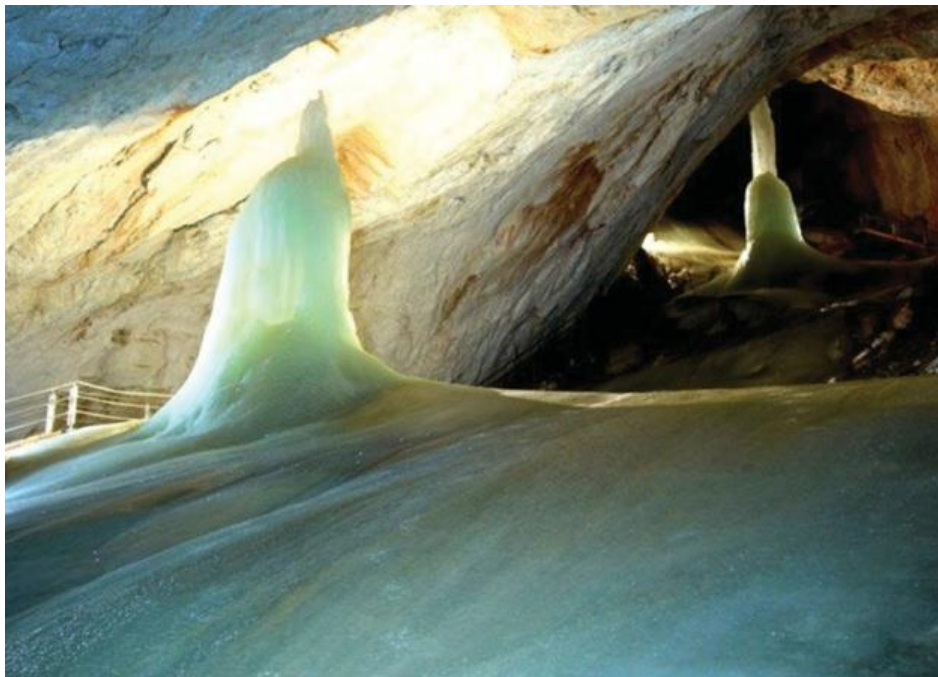


Рис. 6.12. Спелеотемы и ледяные склоны, где вода просочилась через потолок холодной ледяной пещеры Верфен, к югу от Зальцбурга, Австрия. Стены и пол находятся в многолетнемерзлом состоянии, поэтому вода быстро замерзает после просачивания через незамерзшие скальные породы наверху

На Рис. 6.12 показаны некоторые основные формы льда, найденные в многолетних ледяных пещерах. Ледяные сталактиты часто свисают с потолка возле входа в пещеру. Концентрическая полосчатость формируется во льду, образуя в нем столбцы с тонкими слоями криогенного карбоната. Вместе с радиоуглеродным датированием органических остатков, застрявших во льду, это помогает изучать возраст и температуры пещер во время образования льда путем анализа изотопного состава связанных с ним **криогенных карбонатов (cryogenic**

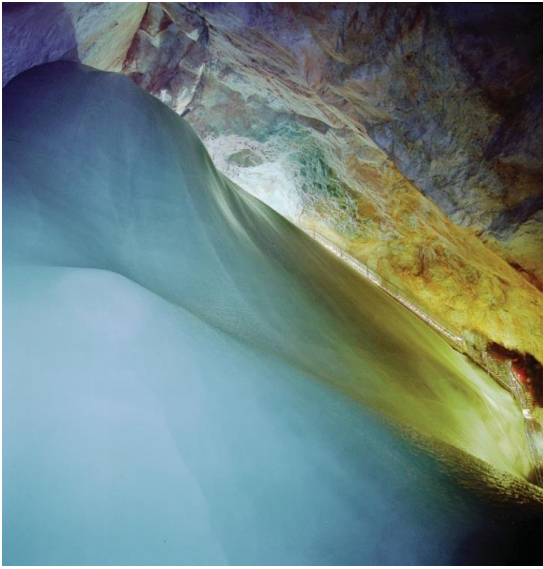


Рис. 6.13. Полосчатый лед покрывает стены пещеры Верфен, Австрия

carbonates), осажденных во время промерзания воды при увеличении их концентрации в остаточном растворе до насыщения (Žák *et al.*, 2008; Laurson, 2010; Persoiu *et al.*, 2011; Žák *et al.*, 2013). Избыточная вода просачивается до дна пещеры, обычно замерзая по мере движения. Полосчатый лед обволакивает стены и имеет толщину несколько метров (Рис. 6.13) в ледяной пещере Верфена (Laurson, 2010). Существует определенная сезонная флуктуация толщины льда в ответ на изменения температуры воздуха и относительной влажности в течение года (Ohata *et al.*, 1994a). Летом верхняя часть ледяного пола может оттаивать, но осенью намерзает с поверхности, о чем свидетельствует кристаллическая структура

(Marshall, 1981). Эти ледяные полы встречаются во многих ледяных пещерах, например, в пещере Верфен (Рис. 9.12 и 9.13). Обледенелые крутые склоны являются обычными, и лед также полосатый. В пещерах в вечной мерзлоте, где скала изотермична при температуре чуть ниже 0 °С, и наблюдается незначительное движение воздуха, пластинчатые кристаллы льда могут образовываться в виде изморози на стенах пещеры, например, на горе Плато, Альберта (Рис. 6.14).

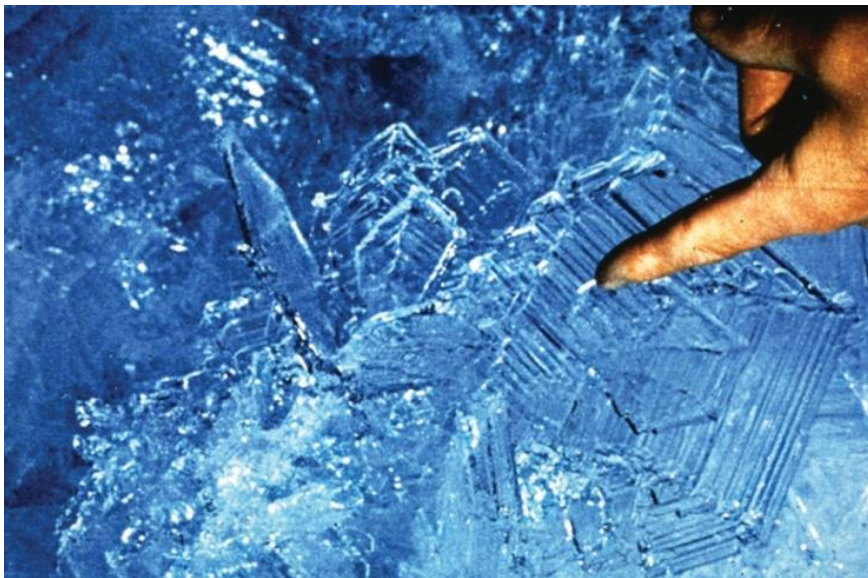


Рис. 6.14. Пластинчатый кристалл льда со стены горной ледяной пещеры на горе Плато в 1978 году. Кристалл имеет диаметр около 12 см. © S. A. Harris

В настоящее время во многих ледяных пещерах наблюдается чистая потеря объема льда (Dickfoss *et al.*, 1997; Wisshak *et al.*, 2005). Большинство ледяных пещер быстро реагируют на любые изменения среднегодовой температуры воздуха или количества атмосферных осадков. Любое изменение этих факторов окружающей среды немедленно влияет на пещерный лед. Повышение температуры (в результате окончания неогляциального периода, либо локального потепления климата) приводит к уменьшению объема льда. Обилие снежных осадков приводит к увеличению массы льда в глубоких полостях, например, лавовых трубах.

6.17. ПРОЦЕССЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ

Ледяные пещеры зависят от формы полостей в скале, защиты от прямого солнечного света, ветра и воздуха, движущегося через трещины в скальных породах, и подходящего запаса воды. Накопление снега, задуваемого в пещеры зимой, также является распространенным фактором. Они могут быть сформированы в вечной мерзлоте, например, на горе Плато (Harris & Brown, 1978), но в пещере Кастлегарда в Национальном парке Банф есть только лед на расстоянии 1 км от входа, при длине пещеры более 13 км, несмотря на то, что она находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (см. Рис. 3.25).

Ключевым климатическим фактором является то, что обычно в районах, где находятся эти пещеры, в течение около семи месяцев температура отрицательная и только в течение пяти месяцев положительная. Пещера защищена от прямых солнечных лучей, за исключением ее входа. Трещины в известняке или вулканической породе могут позволить холодному, плотному воздуху проникать в пещеру зимой (Balch, 1900 г.), часто также с ветром. Летом менее плотный теплый воздух создает только слабый приток в пещеру (Ohata *et al.*, 1994a), и с трудом замещает плотный холодный воздух из этих пещер. В случае депрессий и пустот эффект Балча удерживает плотный, более холодный воздух на месте, что приводит к значительно более низким температурам в некоторых случаях, чем, например, температурная сдвигка в прилегающей крупнообломочной осыпи (Edenborn *et al.*, 2012). Задуваемый ветром снег накапливается при входе, и необходимо значительное время, чтобы он оттаял. Во внешней части пещеры наибольшие годовые колебания температуры. Там, где есть возможность движения ветра, температуры как в воздухе, так и в горных породах являются самыми низкими, и растут с расстоянием от такого места. Ohata *et al.* (1994b) обнаружил, что скорость воздуха, входящего в ледяную пещеру Фудзи, пропорциональна квадратному корню от разницы температур воздуха внутри и вне пещеры, причем максимум превышает 0,8 м/с.

Если пещера находится в вечной мерзлоте, часть воды, поступающей через трещины в вышележащих породах, замерзает, образуя ледяное покрытие, а также образует спелеотемы, когда температура в пещере ниже 0 °C (Wimmer, 2007). После того, как в пещере накопилась масса снега или льда, требуется дополнительное тепло, чтобы лед оттаял, прежде чем температура воздуха может подняться выше точки замерзания. В результате лед в ледяных пещерах создает буферный эффект, предотвращая повышение температуры в пещере летом. Другой эффект воды, стекающей в пещеру, вызывает пересыщение паром воздуха. Когда это происходит, растут гексагональные пластинчатые кристаллы льда

на стенках пещеры (Рис. 6.13 — см. LaChapelle, 1969). Они могут расти до 15 см в диаметре, и, вероятно, больше. Когда теплый воздух и атмосферные осадки летом, спускающиеся по трещинам, приводят к таянию льда, который в значительной степени блокирует трещины, наблюдается резкое увеличение количества воды, поступающей в пещеру. Эта вода может принести с собой значительное количество тепла. В случае пещер с воздухом, поступающим через трещины, летом наблюдается повышенное проникновение теплого воздуха. Оба этих эффекта приводят к оттаиванию части или всего льда, забивающего пещеру. В случае ледяной пещеры Каньон-Крик в Альберте (Harris, 1979), приток воздуха в 1978 году разрушил лед в пещере примерно за три года. Однако лед потом вернулся. С другой стороны, увеличение объема воды, стекающей в ледяную пещеру в горах Плато, заняло более 40 лет, а часть льда все еще остается в самых глубоких местах пещеры.

Важна форма пещеры или депрессии. Глубокие открытые полости часто заполнены многолетним льдом в высоких местах Скалистых гор, а глубокие вертикальные отверстия позволяют снегу накапливаться в количествах, которые не могут оттаять в течение следующего лета. Горизонтальные трубчатые пещеры требуют либо холодной вечной мерзлоты, либо нужны трещины, которые позволят ветру проникнуть в пещеру для достаточного охлаждения. Наклонные пещеры, такие как пещера Верфен, отличает теплый летний воздух, выходящий через трещины в верхнем ее конце, в то время как холодный воздух поступает через нижнюю часть. Yang & Shi (2015a, 2015b) представили возможный количественный метод моделирования теплового потока в ледяной пещере Нинву в Китае с использованием данных о температуре воздуха и земной поверхности. К сожалению, им пришлось использовать интерполированные данные с метеостанции, находящейся в нескольких километрах.

6.18. ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ

В прошлом климат изменялся от холодных ледниковых до более теплых периодов (см. Таблицу 3.2). В холодный период ледяные пещеры развиваются вдоль южной границы вечной мерзлоты, а когда климат теплеет, новые пещеры формируются дальше на севере. Есть два основных типа пещер, а именно: (1) включающие глубокое отверстие в поверхности, позволяющее снегу проникнуть в полость, и (2) имеющие длинную трубообразную форму. Последние могут быть разделены на те, которые открыты с обоих концов, те, которые имеют только один вход, и те, у которых есть только один вход, но воздух поступает через трещины в скале. У каждого типа есть определенная реакция на изменения климата.

6.18.1. Многолетние ледяные пещеры с глубокими отверстиями

Эти пещеры имеют глубокое отверстие, которое является ловушкой для снега в зимние месяцы (Dickfoss *et al.*, 1997). Когда климат станет холоднее, новые пещеры в ранее теплых районах начнут накапливать снег, который затем превратится в лед. На Рис. 6.15 показана схема, показывающая движение воздуха и накопление метаморфизованного снега в виде ледяной массы у входа в ледяную пещеру Канделария. Зимой холодный воздух проникает в пещеру и замораживает оттаявший лед. Теплый воздух выходит из пещеры, чтобы освободить место для холодного, плотного воздуха из-за эффекта Балча. Летом теплый воздух почти не может проникать далеко в отверстие, как и солнечный свет, из-за крутых

стенок. Однако он может нести значительную влагу, часть которой конденсируется и замерзает на поверхности льда. Лед тает, испаряется и / или частично сублимируется, и эти потери должны быть сбалансированы зимним накоплением снега плюс водой, стекающей с потолка и замерзающей. Ледяные ядра в верхних 3 м показывают, что ледяная пещера Канделария была холодной в период 1800–3000 лет назад, и затем от 1650–1850 гг. нашей эры, т. е. в последние два неогляциальных периода. С 1850 года лед увеличивался с 1924 по 1936 год, и снова с 1947–1991 годов. В промежутке происходила абляция (Dickfoss *et al.*, 1997).

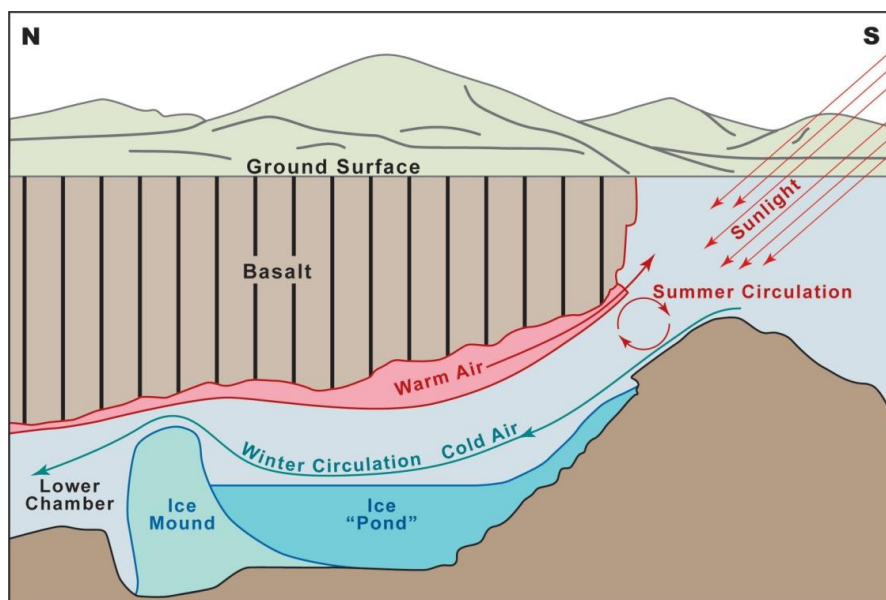


Рис. 6.15. Движение воздуха и накопление льда в ледяной пещере Канделария, Нью-Мексико (из Dickfoss *et al.*, 1995, Рис. 5): земная поверхность (ground surface), базальт (basalt), летняя циркуляция (summer circulation), солнечный свет (sunlight), теплый воздух (warm air), зимняя циркуляция (winter circulation), холодный воздух (cold air), нижняя камера (lower chamber), ледяной бугор (ice mound), ледяной «пруд» (ice «pond»)

Понижение среднегодовой температуры воздуха и / или увеличение снегопадов приведет к расширению пещерного льда, тогда как уменьшение зимних осадков, увеличение летних осадков или повышение среднегодовой температуры воздуха приводят к потере льда. В последнем случае могут открываться трещины, позволяющие образовывать дополнительный лед из-за замерзания просачивающейся дождевой воды в пещеру, о чем свидетельствует Wimmer (2007) в системе Шёнберга, Австрия. Если просачивание воды происходит медленно, масса льда может увеличиться, но если случаются сильные летние дожди, теплая вода способствует таянию льда. Таким образом, пояс ледяных пещер вдоль Скалистых гор меняет содержание льда с течением времени, подчиняясь региональным изменениям климата.

Спелеотемы обычно отсутствуют в этих пещерах, равно как и покрытия льда на стенах. Основная ледяная масса образует крутой бугор на полу пещеры, который может почти достигать потолка. Летом может быть появление талой воды между входом и этим бугром летом, но зимой он замерзает, образуя ледяной пол. На стенах нет пластинчатых кристаллов льда.

6.18.2. Наклонные пещеры с двумя входами

Ледяная пещера Eisriesenwelt в Австрии является самым известным примером такого типа пещеры, хотя другие встречаются в Скалистых горах и на лавовых полях. Пещера медленно наклоняется вверх к Карстовому плато. Теплый воздух может выходить через верхний конец, позволяя холодному воздуху двигаться в нижнюю часть. Именно в этой нижней части лед накапливается из-за более низких температур воздуха. На Рис. 6.12 показаны типичные формы льда, включая толстые полосчатые покрытия на стенке, образованные льдом, накапливающимся из влажного воздуха, поступающего в пещеру при его охлаждении. Спелеотемы и ледовые потоки образуются на полу, в результате стекания воды, попадающей в пещеру по трещинам в известняке над пещерой. Пластинчатые кристаллы отсутствуют на стенах. Талер (Thaler, 2008) сообщает, что температура на входе соответствует температуре наружного воздуха зимой, но летом температура внутри, измеренная в течение 1996–2007 годов, составляет около 0 °C с июля по октябрь.

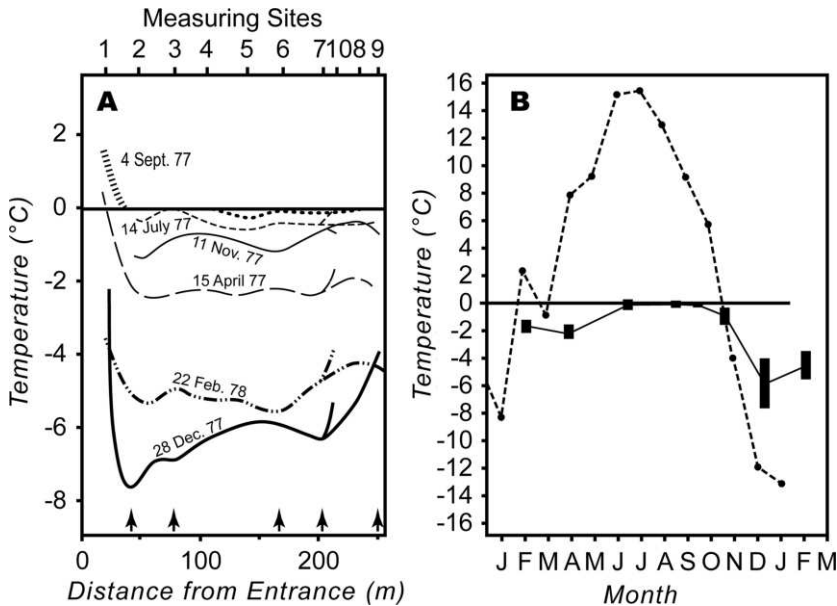


Рис. 6.16. А. Температура (temperature), измеряемая каждый месяц (month) в течение 1974 года на 10 наблюдательных станциях (measuring sites) в ледяной пещере Каньон-Крик, Альберта в зависимости от расстояния от входа (distance from entrance) и В. сравнение средних температур воздуха в ледяной пещере в определенные дни (сплошная линия) со средней месячной температурой воздуха вне пещеры (пунктир). Стрелки в А. показывают, где воздух проникал в пещеру через трещины в скале. Из Harris (1979, Рис. 7 и 6)

6.18.3. Многолетние ледяные пещеры с одним входом и системой трещин в коренных породах, через которые поступает воздух

В этом случае воздух, попадающий в пещеру через трещины, зимой помогает охлаждать пещеру. Примером является ледяная пещера Каньон-Крик в предгорьях Альберты, к западу от Калгари. На Рис. 6.16 показано изменение температуры, измеренное на 10 станциях в ледяной пещере в 1974 году, и влияние входящего воздуха очевидно. Так как зимние заморозки продолжались семь месяцев

в году, лед остался. Этот тип ледяной пещеры является эфемерным, потому что сохранение льда зависит от режима температуры и продолжительности теплых лет. Лед полностью исчез к 1978 году, но вернулся к 1982 году, включая полосчатые льды, ледяные сталактиты и сталагмиты, колонны и покрытые льдом полы. Шестигранные пластины льда отсутствуют. С тех пор лед остается в пещере (например, Yonge & Macdonald, 2014), поскольку изменение климата в районе Калгари связано с примерно одинаковым сокращением летнего нагрева и зимнего охлаждения.

6.18.4. Многолетние ледяные пещеры с единственным входом без дополнительных источников охлаждения

В этом случае существует определенный цикл, связанный с климатическими изменениями. Этап 1 — климат становится холоднее, и вечная мерзлота начинает развиваться. Она постепенно захватывает и пещеру. Дождевая и снеговая вода, спускающаяся по трещинам с поверхности, образует ледяное покрытие, постепенно закрывая трещины и препятствуя дальнейшему проникновению воды в пещеру. До тех пор образуются спелеотемы, а избыток воды образует ледяное покрытие на полу и стенах пещеры. Если трещины широкие, воздух войдет в пещеру и обеспечит охлаждение, как в ледяной пещере Каньон в Брэгг-Крик, Альберта в 1974 году (Рис. 6.15). Тем не менее, продолжение охлаждения приведет к тому, что лед будет перекрывать большую часть трещин в скале, что, вероятно, станет препятствием для заполнения пещеры льдом. Вход в пещеру остается сухим.

На втором этапе поток воздуха и воды прекратится, и пещера остывает. Как и на первой стадии, воздух в пещере остывает зимой, но не так сильно, как внешний воздух. В этих условиях животные используют эти пещеры как убежище от экстремального холода снаружи. Доисторический человек также, похоже, искал убежища в этих пещерах во время прошлых оледенений, поскольку остатки его деятельности и скелеты животных, которые он использовал для питания, были обнаружены



Рис. 6.17. Пластинчатые кристаллы, покрывающие стенки ледяной пещеры на горе Плато. © S. A. Harris

на полах многих пещер, которые были ледяными пещерами во время этих климатических событий как в Европе, так и в Закудяне, недалеко от Пекина, Китай.

Этап 3 начинается с потеплением климата. Температура в пещере начинает расти до тех пор, пока пещера не станет изотермичной круглый год. Примером этого этапа является Ледяная пещера горы Плато до 1970 года. В пещере были ледяные покрытия на стенах и плоские ледяные полы. Могут присутствовать спелеотемы, если они образуются на стадии 1. Эта стадия отмечена развитием

пластинчатых кристаллов льда на стенах, представляющих тип изморози. В пещеру сверху нет доступа воды, потому что трещины в скале все еще заполнены льдом.

Этап 4 начинается, когда лед в трещинах под активным слоем оттаивает достаточно, чтобы атмосферная вода начала поступать в пещеру у входа. Это добавляет влаги в воздух, и в пещере наблюдается усиленный рост пластинчатых кристаллов льда (Рис. 6.17). Сначала капли могут образовывать небольшие спелеотемы (Рис. 6.18), но они скоро исчезают. Постепенно количество воды, поступающей в пещеру, увеличивается. В конце концов, становится достаточно воды, чтобы течь на пол и оттаивать лед. Избыточная вода стекает через трещины в пол пещеры. Между тем, полосчатое ледовое покрытие, стены пещеры начинают разрушаться. Эта деградация, начавшаяся во внешней части пещеры, постепенно захватывает всю пещерную систему, и скала перестает быть многолетнемерзлой. Ледяная пещера Плато в настоящее время (2015) на последних этапах этого процесса. В конце концов, воздух, талая вода и летний дождь начинают проникать в пещеру через трещины и ускоряют оттаивание льда.

6.19. ЛЕДЯНЫЕ ПЕЩЕРЫ В СУБТРОПИЧЕСКОМ КЛИМАТЕ

Около 10 ледяных пещер находится в районе, граничащем с южной границей зоны сплошного распространения вечной мерзлоты в северо-восточном Китае. Основная из них, которая была частично изучена, является ледяная пещера Нинву в провинции Шаньси на склонах гор на южной стороне коридора Хекси (Meng *et al.*, 2004; Gao *et al.*, 2005; Meng *et al.*, 2006; Shi & Yang, 2014; Yang & Shi, 2015a). Она отличается от других пещер в мире тем, что она лежит на пути летних муссонных дождей, в то время как в этом районе также переносится очень холодный воздух монгольской / сибирской воздушной массы высокого давления зимой. Эта пещера также иногда упоминается как ледяная пещера Луяшань (Государственный совет, 2015 г.) и известна местному населению в течение очень долгого времени. Жители деревни приходили туда, чтобы взять лед, когда был недостаток воды (Sukha, 2014), а также для охлаждения их температуры тела, когда у них была лихорадка. Впоследствии пещера была использовалась для коммерческих целей, как и многие из многочисленных карстовых пещер в других местах в Китае, например, около Гуйлиня.

Пещера Нинву является самой крупной из известных китайских ледяных пещер и расположена вдоль северных склонов гор в лиственничном лесу над степными лугами на севере. В ней также



Рис. 6.18. Сталагмит развился на полу ледяной пещеры на горе Плато, Альберта из воды, капающей на холодный пол пещеры в районе, где вечная мерзлота не оттаивала, а температура воздуха была чуть ниже 0 °C. © S. A. Harris

содержится наибольшее количество льда среди небольшого количества известных ледяных пещер в Китае. Небольшое их число в значительной степени связано с низкой широтой их местоположения, где находятся пещеры, и последствиями муссона летом. Meng *et al.* (2004), и последующие авторы утверждали, что лед имеет ледниковое происхождение, и предположили, что он датируется началом Ледникового периода. Тем не менее, эта область не покрывалась ледниками, и она не смогла пережить **гипситермальном /альтитермальный теплый климат** (*Hypsithermal/Altithermal warm climate*), который закончился в этой области около 6 тысяч лет назад (Yang & Jin, 2011). Неогляциальные события в этой области начались после этого времени, и среднегодовые температуры воздуха были на 4 °C ниже, чем сегодня, что побудило Harris (2015) сделать вывод, что она должна была сформироваться в течение этого периода. Yang & Shi (2015b) согласны с этим заключением.

К сожалению, нет данных о температуре или температуре воздуха для этого района. Форма пещеры похожа на бутылку с отверстием наверху в углублении на крутом склоне с лесом на север. Внутри стены инкрустированы льдом, с потолка свисают сосульки. Это может быть связано с инфильтрацией летних муссонных дождей. Yang & Shi (2015b) утверждают, что на этом участке происходит летнее потепление, сбалансированное потерей тепла путем замены более теплого воздуха внутри пещеры холодным плотным воздухом в течение зимы, на основе моделирования. Предполагается, что избыточная вода стекает в трещины. Возможно, что пещера представляет собой остатки большой подземной ледяной массы, которая частично оттаяла в результате потепления климата с конца последнего неогляциального холодного события. Сообщается о существовании массивного подземного льда, по двум глубоким скважинам, в сходных слоях в бассейне Хуле (Wang, 1990). Принимая данные о среднегодовой температуре воздуха на более низкой высоте в степи на севере, и применяя предполагаемый градиент, можно предположить, что в пещере Нинвву существует семь месяцев теплой погоды и только пять месяцев холодных условий, хотя она находится в лиственничном лесу, который имеет тенденцию к снижению температуры воздуха. Тем не менее, Yang & Shi (2015b) полагают, что пещера находится в состоянии теплового равновесия.



Рис. 6.19. Понижения, оставшиеся после таяния больших пластов, по-видимому, сегрегационного льда в неледниковом районе в Фэрбенксе, Аляска: А, в гравии; В, в плохо дренированном лессе. © S. A. Harris

6.20. МАССИВНЫЕ ГЛЫБЫ ЛЬДА В СКАЛЬНЫХ ИЛИ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОДАХ

Для сегрегационного льда характерно довольно часто образовывать небольшие глыбы, блоки или линзы на небольшом участке зимой в районах сезонного промерзания. Весной или в начале лета лед тает, оставляя карман воды вместе с воздушным пространством наверху. Если над ним движутся тяжелые транспортные средства, вышележащие слои уплотняются, образуя выбоину. По этой причине в Северной Америке и других странах действуют ограничения допустимого веса транспортных средств. В течение лета грунт заполняет свободное пространство, и запрет на груз снимается.

В районах вечной мерзлоты эти ледяные массы, по-видимому, достигают довольно больших размеров, например, массы льда 2,5 м глубиной и 3–4 м в диаметре оттаивают, оставляя понижения и ямы с вертикальными стенками как в гравии, так и в пылеватых глинах вблизи Фэрбенкса (Рис. 6.19). Отверстия, образующиеся при оттаивании таких глыб (линз) льда, обычно сухие в дренированных гравии (Рис. 6.19, А), но заполняются водой в илах (Рис. 6.19, В). Таким образом, они могут быть смертельной ловушкой для неосторожных пешеходов, поскольку они имеют вертикальные стенки. В такую ловушку на Югорском полуострове однажды ранней зимой угодила гусеничный транспортер Газ-71, в котором находился один из авторов этой книги, почти наполовину наполнившись водой. На Рис. 6.20 показано количество льда, которое, как сообщается, найдено в торфяных отложениях в районе прерывистого распространения многолетнемерзлых пород на Аляске. Когда лёд оттает, возникнут понижения, аналогичные тем, что показаны на рисунке 6.19.

Подобные полости, заполненные лёссом, больше в ширину, чем в глубину, были описаны как «песчаные клинья» в северо-восточной части плато Цинхай-Тибет в Китае (Cheng *et al.*, 2005a, 2005b, 2006). Заполнение значительно моложе вмещающих отложений, и не имеет явных признаков слоистости. Это полости сильно отличаются от обычных ледяных жил и лёссовых и песчаных тесселлонов (см. Главу 5). Заполнение похоже на поверхностные лёссовые отложения. Если смотреть сверху, они, похоже, состоят из почти круглого отверстия в подстилающих осадках, которые впоследствии были заполнены лёссом. Кажется, что они сформировались одновременно с ледяными жилами и что они представляют собой бывшие крупные ледяные глыбы, подобные тем, которые тают на Аляске.

В 1985 году были пробурены две глубокие скважины в коренных породах в бассейне реки Хуала, к северу от Манги в Северо-Восточном Китае, в двух слоях массивного льда в меловых сланцевых и угольных породах. Они были расположены на северной стороне Лунного озера (Wang, 1990). Место бурения находилось на высоте 1 м над уровнем озера (540 м над уровнем моря), а мощность льда составляла 20,7 м. Во второй скважине были обнаружены два массивных ледяных слоя на глубине от 40 до 65,3 м, разделенных слоем углистого аргиллита мощностью 7,35 м.

Лёд состоял из бесцветных и прозрачных относительно крупных кристаллов с чёткими границами контакта между зёрнами. В нем были темно-серые примеси, вместе с воздушными пузырьками, вытянутыми под прямым углом к плоскостям слоёв вмещающего осадка. Когда бурение достигло основания массивного льда, вода, заключённая под ним, поднялась до уровня 2,11 м от верхней части ствола скважины, указывая на напор 64,74 м. Лёд был описан как результат промерзания подземных вод, вторгающихся под давлением в массив горных пород.

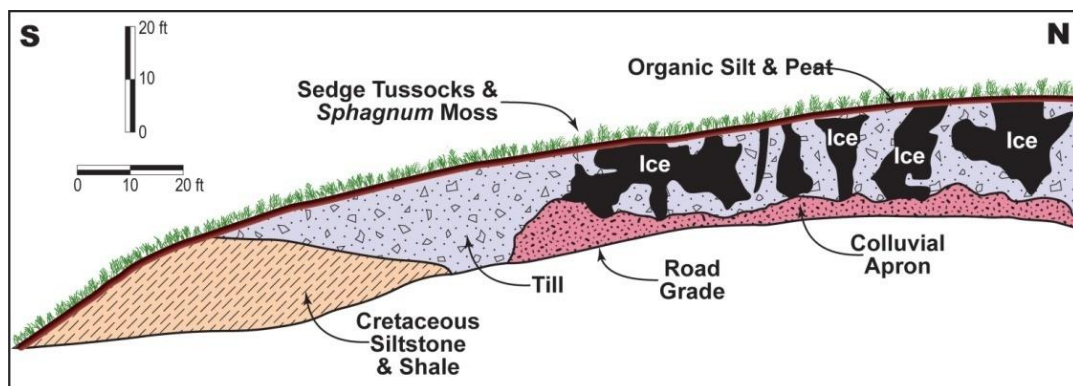


Рис. 6.20. Массивные ледяные глыбы, найденные на юго-западной стороне дороги, пересекающей шоссе Халль в Счастливой долине, Сагайайрток, Аляска (по King & Reger, 1982): ил с органическим материалом и торф (organic silt & peat), осоковые кочки и сфагновый мох (sedge tussocks & sphagnum moss), коллювиальный чехол (colluvial apron), склон дороги (road grade), ледниковые отложения (till), меловые алевролиты и сланцы (cretaceous siltstone & shale). В этом районе распространена прерывистая вечная мерзлота

Глава 7. МНОГОЛЕТНИЕ БУГРЫ ПУЧЕНИЯ

7.1. ВВЕДЕНИЕ

Важной особенностью гумидных областей вечной мерзлоты является наличие бугров, например, **пинго (pingos)** (рис. 7.1), хотя подобные бугры наблюдаются и в более сухих местах, и местах, где есть источники подземных вод, например, в Монголии (Skyles & Vanchig, 2007) и плато Цинхай-Тибет (см. рис. 1.19). Они имеют размеры от небольших пучин меньше метра в поперечнике до более 250 м в диаметре. Некоторые из них имеют крутые склоны, а другие имеют пологие. Большинство из них являются постоянными характеристиками ландшафта в стабильных климатических условиях, тогда как другие являются либо нестабильными, либо сезонными. Некоторые появляются за одну зиму, а другие развиваются в течение одного или нескольких веков. Основой для них может служить торф, минеральные горные породы или и то, и другое.



Рис. 7.1. Растрескавшийся пинго, полуостров Туктояктук. Он занимает место бывшего термокарстового озера. Вечная мерзлота преобразовалась в талик, возникло озеро, потом оно сжалось (высохло, разрушилось эрозией), началось промерзание, вода перешла в лед, и мерзлота вернулась. Когда гидростатическое давление превысило давление перекрывающих грунтов, вода внедрилась вверх, чтобы заморозиться среди вышележащих мерзлых горных пород и сформировать ядро пинго. Обратите внимание на дилатационные трещины и кратер в верхней части пинго из-за растяжения перекрывающего грунта.
© S. A. Harris

Процессы, связанные с развитием бугров пучения, очень разнообразны, некоторые из них развиваются в областях сплошного распространения многолетнемерзлых пород, например, пинго с замкнутой системой, в то время как другие находятся в зоне сезонного промерзания, например, **туфурсы (thufurs)**. В этой главе рассматриваются основные типы, в значительной степени опуская те распадающиеся бугры, возникающие в результате термокарста, которые обсуждаются в главе 11.

Бугры иногда разделяются по размеру (Lunqvist, 1969) на (1) большие формы рельефа, обычно более 2–10 м в диаметре, когда они полностью развиты, и (2) на мелкие бугры. В России более крупные бугры часто рассматриваются как одна группа под названием **булгуннях (bulgannyakh)** (Vasil'chuk *et al.*, 2008) или **гидролакколит (hydrolaccolite)**. Однако булгунняхы — это якутское название пинго (бугров инъекционного типа) внутри типичной якутской термокарстовой депрессии над ледовым комплексом, называемой **аласом (alas)**. Термокарстовые депрессии называются **хасыреями (hasyrei)** в Западной Сибири, где они обычно несколько меньшей глубины.

В более поздних описаниях полевые наблюдения и лабораторные исследования указывают на то, что многие из явно похожих форм могут сильно различаться, и фактически имеют совершенно другую эволюцию и стабильность с течением времени. Существуют также различия в форме определенного типа бугров в зависимости от климата и местных геологических и гидрологических условий. Таким образом, хотя традиционная классификация все еще может быть использована, мы должны разделить ряд этих форм в соответствии с их эволюцией.

В этой главе будут рассмотрены основные группы — пинго, пальсы, литальсы, торфяные бугры и кочки вместе с их подразделениями. К сожалению, многие опубликованные описания не дают достаточной информации, чтобы точно определить, какая из этих форм рельефа была изучена. Однако исследования данной формы были многочисленны, и теперь мы можем классифицировать бугры как по доминирующему процессу, так и по размеру.

7.2. БУГРЫ ДИАМЕТРОМ БОЛЕЕ 2,5 м

Они могут быть разделены по меньшей мере на три группы, основанные на преобладающем процессе в их образовании, а именно на буграх, образованных путем инъекции воды, образованных путем миграции воды к фронту промерзания, и те, которые образуются путем накопления ядра пористого льда, представляющего собой оттаивающую кайму.

В таблице 7.1 показаны основные виды многолетних бугров пучения высотой более 2 м, обнаруженных в районах вечной мерзлоты. Jahn (1975, стр. 99) отметил, что в России их обычно рассматривали либо как пинго (булгунняхы), либо как оставшиеся **бугры пучения (remaining mounds, bugor pucheniya)** в результате сегрегации льда. Эта терминология распространена в русской литературе.

Разделение бугров на менее и более 2,5 м в российской литературе не встречается. Но предложение зарубежных коллег, возможно, интуитивно не лишено черт генетического, более принятого в России, подхода к классификации. Размеры бугра определяются размерами расширяющейся в результате пучения области, а она зависит от объема мигрирующей влаги, либо от запасов воды в замкнутом объеме в случае инъекционных бугров. Эти объемы часто ограничены активным слоем или таликом, типичные размеры которых и определяют запас воды. Кроме того, условия поднятия кровли бугра также требует определенного объема расширяющейся области, чтобы преодолеть механическое сопротивление вышележащего слоя отложений. Эти механические процессы ещё ждут исследования и моделирования, но, таким образом, по-видимому, нет ничего удивительного в том, что бугры определенного происхождения имеют определенный размер. По этой причине редактор, он же соавтор книги, поддержал коллег.

Таблица 7.1. Сравнение основных типов бугров диаметром более 2,5 м, которые встречаются в районах вечной мерзлоты. Следует отметить, что некоторые бугры имеют сложную историю, и в Сибири могут присутствовать другие крупные бугры, включая наледные

Форма рельефа (Landform)	Топография (Topography)	Высота (Height) (m)	Область (Area) (sq.km)	Содержание льда (Ice content) (%)	Ядро (Core)	Преобладающий процесс (Dominant process)
Пинго/булгуннях (Pingo/bulgunnyakh)	Бугор (Mound)	До 25 м, в зависимости от давления (Up to 25 m, depending on water pressure)	<0,3	80–95	Лед (Solid ice)	Инъекция воды в мерзлые отложения (Injection of water from below into cold sediment)
Пинго с плоской поверхностью (Pingo plateau)	Низкое, ровное плато (Low, flat plateau)	0,5–1,5 Низкое давление (Low water pressure)	<0,3	80–95	Лед (Solid ice)	Инъекция воды в мерзлые отложения (Injection of water from below into cold sediment)
Пальса/Литальса (Palsa/Lithalsa) *	Бугор (Mound)	До 10 м (Up to 10 m)	<0,5	40–65	Ледяные шлиры (Ice lenses)	Миграция к фронту промерзания (Cryosuction)
Пальса/Литальса с плоской поверхностью (Palsa/Lithalsa plateau)	Ровное плато (Flat plateau)	До 10 м (Up to 10 m)	<2,5	40–65	Ледяные шлиры (Ice lenses)	Миграция к фронту промерзания (Cryosuction)
Торфяное плато (Peat plateau)	Низкое плато (Low plateau)	Менее 2 м в высоту (<2m high)	До 14 (Up to 14)	Небольшое (Low)	Лед с воздушными полостями (Ice with air spaces)	Льдонакопление из оттаивающего слоя (Accumulation of ice from the thawing fringe)

*Пальсы имеют верхний слой торфа или полностью развиваются в торфе, тогда как литальсы имеют только тонкий слой О (обычно <10 см толщиной).

Как будет показано ниже, исследования в других странах Европы и Северной Америки показывают, что в упомянутых выше буграх происходят разные процессы, приводящие к различным темпам роста, внутренней структуре и поведению, когда они затронуты изменением климата. Соответственно, они рассматриваются индивидуально в этой книге. Кроме того, существует ряд случаев, когда наблюдается

доминирующая **криосакция (cryosuction)** — криогенное всасывание, миграция влаги к фронту промерзания — вместе со льдом, образовавшимся из оттаивающей каймы.

7.2.1. Бугры, сформированные преимущественно из инъекционного льда

Наиболее известными примерами являются пинго, которые относятся к сезонным буграм и морозным пучинам в районах на границе южной геокриологической зоны, или без вечной мерзлоты. Многолетние пинго в криолитозоне (рис. 7.1) относятся к наиболее выразительным объектам благодаря своим размерам. Обратите внимание, что литальсы состоят преимущественно из сегрегационного льда, т. е. нет тесной связи с пинго (см. Gurney, 1998). Пинго входят в две основные топографические формы: бугры пинго, различной высоты и размера, а также те, которые состоят из низких бугров, имеющих горизонтальную верхнюю поверхность. Последние встречаются в сухих, холодных степях в Сибири. Они будут рассматриваться отдельно, так как кажется, что они изменяются под влиянием различных процессов, хотя оба они являются результатом инъекции льда в поверхностные отложения.

7.2.1.1. Бугры пинго

Пинго, или булгуняхи, обычно, представляют собой крупные куполообразные бугры, имеющие ледяные ядра, в основном развитые путём внедрения воды из-за гидростатического или гидравлического давления снизу (рис. 7.1). В России их иногда называют их также называют **гидролакколитаму (hydrolaccolites)**, по предложению А. В. Львова (1916), а затем Н. И. Толстихина (1932). Вода под давлением замерзает до того, как она достигает поверхности, что приводит к росту пинго (Маскау, 1973с). Рост приводит к растяжению вышележащего грунта, так что дилатационные трещины и кратер обычно развиваются вблизи верхней части бугра. Если рост будет слишком быстрым, бугор может взорваться, выбросив глыбы льда по окрестностям. Если кратер наверху обнажает ледяную сердцевину, её оттаивание приводит к деградации бугра (рис. 7.3).



Рис. 7.2. Лёд с минеральными включениями, полученный при бурении пинго на восточном склоне Цинхай-Тибетского плато, 35 °01N, 97 °34E, высота 4310 м. © S. A. Harris

Мощность отложений над ядром пинго обычно составляет 1–10 м. Для некоторых пинго характерны крутые стороны, например, Ибюк (58 °), в то время как другие имеют пологие боковые склоны. В поверхностных отложениях могут находиться ледяные линзы, состоящие из сегрегационного льда (Maskay & Stager, 1966). Поверхность пинго также подвергается морозобойному трещинообразованию, что приводит к развитию ледяных жил (рис. 5.9), но основная масса внутренней части пинго состоит из массивного льда с воздушными пузырьками с их длинными осями, выровненными перпендикулярно промерзанию, а также незначительные включения вмещающих отложений (рис. 7.2).

7.2.1.2. Гидростатические пинго

Гидростатические (Maskay, 1979a), **или закрыто-системные пинго** (*hydrostatic or closed system pingos*) часто упоминаются как **пинго типа Маккензи** (*Mackenzie type pingos*), поскольку они были изучены в дельте Маккензи Дж. Р. Маккеем. Впервые наблюдаемые д-ром Джоном Ричардсоном в 1851 году, они являются результатом промерзания закрытого водоносного горизонта, создающего гидростатическое давление при расширении воды при замерзании. В конечном итоге это давление превышает бытовое давление, что приводит к поднятию отложений (рис. 7.1). Это определяет ширину результирующего пинго.

Рост вверх, как правило, продолжается до тех пор, пока водное тело полностью не замёрзнет или пока

основное ледяное тело, образующее его сердцевину, не окажется подвержено воздействию атмосферы из-за развития звездообразных дилатационных трещин, которые развиваются на гребне бугра. Это приводит к частичному оттаиванию сердцевины, создающей одностороннее углубление в верхней части бугра, или полному оттаиванию, которое создаёт шов пинго (рис. 7.3). Если бугор будет расти слишком быстро, давление, создаваемое внутри, может привести к его взрыву (Maskay, 1973c). Самая высокая замкнутая система пинго в дельте Маккензи (Ибюк) имеет крутые склоны в 54 °. Высота может достигать более 60 м, диаметр иногда превышает 250 м. Когда доступная вода в талике промёрзнет, рост прекратится, но пинго останется до тех пор, пока эрозия или климатические изменения не заставят ледяную сердцевину оттаивать. Маккей (Maskay, 1990) показал, что сезонные полосы роста могут присутствовать в ядре сплошного льда, состоящем из чередующихся прозрачных и богатых пузырьками полос, причём последние образуются летом. Гидростатические пинго могут развиваться в скальных породах (St. Onge & Pissart, 1990), дисперсных



Рис. 7.3. Разрушающийся пинго, дельта Маккензи. Обратите внимание на валы, возникающие в результате движения грунта вниз по склону, и депрессию в центре. ©J. R. Maskay

Самая высокая замкнутая система пинго в дельте Маккензи (Ибюк) имеет крутые склоны в 54 °. Высота может достигать более 60 м, диаметр иногда превышает 250 м. Когда доступная вода в талике промёрзнет, рост прекратится, но пинго останется до тех пор, пока эрозия или климатические изменения не заставят ледяную сердцевину оттаивать. Маккей (Maskay, 1990) показал, что сезонные полосы роста могут присутствовать в ядре сплошного льда, состоящем из чередующихся прозрачных и богатых пузырьками полос, причём последние образуются летом. Гидростатические пинго могут развиваться в скальных породах (St. Onge & Pissart, 1990), дисперсных



Рис. 7.4. Гидростатический пинго на дне аласа вблизи Якутска возник в результате повторного промерзания талика, сформированного под аласом в Якутии (см. Главу 11 и рис. 7.5). © S. A. Harris

1976; Pissart & French, 1976). Они также встречаются на дне аласов в Якутии (Соловьев, 1973а, 1973b), где талик, возникший под прежним термокарстовым озером, промерзает (рис. 7.4).

Гидростатические пинго в основном встречаются в районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород (рис. 7.5). Маккей (Mackay, 1998) суммирует этапы развития, роста и распада этих пинго. Ранние темпы роста, вероятно, самые быстрые, но скорость уменьшается с возрастом. Пинго Ибюк имеет возраст более 1000 лет, и сейчас растёт со скоростью 2–3 см в год (Mackay, 1986). Когда приток воды прекращается, прекращается и рост пинго, поэтому для талика в основании этого пинго, таким образом, требуется более тысячи лет, чтобы промерзнуть. По оценкам, только около 15 пинго начнут свой рост в течение столетия в дельте Маккензи, и только около 50 все ещё растут.

7.2.1.3. Гидравлические пинго

Гидравлические (Mackay, 1979a), **или открыто-системные пинго** (*hydraulic or open system pingos*) также упоминаются как **восточно-гренландские пинго** (*East Greenland type pingos*), согласно названию того района, где они были впервые описаны (Müller, 1959, 1963). Они представляют собой форму пинго, обнаруженную в областях прерывистой мерзлоты, где дождь или тающий снег снабжает подземные воды через трещины в вечной мерзлоте или талики на близлежащих возвышенностях, и питают внутримерзлотные или подмерзлотные подземные воды под прерывистой вечной мерзлотой. Это вызывает повышенное гидравлическое давление в подземных водах на более низких высотах, что приводит к восходящему движению вод через трещины, разломы или ослабленные области в вечной мерзлоте в днища долин. Вместо того, чтобы образовывать источники, вода промерзает в верхних слоях мерзлых отложений (рис. 7.6), что приводит к поднятию вышележащих слоев с образованием пинго. Обычно они встречаются поодиночке на дне впадин или долин (см. рис. 1.19),

минеральных грунтах, торфах или в комбинации этих субстратов. Они часто встречаются в прибрежных дельтах на побережье Северного Ледовитого океана, а также на некоторых арктических островах (рис. 7.1). На дельтах они обычно растут в результате промерзания талика при высыхании озера и промерзании подстилающего грунта. На Арктических островах они иногда возникают там, где старичное озеро образовалось вследствие меандрирования речного русла (Craig, 1959; French & Dutkiewicz,

и их довольно часто можно найти. К сожалению, они не изучены так же тщательно, как гидростатические пинго (Washburn, 1985), хотя их основные характеристики известны. В Восточной Гренландии схема потока и разгрузки подземных вод указывает на влияние неоднородностей в нижележащих породах (Worsley & Gurney, 1996). На плато Цинхай-Тибет их появление иногда приурочено к сбросам в подстилающих породах. Это может быть связано с относительно низкими гидравлическими давлениями, которые не всегда могут преодолеть прочность на растяжение мёрзлого грунта. Относительно слабые мёрзлые породы предпочтительнее, поэтому пинго этого типа встречаются в районах на границе зоны прерывистого или островного распространения многолетнемерзлых пород, где выше температуры и прочность мерзлых пород меньше. Очень высокие артезианские давления необходимы для преодоления прочности на растяжение мощного, холодного активного слоя и формирования куполообразного пинго большей высоты (Holmes *et al.*, 1968).

Holmes *et al.* (1968) пришли к выводу, что значительная число большого количества гидравлических пинго во внутренней части Аляски не имела достаточного артезианского давления для образования больших пинго, следовательно, здесь наблюдаются низкие формы с пологими склонами и наклонной депрессией в верхней части. Подобные низкие бугры встречаются в долинах и в основании гор на северо-восточных склонах Цинхай-Тибетского плато (рис. 7.7). Один или два больших гидравлических пинго найдены в Монголии (Sharkhuu & Luvsandagva, 1975; Yoshikawa *et al.*, 2013). Их рост может быть прерывистым, четыре основных этапа были описаны для пинго Монгот (Yoshikawa *et al.*, 2013). На плато Цинхай-Тибет они приурочены к районам с многочисленными источниками, которые встречаются у подножия горных склонов, но в целом они встречаются редко (рис. 7.6). Hughes (1969) опубликовал данные о распределении гидравлических пинго на Юконе, Канада.

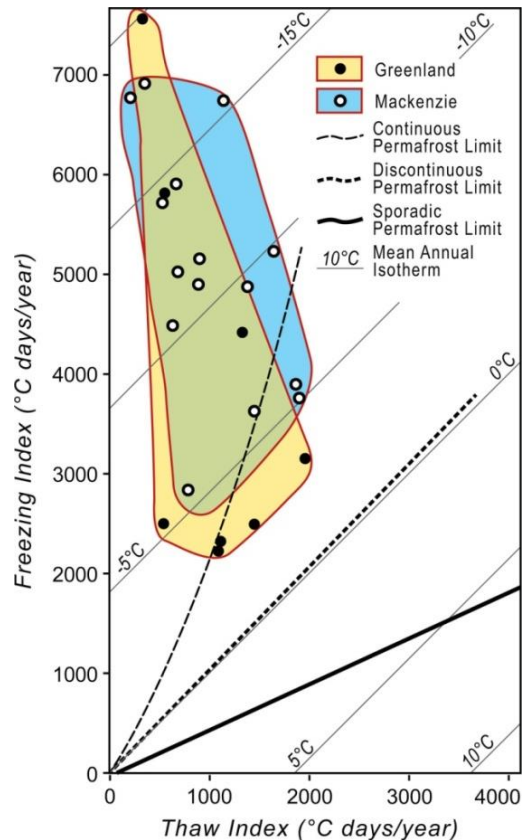


Рис. 7.5. Связь гидравлических, восточно-гренландского типа (Greenland) и гидростатических, типа Маккензи (Mackenzie) пинго с индексами промерзания и оттаивания (Harris, 1981с, 1982а): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %), границы (limits), индекс промерзания (freezing index), индекс оттаивания (thaw index), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm)



Рис. 7.6. Гидравлический пинго около 200 м в диаметре в Хариджионге (37°1N, 97°34E) на плато Цинхай-Тибет на высоте 4330 м. Обратите внимание на соли на поверхности грунта вокруг пинго. © S. A. Harris



Рис. 7.7. Гидравлический пинго с углублением в верхней части на 34 °26 N, 97 °42E на плато Цинхай-Тибет на высоте 4457 м. © S. A. Harris

Артезианское давление подробно рассматривалось French (2013, стр. 136), поскольку оно должно быть устойчивым, длительным и непрерывным, чтобы поддерживать рост пинго. Маскау (1973с) рассматривал следующие необходимые условия для непрерывной инъекции подземных вод: давление воды (определяемое местными условиями окружающей среды), прочность перекрывающих грунтов (которая меняется в зависимости от времени года) и скорость промерзания (в зависимости от температуры горных пород).

Поскольку любое из этих условий может меняться со временем, возможно, существуют периоды подавленного или усиленного роста, которые могут создавать полосы во льду (Маскау, 1990а), а также периоды формирования сегрегационного льда. Таким образом, Yoshikawa *et al.* (2013) сообщили данные, основанные на анализе химического и изотопного состава ледяного ядра, о пинго Монгот в Монголии, который, по-видимому, переживал периоды открытых и полузакрытых условий промерзания. Формирование началось с быстрого роста как гидравлической системы пинго по меньшей мере 8790 лет назад, но он пережил периоды подавленного роста, хотя накопление льда продолжалось за счёт промерзания воды под давлением.

На Шпицбергене многие из более крупных пинго связаны с тектоническим разломами, с питанием подземных вод из тающего льда из оснований тёплых ледников (Liestol, 1977; Yoshikawa, 1993, 1998; Yoshikawa & Harada, 1995; Jaworski & Chutkowski, 2016). Эти пинго имеют в основном коническую форму, но часто с углублением в верхней части, вызванным растяжением и действием термокарста. Хорошим примером является пинго в переходе Куньлунь (рис. 1.20). Он вырос на выступе аллювиального конуса выноса, залегающего на крупном разломе (рис. 7.8). Его продолговатая форма (40 м на 20 м) следует линии разлома. Он достигал 20 м в высоту, пока не разрушился, чтобы обеспечить водой 62-ой Отдел обслуживания шоссе. Впоследствии он снова начал расти. Бурение в новом пинго обнаружило 1,2 м серой супеси, покрывающего слой чистого льда мощностью 2 м, типичного при инъекции воды, подстилаемого пустой полостью. При бурении глубже через вечную мерзлоту 55 м были вскрыты пластовые воды и образовались фонтаны воды высотой 22–32 м.

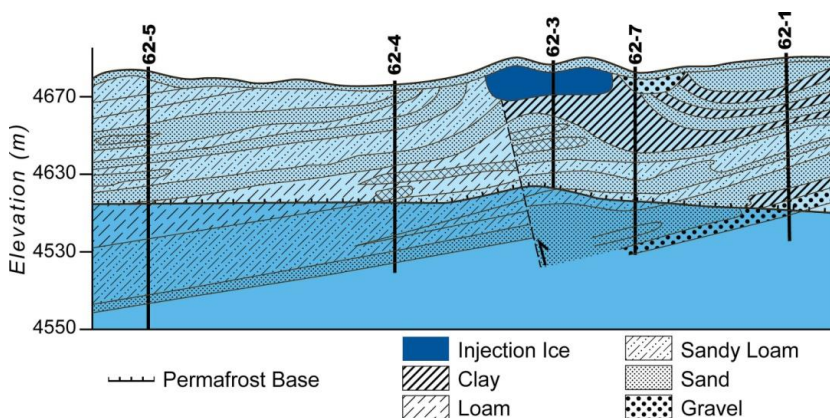


Рис. 7.8. Разрез через пинго Куньлунь с артезианским резервуаром ниже подошвы вечной мерзлоты, показанным светло-голубым цветом: высота (elevation), подошва мерзлоты (permafrost base), инъекционный лёд (injection ice), глина (clay), суглинок (loam), песчанистый суглинок, или супесь (sandy loam), песок (sand), гравий (gravel)

На рис. 7.5 показано отношение пинго к индексам промерзания и оттаивания. В основном они встречаются в районах прерывистого распространения многолетнемерзлых пород. Как и в случае гидростатических пинго, ранее существовавшая вечная мерзлота может содержать сегрегационный лёд в поверхностных слоях, а также ледяные жилы, если зимой происходило растрескивание поверхности. Однако в центре бугров пинго всегда должен быть прозрачный лёд (рис. 7.1). Как правило, воздушные пузырьки в льду образуются из-за выхода растворенного в воде воздуха во время промерзания. Если содержание воздуха высокое, как это имеет место в случае метаногенеза в водонасыщенных отложениях, бугор может взорваться (Львов, 1916; Солоненко, 1960; Втюрин, 1975). Возможным современным примером такого взрыва является кратер в вечной мерзлоте на полуострове Ямал (рис. 7.9), хотя, не исключено, газовые гидраты являются более вероятной причиной его образования.

7.2.1.4. Пинго с плоской поверхностью

Редкая разновидность пинго — **пинго с плоской поверхностью (*pingo plateaus*)** — обнаружена в восточной части Цинхай-Тибетского плато и в аласах в Сибири, которая состоит из нерегулярно сформированного, низкого платообразного бугра длиной до 300 м, с кусковидными термокарстовыми рубцами (рис. 7.10), создавая слабо выраженную форму с большой площадью поверхности, но с низким рельефом. Подобные пинго были описаны в Якутии с отметками от 10 до 20 м в аласах, где талик начинал промерзать (Соловьёв, 1972, 1973а, 1973б). Они могут быть либо гидравлическими, либо гидростатическими пинго.



Рис. 7.9. Ямальский кратер (фотография В. Богоявленского, The Siberian Times)

Буровая скважина через центр этого бугра на восточном склоне Цинхай-Тибетского плато пробила 2 м ледяного ядра, с увеличивающимися толщиной

с глубиной линзами льда. Шурф, пройденный в бугре, вскрыл солончаковую почву мощностью 124 см с комковатой структурой и высокой засоленностью, перекрывающей чередующиеся супесчаные и ледяные слои. Ледяные слои становились более мощными с глубиной (рис. 7.11), так что они были толщиной до 20 см на дне шурфа (рис. 7.12), разделённые тонким слоем осадка. Это говорит о том, что каждую зиму новый ледяной шпир добавляется к основанию бугра, но абляция верхних ледяных шпиров летом из-за интенсивной инсоляции и низкой относительной влажности приводит к накоплению солей в горных породах.



Рис. 7.10. Гидравлический пинго с плоской поверхностью, окружённый водой на восточном склоне Цинхай-Тибетского плато на $35^{\circ}01' N$, $97^{\circ}34' E$, на высоте 4310 м. Пинго имеет высоту всего лишь 1,5 м, но почти 300 м длиной, и находится на разломе, который, по-видимому, является источником воды снизу в течение года. © S. A. Harris

На поверхности бугра растения не растут, и процессы, действующие в нем, все еще изучаются. Именно в такой среде могут образоваться морозные породы. Пинго развился вдоль линии разлома в озёрных илах. Илы возникли в **плайевом озере (playa lake)** — мелком, временном озере в засушливом районе, так как это была депрессия с внутренним дренажем. Впоследствии отток из озера в верховья Жёлтой реки начал истощать озеро, понизив его уровень до 10 м, что привело к истощению долины. Китайские исследователи с тех пор создали искусственное препятствие для оттока воды, в результате подняв уровень воды на несколько метров, что привело к плохому дренажу на дне долины. Летом источник над пинго создаёт водный поток, который течёт мимо пинго, что приводит к его эрозии с краёв (рис. 7.10). Несмотря на это, пинго продолжает существовать довольно успешно.



Рис. 7.11. Верхние 76 см ледяного ядра пинго, показанного на рис. 7.10. © S. A. Harris. Обратите внимание на увеличение содержания льда с глубиной



Рис. 7.12. Инъекционный лёд на глубине 155–170 см пинго, показанного на рис. 7.10. © S. A. Harris

7.2.1.5. Сезонные (осциллирующие) бугры пучения

Там, где есть водный источник в области прерывистого распространения вечной мерзлоты у подножия склона, который может менять своё местоположение, в зимний период после промерзания активного слоя образуются **сезонные бугры пучения (*seasonal frost mounds*)** (рис. 7.13) (Pollard & French, 1983, 1984, 1985). Их также называют **многолетними буграми пучения (*perennial frost blisters*)** (Morse & Burn, 2014).

Разночтение «сезонные — многолетние» возникает от того, что летом они исчезают, а следующей зимой появляются снова, правда, не всегда в том же месте. Возможно, лучше называть их **сезонно-многолетними буграми**, или **осциллирующими буграми**.

Они представляют собой низкие сезонные бугры с ядром вертикально ориентированных кристаллов льда под поверхностным слоем почвы (рис. 7.14). В следующее лето они разрушаться, когда лёд оттаёт, оставляя смешавшиеся куски дёрна. Затем зимой они снова появляются, в другом месте. Сезонные бугры пучения часто расположены близко друг к другу, причём иногда несколько бугров развиваются в одном полигоне, образованном морозобойными трещинами (Morse & Burn, 2014, стр. 208). Исследования, использующие дистанционное зондирование, показывают, что плотность этих бугров может достигать 1750 км^{-1} .



Рис. 7.13. Сезонный бугор пучения на перевале Норз Форк, шоссе Демпстер, вдоль долины реки Блэкстоун. © S. A. Harris

В то время как некоторые бугры пучения исчезают через 1–2 года, 49 % могут быть найдены через 4 года, а некоторые сохраняются в течение более 10 лет. Некоторые из них округлые, а другие могут образовывать удлинённые гребни.

Они были подробно описаны на перевале Норз Форк, Юкон и дельты Маккензи, а также были изучены на Аляске, в Скандинавии (Åkermann, 1980), России, Монголии (Froehlich & Słupik, 1978) и на Цинхай-Тибетском плато в Китае.

7.2.1.6. Наледные бугры

Наледные бугры (icing blisters) (рис. 7.15) похожи на сезонные бугры, но являются результатом замерзания поверхностных вод над активным слоем (French, 2013, с. 140–141). Однако они возникают неоднократно, год за годом в одном и том же месте, и поэтому являются переходными к гидравлическим пинго, за исключением того, что ледяное ядро разрушается при оттаивании полностью каждый год (Евсеев, 1978; Van Everdingen, 1978, 1982), а минеральные или органические отложения надо льдом отсутствуют. Они могут быть до 4 м в высоту и 30 м в диаметре и обычно демонстрируют признаки дилатационного, т. е. возникающего при расширении растрескивания (см. рис. 2.15 и 7.15). Когда эти бугры оттаивают в течение лета, происходит минимальное разрушение растительности, которое, правда, может включать деревья, поскольку они являются поверхностными формами. Они являются индикаторами выхода подземных вод в активном слое над вечной мерзлотой зимой (Froehlich & Słupik, 1978) и наблюдались на территории Юкона, Аляски, Северной Скандинавии, Тибета и Сибири. Они обычно связаны с наледями (см. Главу 6), но не всегда. Åkermann подробно описывает типы таких бугров, найденные на Шпицбергене, в том числе некоторые с несколькими фазами инъекции воды, что приводит к сложной внутренней структуре (Åkermann, 1980, стр. 179).



Рис. 7.14. Разрез сезонного бугра пучения на перевале Норз Форк, шоссе Демпстер © S. A. Harris

Сообщалось о модифицированной форме на Шпицбергене (Åkermann, 1980, стр. 180–184) — бугре, состоящем из полости, над которой располагался купол из удлинённых кристаллов льда длиной 25–40 см. Считается, что купол был создан над водой в депрессии на наледи. На верхней поверхности росли

вертикальные игольчатые кристаллы льда, но вода проникала внутрь бугра (1–2 м). Весной вода стекала в залегающий ниже речной гравий, оставляя полость. Поэтому этот бугор представляют собой разновидность наледных бугров, сердцевина которых не замерзает. Они обычно оттаивают летом.



Рис. 7.15. Наледный бугор высотой 3 м и наледь в Сибири на дне речной долины. ©Ю. Н. Мурзин

7.2.1.7. Многолетние бугры неопределённого происхождения

Без бурения скважины на бугре или использования геофизических методов для изучения его строения трудно определить его генезис. Ряд таких бугров, которые напоминают пинго, были найдены на канадских арктических островах. Они могут изменяться от 1 до 13 м в высоту и составлять до 60 м в диаметре (Pissart, 1967a, 1967b, Balkwill *et al.*, 1974). Они часто связаны с разломами коренных пород между геологическими образованиями разного возраста, и обозначаются как пинго, хотя их точная причина образования неясна. French (2013, стр. 140) рассматривает их как «другие многолетние бугры». Также в этой категории находятся удлинённые и частично разрушенные бугры вдоль речных долин, которые могут быть остатками бугров плейстоценового возраста (French, 1975, 1976; French & Dutkiewicz, 1976).

7.2.1.8. «Псевдоинъекционные» бугры

Наиболее распространённые ошибки связаны с буграми, образованными в результате сегрегации льда (см. Раздел 7.1.2). Как активные пальсы, так и литальсы иногда в литературе называются пинго (например, Gurney, 1998). Что касается древних форм рельефа, то их остатки теперь интерпретируются как бывшие литальсы, хотя они ранее считались остатками пинго во многих частях Европы (Gurney, 1995, 2000; Pissart, 1963, 2000b, 2002, 2003, 2010). Более

детальные исследования Ross (2006) и других авторов показывают, что некоторые из них могут быть ледниковыми формами. Gurney (2001, стр. 234) обобщает требования в отношении изучения реликтовых признаков, чтобы прийти к выводу относительно их вероятного происхождения. Исследование Pissart (2003) представляет собой пример подробных наблюдений. Поскольку они являются важными свидетельствами для определения палеоклиматических условий, их изучение имеет большое значение.

В случае современных бугров необходимо тщательно изучить микроландшафты, пробурить скважины и описать лёд, чтобы определить их происхождение. Также необходим мониторинг развития бугров, чтобы определить, как они развиваются, если они окажутся недолговечными. Рекомендуется установить метеостанцию, и изучить температуру воздуха и горных пород по разрезу от дна долины до самой высокой точки на соседнем ландшафте. Простое описание характеристик поверхности обычно даёт неполную информацию для определения их происхождения.



Рис. 7.16. Стефан Фогель (справа) и доктор Фрейзер Смит (слева) из Университета Данди на бурении вечной мерзлоты. Справа керн льдистого грунта из кровли вечной мерзлоты. Масштаб справа (см) указывает глубину от поверхности земли. Фото © Х. Х. Кристиансен и О. Хумлум

«Псевдоинъекционные» бугры, возможно, по замечанию Е. Н. Оспенникова, «не ошибка исследователей, а фиксирование ими в разрезе пинго слоёв, имеющих сегрегационных генезис. С моей точки зрения, булгунняхчи чаще всего и имеют двухчленное строение — сверху сегрегационное, снизу инъекционное. Отсутствие сегрегационной кровли — частный и сравнительно редко встречающийся случай».

7.2.2. Бугры, образовавшиеся преимущественно в результате сегрегационного льдовыделения

Это *пальсы и литальсы (palsas and lithalsas)*, у которых мёрзлое ядро состоит из слоёв *сегрегационного льда (segregated ice)*, чередующихся соответственно с торфом (в пальсах) или минеральными отложениями (в литальсах) (рис. 7.16), сетчатых ледяных прожилок или трещинного льда, накопленного в ранее существовавшем осадке (рис. 7.17). Svensson (1964) и Pissart *et al.* (1998) приводят много дополнительных фотографий. Этот тип льда образуется преимущественно путём миграции воды к фронту промерзания, то есть воды, движущейся, как правило, от уровня подземных вод, и от нижележащего талого влажного



Рис. 7.17. Сегрегационный лёд в глинисто-песчаных и галечных осадках в литальсе, 35 °01 N, 97 ° 34 E на высоте 4310 м на восточном склоне плато Цинхай-Тибет. © S. A. Harris

грунта до промерзающей зоны, где далее образуется ледяной шпир. Изменение объёма воды при её переходе в лёд, и её дополнительное количество, приходящее в зону промерзания, приводит к поднятию вышележащих слоёв отложений, тем самым создавая бугор.

Начальный рост таких бугров довольно быстрый (Seppälä, 1982), но со временем замедляется. Часто достигается равновесная ситуация, так что бугор не растёт выше. Например, пальсы, найденные на полуострове Варангер, Северная Норвегия,

не изменялись за последние 100 лет до 1970-х годов. Ветровая эрозия верхней части бугра и блоки, сползающие по бокам, также ограничивают рост. Существуют пальсы, где важную роль играют лёссы, перекрывающие торф. Harris (1988а, стр. 367), Harris & Schmidt (1992) и Allard *et al.* (1996) обнаружили, что просачивающаяся дождевая вода во влажных областях приводит к увеличению содержания льда в верхних слоях пальс и литальс, но основная масса льда в бугре считается продуктом миграции влаги (Pissart, 2002, стр. 609). В Квебеке кровля бугров может содержать до 80 % льда по объёму, но перекрывается слоем с более низким содержанием льда (20–30 % по объёму). На подошве может существенно увеличиваться содержание льда и толщина ледяных линз (Allard *et al.*, 1996). Это происходит только в холодных, довольно влажных климатах, таких как Квебек. Литальсы на Юконе в холодном, но более сухом климате имеют мощный, хорошо развитый верхний льдистый слой, но с общим содержанием льда около 40–50 % по массе в центре бугра. Бугры на холодных, засушливых лугах Кобрезии на плато Цинхай-Тибет лишены этого верхнего слоя.

7.2.2.1. Пальсы

Термин «*palsa*» (*palsa*) является финно-скандинавским и употребляется для торфяных бугров, часто встречающихся в болотах в Финляндии, северной Швеции и Норвегии (Seppälä, 1972). Первоначально он применялся к большинству крупных мёрзлых бугров (например, Åhman, 1977), но по мере исследований стало очевидно, что между многими из них значительные различия.

Прежде всего, следует рекомендовать, где применять термин «пинго», — пинго образуется инъекцией воды под давлением в отложения, где она промерзает. Brown (1970) предложил широкую, низкую, плоскую форму, называемую **торфяным плато (peat plateau)**, рассматривать как представляющую собой отдельную форму рельефа, отделённую от куполообразных пальс, хотя они обычно тоже встречаются в торфяниках. Этой терминологии следовали Zoltai (1972) и Zoltai и Tarnocai (1975), изучавшие торфяники в северной части Манитобы. ACGR (1988) последовала этому разделению, но последующие исследования

показали, что на самом деле было различие в происхождении льда, образующего эти формы (Harris, 1998), поэтому торфяные плато рассматриваются в настоящей работе как отдельный вид (см. ниже). Harris (1993) описал ряд похожих на пальсы бугров в Фокс-Лейк, Юкон, возникающих в озёрных илах, лишённых поверхностного покрова торфа, и предложил их называть *литальсаму (lithalsas)*. Отличие их от пальс основано на том, что для их формирования требуются более холодные и более сухие условия окружающей среды (Pissart *et al.*, 1998). Это ограничило использование термина «*palsa*» для бугров, включающих поверхностный слой торфа, где большая температурная сдвигка в торфе вызывала образование многолетнемерзлых бугров в районах, в которых, собственно, не было даже вечной мерзлоты, как в Скандинавии. Раньше некоторые авторы различали *минеральные пальсы*, содержащие минеральные отложения под поверхностным слоем торфа, и *настоящие пальсы*, в которых вечная мерзлота содержалась полностью в торфе (например, Åhman, 1976; Pissart & Gangloff, 1984), но значимость отсутствия самого торфа не рассматривалась.

Классические скандинавские пальсы, которые были описаны первыми, состояли из торфа (Seppälä, 1972). Seppälä (1988, 2006) утверждает, что эти пальсы растут до тех пор, пока ледяное ядро не войдет в минеральный субстрат. Он также выдвинул гипотезу о том, что пальсы распадаются при таянии ледяного ядра. Эта теория принята несколькими другими скандинавскими исследователями (например, Zudhoff & Kolstrup, 2005, в Швеции), предполагавшими, что это может быть региональная форма, связанная с морским климатом северо-западной Европы и Исландии. В континентальном климате Северной Америки и Сибири подобные формы рельефа с поверхностным покровом торфа также можно называть пальсами (в России термин пока не часто употребляется), но они обычно встречаются в бореальном лесу и находятся в зоне распространения вечной мерзлоты, простирающейся глубоко вниз в минеральный субстрат без тенденции к деградации, если только не повлияют некоторые внешние факторы, например, изменение уровня грунтовых вод или изменение климата. Эти пальсы находятся в более холодном и более континентальном климате. Соответственно, эти два типа рассматриваются отдельно в следующем разделе.

7.2.2.2. Пальсы в морском климате

Пальсы — одна из самых очевидных форм вечной мерзлоты, обнаруженных в холодных районах Скандинавии и Исландии. **Морские пальсы** обычно находятся выше или близки к линии деревьев. Рельеф бугристый, но довольно подавленный, а торф накапливается в котловинах и других углублениях, хотя и медленно. Формирование торфа *Sphagnum*, *Carex* и *Eriophorum* началось в Финляндии около 9700–8000 лет назад (Seppälä, 1971, рис. 11), но образование современных пальс происходило главным образом менее 1000 лет назад (Seppälä, 2005). Vorren (1979) определил их возраст в 450–1000 лет в соседней Норвегии, в то время как Ruuhijärvi (1960) пришел к выводу, что формирование пальс началось в Субатлантический период (после 5000 лет назад) на основе исследования пыльцы в торфяных ядрах. Датировки должны основываться на разнице в возрасте торфа в бугре, болотной растительности окружающего леса и вересковой растительности, обнаруженной на поверхности самих бугров.

Seppälä (1982, 1986, 1988, 2006) описал цикл роста и распада этих морских пальс (рис. 7.18, после Seppälä, 2006). Первоначальное образование пальс может быть связано с неравномерным распределением снега из-за ветряных

вихрей (Fries & Bergström, 1910), или небольшим зимним снежным покровом над кочками в болоте (Popov, 1953; Spolanskaya & Evseyev, 1973). Последнее было продемонстрировано в полевом эксперименте (Seppälä, 1982). Некоторая часть мёрзлых отложений останется на глубине до конца следующего лета, и это приведёт к тому, что торф над льдом будет немного выше, чем на окружающей территории. Однако тёплая зима или мощный снежный покров на этом раннем этапе предотвратит глубокое проникновение холода в грунт, что приведёт к исчезновению зарождающегося бугра. Если нет резких климатических колебаний, этот бугор может вырасти в пальсу, окружённую такими же зарождающимися пальсами. Это изменяет режим стока, так что на поверхности бугра появляются кустарниковые растения и лишайники *Cladonia*. Последние имеют серый цвет, который от-

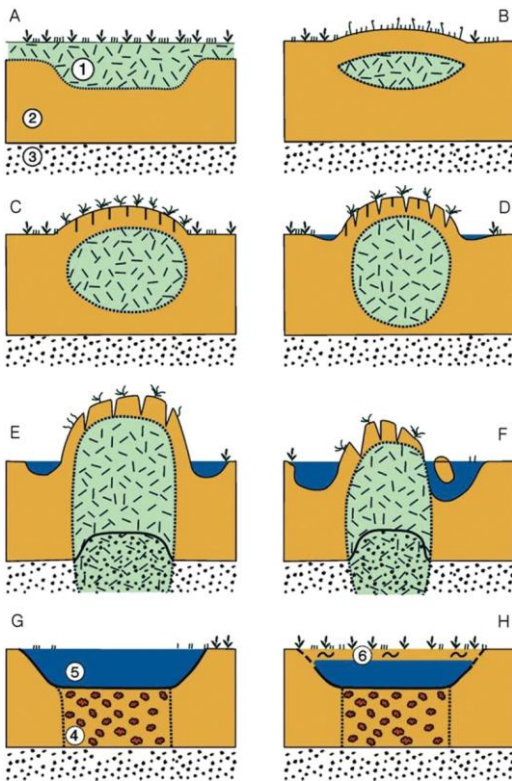


Рис. 7.18. Общая модель образования мёрзлого ядра (1) пальсы в торфяном болоте (2) с глинистым субстратом (3). А, начало сезона таяния; В, конец первого сезона таяния; С, зарождающаяся пальса; D, молодая пальса; Е, зрелая пальса; F, старая распадающаяся пальса, окружённая водой; G, полностью оттаявшая пальса, создающая округлый пруд на болоте (5). Оттаявший торф разлагается (4). Н, образование нового торфа (6) начинается в пруду (Seppälä, 1982, 1986, 1988). Из Seppälä (2006)

ражает часть летнего излучения, тем самым оказывая охлаждающий эффект летом. Это приводит к изменению альбедо с 13,8 % до 21,3 % (Railton & Sparling, 1973), которое ранее считалось причиной образования пальс. Это не всегда может быть так, поскольку в бореальном лесу Канады существуют большие районы с этими лишайниками, но там не развиты пальсы. Выводы Seppälä были поддержаны Worsley *et al.* (1995), Matthews *et al.* (1997) и Zudhoff & Kolstrup (2005).

Бугор постепенно растёт, хотя поверхность может быть разрушена ветром на целых 40 см за одну зиму (Seppälä, 1993). Переносимый ветром снег накапливается в понижениях, что ограничивает боковой рост пальсы (Seppälä, 1994). Поскольку мощность торфа часто невелика, пальсы в морском климате обычно имеют высоту всего 1–2 м (максимум 7 м). Лёд в пальсе менее плотный, чем вода в соседнем болоте, поэтому растущая пальса плавает и, следовательно, не зависит от изменения уровня воды вокруг неё. Это так называемые **плавающие пальсы (floating palsas)**. Как только вечная мерзлота попадает в лежащие ниже минеральные отложения, начинается таяние бугра, и бугор начинает тонуть. Точная причина этого неясна, но Gurney (2001) предполагает, что может произойти обрушение блоков торфа в болото по бокам бугров. Скольжение торфа по бокам высоких бугров может привести к образованию

низкого кольца торфа (Seppälä, 2005a, рис. 5), хотя это редко встречается. Чем ниже бугор, тем больше вероятность перехвата снега, что ограничивает зимнее охлаждение. В любом случае разрушение бугра приводит к смешению торфа разного возраста, что вызывает проблемы изучения возраста (Vorren & Vorren, 1975). Ещё одной проблемой является ветровая эрозия обычно обнажённой вершины бугра зимой (Seppälä, 2003), что также является причиной небольшой высоты палсы в морском климате. Самые высокие палсы в Финляндии — 7–8 м в Munnikurkkio, Enontekiö.

Другой вероятной причиной распада палсы после того, как вечная мерзлота достигает лежащий в основании минеральный осадок, является тот факт, что палса становится привязанной, а не плавающей. Svensson (1962) отметил, что палсы могут разрушаться путём плавления ледяного ядра, если уровень воды в окружающем болоте повысился относительно бугра. Биомасса, добавляющаяся к поверхности закреплённой палсы за счёт роста растительности, меньше в единицу времени, чем накапливаемая в окружающем болоте, так что с течением времени будет постепенное повышение уровня воды в болоте. Сочетание ветровой эрозии верхушки и повышение уровня торфа и воды в болоте относительно бугра приводит к относительному уменьшению высоты палсы и возможному её затоплению (Harris & Schmidt, 1994). До сих пор имеются незначительные свидетельства бокового распространения морских палсы, о которых сообщалось в исследованиях континентальных палсы.

Сообщалось о морских палсах в Финляндии, Норвегии (например, Åhman, 1967, 1977, Sollid & Sorbell, 1974; Matthews *et al.*, 1997), Швеции (Svensson, 1962; Zuidhoff & Kolstrup, 2000, 2005) и Исландии (Schunke, 1973; Priesnitz & Schunke, 1983). Типичные куполовидные палсы варьируются от 0,5–5 м в высоту, 10–30 м

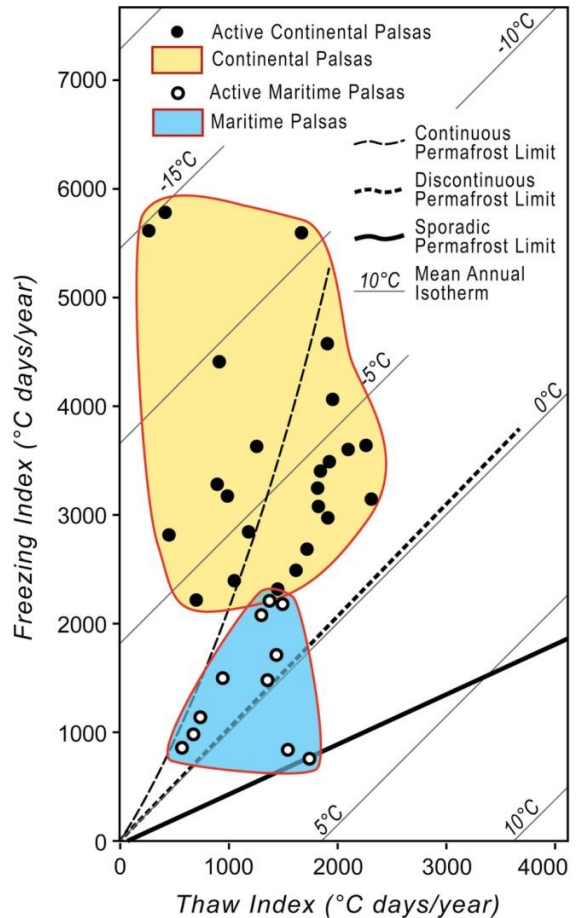


Рис. 7.19. Распределение индексов промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index), градусодни в году (°C days/year), для некоторых случаев обнаруженных активных морских (active maritime palsas) и континентальных палсы (continental palsas): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm). © S. A. Harris

в ширину и 15–150 м в длину. Похожие на гляциальные озы формы и комплексы пальс также присутствуют в Скандинавии (Åhman, 1977; Seppälä, 1988). Schunke (1973) сообщал о различных формах пальс, начиная от обширных **покровных пальс** (*shield palsas*) (или **плато-пальс**, *plateau palsas*, Åhman, 1977 and Pissart, 2002) до небольших разлагающихся бугров.

Åhman (1967) указывает, что в северной Норвегии существует тесная связь между **морскими пальсами** (*maritime palsas*), полностью образованными в торфе, и теми, у которых на глубине есть значительный по мощности слой минеральных отложений, называемыми там **континентальными пальсами** (*continental palsas*), хотя это не упоминается Seppälä. Области, в которых обычно встречаются морские пальсы, относятся в зоне прерывистого или островного распространения многолетнемерзлых пород (рис. 7.19). Климатические требования к образованию пальс в морском климате — средние годовые температуры в диапазоне от 0,6 °С до 3,8 °С, но с относительно низкими индексами промерзания и оттаивания (см. рис. 3.5). Именно последнее, вероятно, объясняет различия между морскими пальсами и холодными континентальными пальсами.

7.2.2.3. Пальсы в холодном континентальном климате

Пальсы в холодном континентальном климате, или **континентальные пальсы** (*continental palsas*), изучены довольно подробно. Они состоят из ядра сегрегационного льда, выросшего в торфе (от 15 до > 150 см), ниже которого залегают пылеватые отложения. Они обычно встречаются во влажных зонах прерывистого и сплошного распространения вечной мерзлоты (рис. 7.18). Zoltai (1971, 1972) использовал их для сопоставления южной границы вечной мерзлоты в Манитобе и Саскачеване. Они присутствуют в ледниковых котловинах в северных частях Канады (Dionne, 1984), Шпицбергене (Åkermann, 1980) и Западной Сибири (Spolanskaya & Evseev, 1973; Åkerman, 1982; Vasil'chuk *et al.*, 2012), но по внутренней структуре они отличаются от тех, что развиваются в более тёплых, влажных морских условиях. Во-первых, эти куполообразные пальсы, как правило, выше и имеют гораздо более крутые склоны. Во-вторых, поверхностный торфяной покров обычно довольно тонкий (20–50 см), и большая часть вечной мерзлоты развивается в минеральных отложениях, обычно озёрных илах. Они встречаются и в бореальном лесу, поэтому кольца деревьев можно использовать для определения минимального возраста бугра. Континентальные пальсы можно найти в самых суровых районах криолитозоны, где медленное разложение органического вещества приводит к образованию поверхностного слоя торфа. Большинство из тех, что были найдены в менее экстремальных климатах, возникли во время последнего неогляциального события, так как у некоторых есть деревья на поверхности, датируемые 1700 годом. Они очень похожи на литальсы (см. ниже), но у последних нет торфа на поверхности, и литальсы заменяют континентальные пальсы в сухом, холодном климате в центральной Сибири и на плато Цинхай-Тибет. Сходства и различия в температурном режиме между районами с холодными континентальными пальсами и литальсами на юге Юкона и юго-западе Аляски показаны на рисунке 7.20.

Хотя типичные холодные континентальные пальсы обычно куполообразные, Allard & Rousseau (1999) встречали низкие плоские бугры (> 2 м) с несколько волнистой поверхностью, которые содержали столько же льда, как в соседних куполообразных пальсах. Они называли их «торфяными плато», но им не хватало

ядра низкой плотности и типичного возвышения над окружающим болотом истинных торфяных плато (см. Раздел 1.3 ниже). Примером этого явления можно считать **плато-пальсы (plateau palsas)** Schunke (1973), а также описанные бугры в Норвегии (Åhman, 1977), в Финляндии, к западу от Уральских гор и Северо-Западной России (Oksanen & Välranta, 2006), а также бугры, изученные на Шпицбергене (Jahn, 1975, стр. 99).

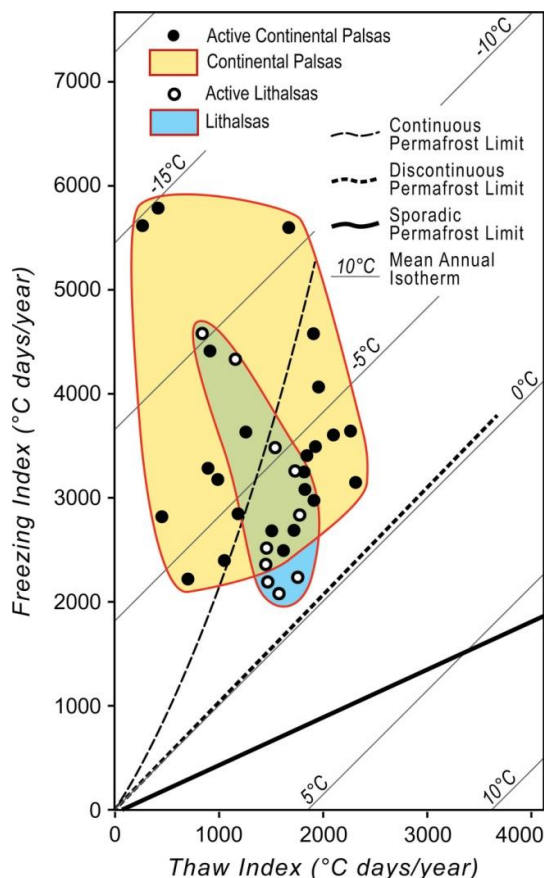


Рис. 7.20. Сравнение известного распределения активных континентальных пальс (active continental palsas) и литальс (lithalsas) с индексами промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index), градусодни в году (°C days/year): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm). © S. A. Harris

на пальсе, но медведь гризли обнаружил гнездо. Медведь съел яйца чайки и сломал плотину, выпустив большую часть воды из пруда. Повышение температуры воды в получившемся мелком бассейне привело к оттаиванию

В климатических условиях с большими индексами промерзания и оттаивания долгие зимы приводят к распространению холодной температурной волны вниз. Летняя волна потепления относительно слаба, и объем влаги, движущейся к фронту промерзания, даже если он велик, не приносит достаточного количества тепла, и фронт двигается вниз. В результате холодные континентальные пальсы могут вырасти до большой высоты (около 10 м), прежде чем вес вышележащей породы предотвратит рост бугра (см. Pissart, 1987). Это приводит к образованию относительно крутых, покрытым торфом пальс, образующих группы в подходящих условиях, таких как поймы или боковые части озер (рис. 7.21). **Плавающие пальсы (floating palsas)** редко встречаются в холодных континентальных средах и, вероятно, быстро превращаются в обычные неподвижные пальсы, если сохраняются (Harris & Nyrose, 1992). Единственные большие плавающие пальсы, описанные до сих пор, имели короткую жизнь из-за того, что были расположены в понижениях, где существовал небольшой пруд (Porsild, 1945, 1951; Kershaw & Gill, 1979). Потепление или уменьшение количества осадков могут привести к исчезновению этих бугров, впервые описанных на перевале МакМиллан на Юконе (1945). В случае, описанном Harris & Nyrose (1992), пруд был образован плотиной из мха. Чайка построила гнездо

многолетнемерзлого ядра в пальсе. Плотины бобров могут создавать аналогичные условия в лесах, повышая уровень воды, таким образом изменяя гидрологические условия вокруг пальсы (Lewkowicz & Coultish, 2004).

Крутые стороны и высота холодных континентальных пальс способствуют усилению растрескивания поверхностного торфа, что может привести к распаду бугра. Вторым следствием является то, что лёд в бугре имеет тенденцию течь в боковые стороны, увеличивая ширину бугра (Pissart *et al.*, 2011). В результате последовательное картирование или исследование аэрофотоснимков показывает частые изменения формы и относительно короткий срок жизни этих бугров (Laberge & Payette, 1995). Brown (1968) рассматривал континентальные пальсы как переходящие в зрелую стадию, когда многолетнемерзлое ядро плавилось, и пальса разрушалась. Разрушающиеся пальсы имеют тенденцию образовывать гряды торфа, окружающие круглые или овальные пруды, если смотреть в плане (рис. 7.21), но эти пруды постепенно заполняются новым торфом. Эти гряды могут пересекаться друг с другом или образовывать сложный рисунок гряд и прудов. Если климат и микросреда стабильны, эти изменения уравниваются появлением новых бугров, которые сохраняют общий внешний вид этого района. Payette *et al.* (2004) обнаружили платообразные пальсы, образующие поперечные гряды через долину в Северном Квебеке, которые деградировали в низинные болота. Предположительно, они представляют собой остатки **плато-пальс (plateau palsas)**, которые изначально возникли в более прохладном климате Малого ледникового периода.



Рис. 7.21. Пальсы на пойме реки Шелдрейк, Квебек. Присутствуют как куполовидные, так и волнистые плоские плато-пальсы, равно как и кольца, оставшиеся после их разрушения. © М. К. Seguin

Okasanen (2005) обобщил радиоуглеродные датировки для периода нарастания, или **аградации вечной мерзлоты (permafrost aggradation)** в болотах в северо-западной Европе, обнаружив доказательства для нескольких фаз, включая периоды 0–600 лет, 1900–2200 лет и 3000–3400 назад. Okasanen & Väiliranta (2006, рис. 4) показывают, что органический углерод накапливается в пальсовых болотах на Печоре и в Северной Финляндии со времени **отступления ледников (deglaciation)**, составляя в среднем около 14 см² / год примерно до 600 лет назад, с тех пор скорость удвоилась. Laberge & Payette (1995) отметили, что, хотя пальсы имеют тенденцию к деградации с 1945 года по всей Северной Америке (Samson, 1974; Thie, 1974; Kershaw & Gill, 1979; Laprise & Payette, 1988; Kershaw, 2003) и в Евразии (Bobov, 1977; Badu & Trofimov, 1981; Anisomov & Nelson, 1996), в Северном Квебеке уже появились новые пальсы, а также новые термокарстовые озера, в которых новые пальсы могут расти и которые действуют как поглотители углерода.

Внутреннее строение пальсы может быть изучено с помощью бурения и отбора керна (Zoltai & Tarnocai, 1971), применения геофизических методов (Tallman, 1973, 1975; Calmels *et al.*, 2008b), или комбинацией обоих подходов. Calmels *et al.* (2008b, стр. 39) обнаружили доказательства многочисленных небольших разломов, прорезающих ледяные прослои в буграх вблизи Умиуджака, северный Квебек. Предложенными причинами были восходящий рост бугров во время фазы роста, термическое растрескивание и сжатие трещин во время процесса сегрегации льда из-за **криодесикации (cryodessication)** — усадки в результате миграции влаги к фронту промерзания и обезвоживания грунта.

В Манитобе содержание влаги под активным слоем в зрелой пальсе обычно достигает 90 об. %, но постепенно уменьшается с глубиной ниже 1,5 м ниже кровли вечной мерзлоты (рис. 7.22). Это контрастирует с 30–40 % влаги в активном слое вне бугров. Около южной границы вечной мерзлоты в Манитобе, у пальс, стоящих на 1,7 м, 1,45 м и 0,8 м над окружающим уровнем грунтовых вод, была отмечена мощность мерзлоты соответственно около 4 м, 3,3 м и 1,7 м (Zoltai, 1972).

Большая мощность мерзлоты обнаруживается далее на север в более холодном климате под менее выраженным активным слоем. Максимальная высота,

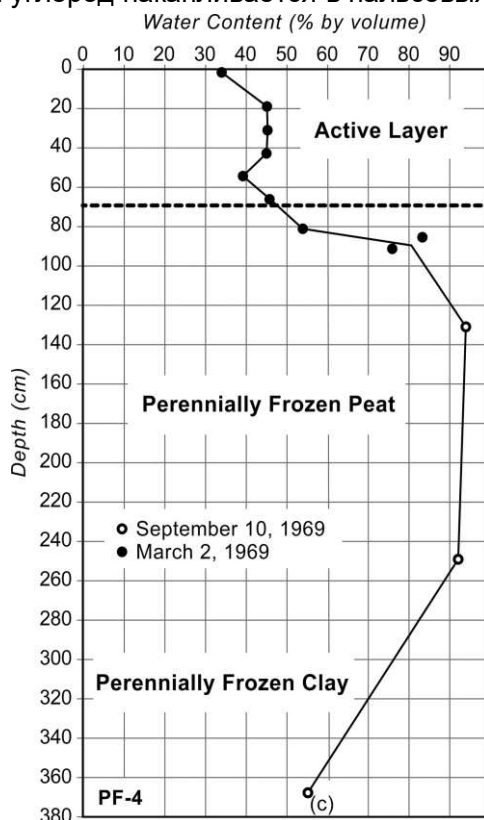


Рис. 7.22. Содержание воды (% по объёму) (water content) в пальсе PF-4 под лесом в северной части Манитобы в зависимости от глубины (depth): активный слой (active layer), многолетнемерзлый торф (perennially frozen peat), многолетнемерзлая глина (perennially frozen clay). Модифицировано из Zoltai & Tarnocai (1971)

отмеченная для континентальной пальсы, составляет около 10 м в Tungsten, Северо-Западные территории Канады.

Harris & Nyrose (1992) показали, что до 50 % льда в ядре пальсы на перевале Макмиллана было образовано из воды, происходящей из снежных или летних осадков, поскольку подземные воды содержали в два раза больше сульфатов. Таким образом, продолжающийся рост бугров после первоначального образования, вероятно, включает в себя добавление значительного количества влаги из атмосферных садков.

Payette *et al.* (1976) и Allard & Rousseau (1999) подчёркивают вариации в многолетнемерзлых буграх в соответствии с местными экологическими и литологическими условиями. Они показали, что характер отложений и геологическая история района влияют на тип бугра, который развивается при данном климате. В лесах в Квебеке преимущественно развиты пальсы, а в области распространения глинистых отложений вокруг Гудзонова залива, возникшей в результате изостатического поднятия, преобладающие бугры являются литальсами (см. ниже).

7.2.2.4. Литальсы

Литальсы (*lithalsas*) — это многолетние бугры пучения, состоящие из ядра сегрегационного льда и содержащие небольшой органический слой (<15 см) над минеральными отложениями, обычно с высоким содержанием пылеватых частиц (Harris, 1993). Они представляют собой завершающий элемент последовательности различных бугров пучения с уменьшающимся количеством органического вещества в разрезе, развивающимся в относительно сухом и холодном климате (рис. 7.23).

Таблица 7.2. Этапы развития и разрушения литальс в Фокс-Лейк (по Harris, 1993)

Характеристика	Стадии				
	I	II	III	IV	V
Преобладающая растительность	Травяная	Кустарник	Кустарник <i>Picea glauca</i>	Кустарник <i>Picea glauca</i> восстанавливающийся	Кустарник <i>Picea glauca</i> старый
Высота, м	1,2	2,4	2,5	2,7	2,25
Активный слой, см	290–410	Кустарник 60 Травяная растительность 80	Северный склон 60 Южный склон 80	Северный склон 60 Южный склон 120	130
Мерзлота, м	1,9–3,1	Кустарник 5,4 Травяная растительность 2,7	Северный склон 5,5 Южный склон 5,0	Северный склон 5,0 Южный склон 4,8	4,2
Скорость разрушения*, годы	1	Кустарник 8 Травяная растительность 5	Северный склон — более 15 Южный склон 12	Северный склон — более 15	6

* После того, как бобры подняли плотину на 30 см.

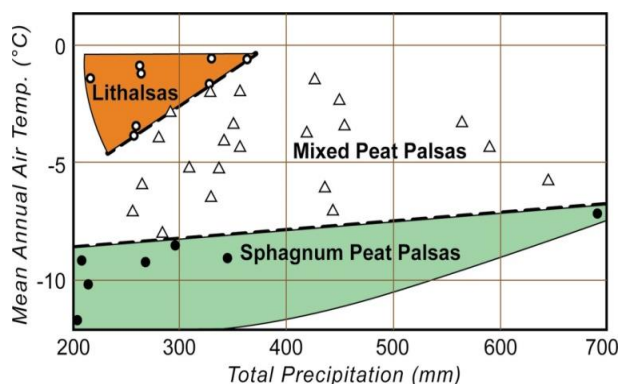


Рис. 7.23. Распределение смешанных торфяных пальс (mixed peat palsas), сфагновых торфяных пальс (sphagnum peat palsas) и литальс (lithalsas) по отношению к средней годовой температуре воздуха (mean annual air temperature) и осадкам (precipitation) на Юконе, Канада (по Harris, 1998с)

Литальсы были изначально описаны в южной части Юкона, в Фокс-Лейк, где развит ряд различных бугров. Они распространены в сухих долинах прибрежных гор Врангель-Сент-Илия между Током, Аляской и Кармаками и Тагишем в южной части Юкона. Эти долины подвергаются холодному воздушному дренажу в зимний период (Harris, 2007, 2009, 2010а), который обеспечивает необходимое охлаждение для сегрегационного льдовыделения. Это обеспечивает распределение льда в ядре бугров, похожее на то, что встречается в пальсах. В таблице 7.2 показаны этапы роста бугров, описанные в Фокс-Лейк, а также последовательность их исчезновения после того, как бобры подняли уровень воды в озере на 30–50 см. Высокое положение воды вокруг бугра способствует процессу миграции влаги во время промерзания, наряду с притоком вод атмосферных осадков.

На зрелых литальсах растут деревья с кольцами, относящимися к 1700 году, поэтому литальсы, вероятно, возникли во время последнего неогляциального события (приблизительно 1450–1900 г. назад). На этапах развития литальс III и IV имеется мощный (60–100 см) переходный слой, обеспечивающий защиту от внешнего воздействия при потеплении климата. Ледяных жил в них не наблюдалось. На рис. 7.24 показан типичный бугор вдоль берегов озера в южной части Юкона. Эти бугры имеют высоту до 3 м, крутые стороны ($> 20^\circ$) и волнистую верхнюю поверхность, когда они созревают. Мощность активного слоя зависит от растительности, а ледяное ядро имеет мощность до 5,5–7 м под зрелыми, покрытыми деревьями литальсами. Среднее содержание льда в их ядре составляет 60–70 % по объёму, главным образом в виде тонких линз, как на рис. 7.16.

Pissart (2002) предположил, что некоторые формы рельефа лучше всего называть **литальсовыми плато (lithalsa plateaus)**. В северо-западной части Северной Америки литальсы встречаются в различных условиях. Большинство литальс расположены вдоль берегов озёр, например, Марш и Фокс-Лейкс. Другие условия, где встречаются литальсы, — там, где пойма реки является широкой, а градиент достаточно низок для меандрирования русла, например, вдоль реки Ток к югу от Тока, Аляска, и также к югу от Кармаков вдоль реки Норденскольд. Эти литальсовые плато действительно имеют форму плато с волнообразной поверхностью, возвышающейся на обычно около 3–4 м над речной водой.

К югу от Тока, Аляска, одна пальса расположена в нижней части конуса выноса с гравийным основанием. Он, по-видимому, стабилен, так как на нем растут зрелые деревья. Это единственный пример, где литальса развивается на гравийной подложке. Наконец, литальсы присутствуют на дне узких долин, как в Вулф

Крик (Lewkowicz & Coultish, 2003). Во время деградации на озере Фокс зрелые литальсы, как правило, деформируются в боковом направлении, и поэтому образуют небольшие изогнутые гряды в виде полумесяца, где минеральные отложения скользят или текут по бокам разрушающегося бугра. Это не всегда происходит, что связано, возможно, с корнями растительности, содержанием торфа, а также мощностью активного слоя. Литальсы с кустарником или древесной растительностью не деградировали в течение первых 15 лет после повышения уровня воды в озере.



Рис. 7.24. Литальса у озера Марш, Юкон, с небольшим органическим горизонтом, располагающимся над ядром из льдистого озёрного ила. © S. A. Harris

Литальсы были описаны в северном Квебеке (Delisle *et al.*, 2003; Calmels & Allard, 2004, 2008; Vallee & Payette, 2007; Camel *et al.*, 2008a, 2008b), в болотисто-лесных ландшафтах региона Грейт Слейв, на Северо-Западных территориях (Wolfe *et al.*, 2014; Morse *et al.*, 2016) и в низменности Гудзонова залива (Stevens *et al.*, 2013). Там развиты преимущественно глинистые отложения, и лишь в одном примере литальсы развиты на гравийном основании (Pissart, 2000a). Эти районы были затоплены морем во время дегляциации и содержат насыщенные натрием глины, которые известны более низкими температурами замерзания и низкой несущей способностью.

Calmels *et al.* (2008b) с использованием тритиевого метода показали, что верхние слои мерзлоты в ядре литальсы в районе Umiujaq не являются полностью непроницаемыми для инфильтрации атмосферной воды, особенно вблизи поверхности. Соотношение изотопов кислорода и водорода в осадках и в ледяных ядрах пьльс в северном Квебеке позволяют предполагать, что основной лёд сформировался в более холодных условиях последнего неогляциального события

(1650–1900 гг.) при температурах на 3 °С ниже, чем сегодня. Годовые перемены термических градиентов также могут создавать градиент всасывания, который приводит к медленному движению воды вниз от поверхности (Cheng, 1983; Allard *et al.*, 1996; Brouchkov, 1998). В районе Umiujaq содержание льда в вечной мерзлоте составляло 50–80 %, с максимумом на глубине на 3 м. Содержание газа в льду колебалось от 0 до 3 %, самое высокое в верхних 4 м.

Pissart *et al.* (2011) предположили, что литальсы могут расти и в плане. Они отличаются от литальс у Фокс-Лейк наличием бокового течения. У озера Фокс боковое течение происходит только во время деградации. Это течение создаёт кольцевые структуры из отложений на месте бывших литальс, которые напоминают шрамы от бывших пинго. Увидев их, Pissart (2000a, 2000b, 2002, 2003, 2010) пересмотрел перигляциальные структуры на плато От-Фань в Бельгии, сделав вывод о том, что они указывают на прежнее присутствие литальс. Последующие исследования поддерживают эту интерпретацию, например, Ross *et al.* (2006) в Llanpumsaint, Wales.

В Гималайских горах Индии Wunnemann *et al.* (2008) описали взаимодействие процессов образования озера, криогенных процессов и развитием литальс в течение последних 20 000 лет. Исследования в северном Квебеке приводят примеры деградации современных литальс, тогда как в исследовании Ladakh обсуждаются условия, при которых они формировались в горах на низких широтах в течение значительного периода времени.

Литальсы также были обнаружены на северо-восточных склонах Цинхай-Тибетского плато (рис. 7.25), где они образуют широкие низкие бугры в альпийских лугах на дне долин. Бугры овальные диаметром около 180 м и высотой до 12,8 м. Сторона, обращённая на юг, круче (до 8 °), чем остальные. Они развиваются в аллювиальных и коллювиальных отложениях, а поверхность вокруг бугров имеет белые солевые выцветы, что указывает на высокий уровень грунтовых вод и интенсивное испарение. Вечная мерзлота отсутствует в близлежащих сухих отложениях и на окружающих холмах, но имеет мощность не менее 25 м под активным слоем 1–2 м в центре бугра. Льдистое ядро имеет сетчатую криотекстуру (рис. 7.16), с поровым льдом в галечных горизонтах (рис. 7.17). По-видимому, испарение подземных вод достаточно охладило породы в этом сухом холодном, высотном (4313 м) климате, чтобы создать местный остров многолетнемерзлых пород в виде литальсы.

Pissart (2002, стр. 613–614) размышлял о вероятном распределении литальс в мире. Он рассматривал их как возникающие там, где температура самого тёплого месяца меньше или равна 10 °С (древесная линия), и где вечная мерзлота является прерывистой (Pissart, 2000b). В Северной Америке это предполагает распространение литальс в Северном Квебеке, к северу от Невольничьего озера (Wolfe *et al.*, 2014) и в западной Аляске. Он также предполагает их присутствие в Лапландии и по обе стороны Уральских гор, к востоку от реки Енисей. Они также могли образоваться на Камчатке и вокруг Охотского моря. До сих пор в северном Квебеке, в Лапландии и на равнинах к востоку от Уральских гор (Шполянская и Евсеев, 1973), по-видимому, имеется наибольшее количество литальс в нынешних климатических условиях, хотя значительное количество литальс, по-видимому, присутствует в южной части Юкона и юго-восточной Аляске, а также в холодных, засушливых районах Центральной Азии. На рис. 7.20 показана взаимосвязь известных случаев обнаружения литальс с индексами промерзания и оттаивания.



Рис. 7.25. Литальса (низкий бугор в середине снимка) с буровой бригадой, Канцян, 37°1' N, 97°34' E, на высоте 4313 м, район истока реки Жёлтая, Китай. Она похожа по форме на некоторые пинго на плато Цинхай-Тибет и в Монголии, поэтому для обеспечения надлежащей идентификации требуются бурение или геофизические исследования. © S. A. Harris

7.2.2.5. Похожие на пальсы и литальсы формы рельефа

Степи Средней Азии обширны, а более высокие районы, граничащие с многочисленными горными цепями, имеют условия, подходящие для развития как пальс, так и литальс. К сожалению, немного полевой работы было проведено на положительных формах рельефа, которые встречаются на аэрофотоснимках и на спутниковых снимках. Чтобы определить происхождение этих бугров, необходимо провести исследования внутреннего строения ледяных ядер с помощью бурения и/или геофизических методов. Многие «пинго» были так названы без тщательного изучения. Теперь ясно, что литальсы и гидростатические пинго могут встречаться вместе в данной области, но дифференциация между ними сложна. Если в верхней части бугра имеется углубление, это, скорее всего, будет пинго, но главное различие заключается в том, находится ли грунтовая вода под гидростатическим давлением, или представляет собой область с высоким уровнем воды, что приводит к накоплению обогащённого сегрегационным льдом ядра. Удаление теплоты путём испарения грунтовых вод, как говорилось выше, может привести к образованию низких бугров диаметром более 200 м.

Некоторые бугры имеют сложное происхождение. На Алтае Iwahana *et al.* (2012) столкнулись с буграми, подобными литальсам, но с признаками необычной внутренней структуры. Похоже, что они были сформированы в ледниково-озёрной степной среде с небольшим снежным покровом, но со значительным количеством летних осадков. Описано четыре разных типа текстур, что указывает на сложную историю. Соотношение изотопов кислорода позволяет предполагать ограниченное изменение климата, но ясно, что процессы формирования бугра

были разнообразными. Хотя Iwahana *et al.* рассматривали их как литальсы, они, по-видимому, представляют собой тип, который недостаточно изучен и отличается от истинных литальс.

Открытие низких платоподобных пальс вокруг региона Ривьер Бонифаче в Квебеке указывает на то, что нужно соблюдать осторожность при разделении пальс от торфяных плато. На аэрофотоснимках или на спутниковых снимках они выглядят похожими, но в полевых условиях пальсы выше и имеют более волнообразный характер поверхности. Плавающие пальсы могут находиться ниже уровня грунтовых вод в окружающем болоте. Бурение обычно свидетельствует о более высоком содержании льда в вечной мерзлоте в пальсе, но исследования Allard & Rousseau (1999) показали, что иногда слой многолетнемерзлых отложений над слоем песка может быть очень маломощным. Это было причиной слабого роста бугра, поскольку мощность горизонта ила, из которого вода могла двигаться к фронту промерзания, была невелика.

В Исландии Saemundsson *et al.* (2012) описали «пальсы» в зоне эоловой седиментации к северу от ледника Хофсйокулл в сухой холодной долинообразной депрессии. Эта территория является одним из районов развития отложений вулканического пепла из близлежащих вулканов. Бугры достигали в высоту 70–200 см и площади до 3000 м². Они имеют плоский верх, но незначительный органический слой на поверхности вулканических почв. Активный слой, по-видимому, имеет мощность 43–81 см и перекрывает около 5 м вечной мерзлоты. Без купола и торфа они, похоже, не являются куполообразным типом пальсы, и общее описание соответствует малым литальсам, кроме плоской поверхности, что свидетельствует о том, что они являются литальсовыми плато. Однако, без подробностей о характере льда внутри них и фактического содержания льда, они не могут быть точно идентифицированы. Пальсы, литальсовые плато и торфяные плато не могут быть разделены, если не будет оценено содержание льда в бугре.

7.2.3. Бугры, образованные скоплением льда в торфяных плато

Торфяные плато (*peat plateaus*) — это низкие плато хорошо дренированного торфа, обычно встречающегося в торфяных болотах северных районов бореального леса, часто в ледниковых котловинах (рис. 7.26). На них обычно растут деревья, в отличие от окружающих их болот, и их площадь может достигать 12 км². Zoltai (1972) изучил 26 пальс и торфяных плато в северной части Манитобы и Саскачеване и обнаружил, что содержание влаги в торфяных плато было ниже, чем в окружающих болотах. В случае с пальсами везде наблюдалось высокое объёмное и массовое содержание льда (рис. 7.21). Это содержание льда объясняло высоту плавающих пальс за счёт разницы в плотности между льдом и водой (рис. 7.27), но не объясняло механизм всплытия. Последующая работа (Harris & Schmidt, 1994) показала, что торфяные плато плавали даже выше льда (рис. 7.28) и имели более низкое содержание влаги в виде рыхлого льда с порами по сравнению с окружающим болотом (рис. 7.29). Объяснение более высокого уровня, на котором они плавали, по-видимому, состоит в наличии значительного количества воздуха во льду. Шурф на поверхности торфяного плато показал наличие льда с сквозными порами, соответствующего обычно льду в оттаивающей кайме. Сравнение глубины залегания льда с глубиной расположения изотермы 0 °С, что выполнялось с помощью термисторов раз в полгода, показало, что существовала мощная оттаивающая кайма (рыхлый лёд, через который вода движется летом) с просачивающейся через лёд водой (рис. 7.30, Harris, 2005).

По мере того, как на поверхность добавляется больше биомассы, граница оттаивания движется вверх, тем самым увеличивая мощность рыхлого льда в торфяном плато.



Рис. 7.26. Окраина торфяного плато вдоль шоссе Роберта Кэмпбелла на Юконе. Обратите внимание на осоковую болотную растительность на переднем плане и резкий край торфяного плато, с его светлыми лишайниками *Cladonia*, кустарничками и еловыми деревьями. © S. A. Harris

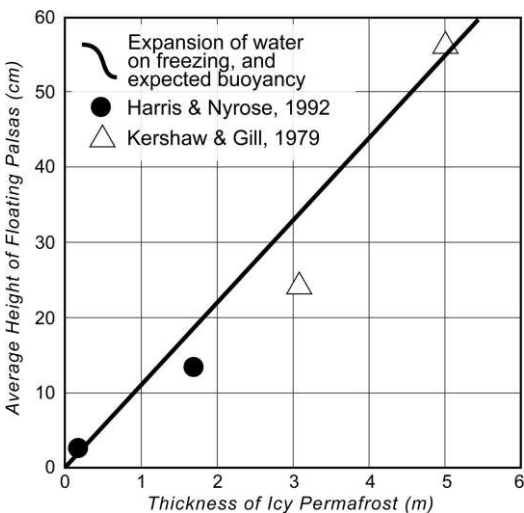


Рис. 7.27. Сравнение средней высоты плавающей палсы (average height of floating palsas) с мощностью льдистой мерзлоты (thickness of icy permafrost), линия расширения воды при замерзании и предполагаемой плавучести (expansion of water on freezing, and expected buoyancy) (из Harris, 1998с, рис. 2)

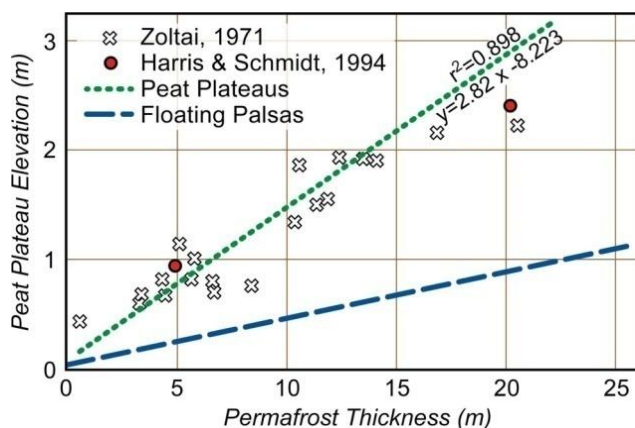


Рис. 7.28. Расхождение между эффектом расширения воды при промерзании и высотой плавающих палс (floating palsas) и фактическим поднятием торфяных плато (peat plateaus) над окружающим болотом (из Harris, 1998с, рис. 5)

Торфяные плато подвержены тепловому расширению-сжатию, как и любая другая поверхность, а в районах сплошной вечной мерзлоты

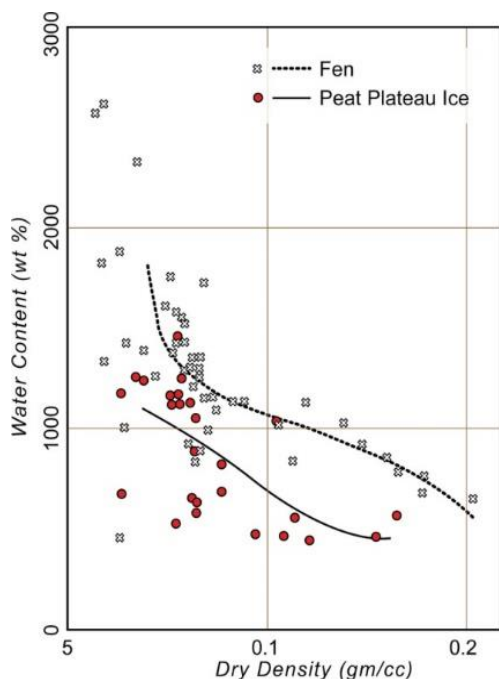


Рис. 7.29. Сравнение содержания влаги (water content) по отношению к плотности в воздушно-сухом состоянии (dry density) для образцов из болота (fen) и многолетнемерзлого ядра на торфяном плато (peat plateau ice), на расстоянии 5 м от шоссе Роберта Кэмпбелла, 167-й км, Юкон (по Harris, 1998с, рис. 7)

вблизи аэропорта Инувик хорошо развитые сети ледяных жил образуются на поверхности, прилегающей к шоссе Демпстер.

Торфяные плато отличаются от других форм рельефа, обсуждаемых в этой главе, очень медленным ростом. На 167,0 км шоссе Роберта Кэмпбелла дорожная канава была ниже на 20 см, что привело к лучшему дренажу. Температура вечной мерзлоты на глубине 3,2 м стала снижаться (Harris, 2008), а часть болота с кустами на ней на северной стороне торфяного плато перешла в многолетнемерзлое состояние. Спустя 10 лет этот участок торфяного плато лишь незначительно поднят, но вечная мерзлота сохраняется. Вероятно, для торфяных плато необходимо около столетия, чтобы стать зрелыми, поэтому они представляют собой признаки развития вечной мерзлоты

и *Eriophorum* на поверхности плато приводит вновь к формированию вечной мерзлоты в плавающей торфяной массе.

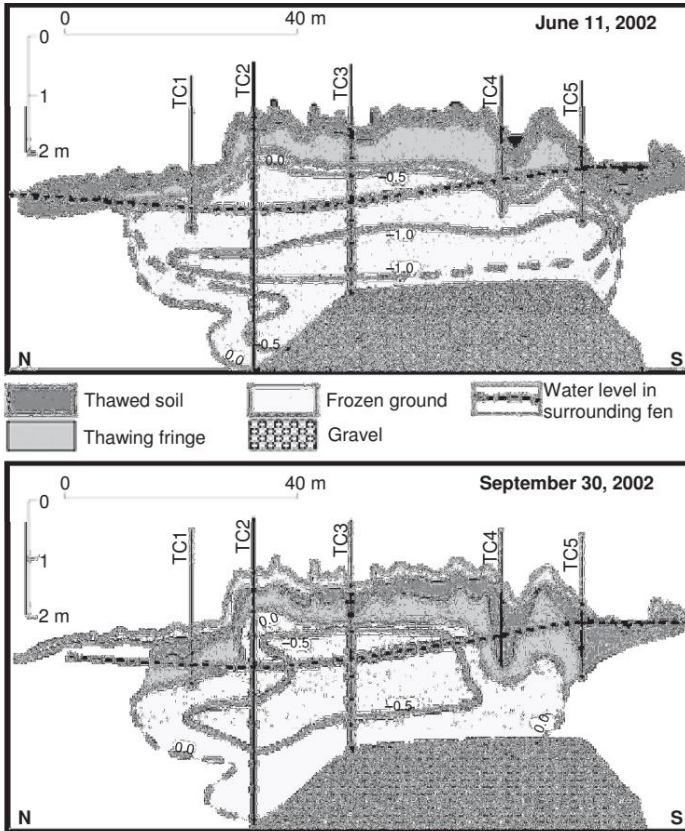


Рис. 7.30. Мощность оттаивающей каймы (thawing fringe) на торфяном плато в июне и сентябре 2002 года, 167,0 км, шоссе Роберт Кэмпбелл, Юкон. Показаны: талые отложения (thawed soil), мёрзлые отложения (frozen ground), уровень воды в окружающем болоте (water level in surrounding fen), гравий (gravel), TC1-TC5 — номера скважин, цифрами показана температура, °C (Harris, 2005, рис. 2)

Торфяные плато широко распространены в северной части прерий в бореальной лесной зоне Северной Канады. Однако их можно найти и в холодных, плоских районах Северной Америки, в Северной Скандинавии, Исландии и по обе стороны северного Урала. Они требуют болот с плавающим торфом, которые получают достаточное количество осадков для поддержания стабильного уровня воды. Их также можно найти в плоских, плохо дренированных днищах долин в горах вблизи Арктической Красной реки на Северо-Западных территориях.

Идентификация торфяных плато относительно легка из-за их плоской вершины и хорошо дренированной плоской дневной поверхности, покрытой растениями и деревьями, для которых требуется влажная почва. Лишайников и мхов в изобилии, а сфагновый мох распространён в болотистых низинах. Если доступны измерения температур и разрез верхней части свободной ото льда активного слоя, присутствие оттаивающей каймы летом можно легко установить (рис. 7.20).

Можно различать два вида, а именно, **плавающие и закреплённые торфяные плато (floating and anchored peat plateaus)** (Harris & Schmidt, 1994). Закреплённые торфяные плато остаются неподвижными на минеральном субстрате, как на 167,0 км шоссе Роберта Кэмпбелла, тогда как плавающие торфяные плато могут подниматься и опускаться с изменением уровня воды и изменениями в накоплении органического вещества. Поскольку производство биомассы, как правило, ниже на плато, закреплённые торфяные плато медленно опускаются относительно окружающей территории, если в соседнем ярусе не наблюдается снижения уровня воды из-за природных или антропогенных причин. Плавающие торфяные плато лишь выглядят стабильными, но как только вечная мерзлота деградирует, тяжёлые предметы на её поверхности будут стремиться опуститься через плавающий органический коврик на дно водоёма. Этим они отличаются от зрелых континентальных палыс и литальс, которые относительно устойчивы, поскольку их многолетне-мерзлые ядра часто сохраняются после пожара.

На рис. 7.31 показано распределение торфяных плато относительно среднегодовых индексов промерзания и оттаивания. Торфяные плато, как правило, развиваются при накоплении торфа в мелководных водоёмах в северной Скандинавии (Kessler, 2013 г.), Западно-Сибирской низменности и низменности Гудзонова залива.

Основной период роста существующих торфяных плато, по-видимому, пришёлся на время последнего неогляциального события (1650–1900 гг.). Последующее потепление обычно сопровождалось их медленной деградацией. Глубина оттаивания на севере Швеции в основном зависит от среднелетних температур воздуха и количества дней оттаивания (Sannel *et al.*, 2016), тогда как температуры пород на глубине или ниже 1 м тесно связаны с зимней глубиной снега. Вариации этих климатических параметров контролируют, при прочих равных условиях, темпы деградации торфяных плато.

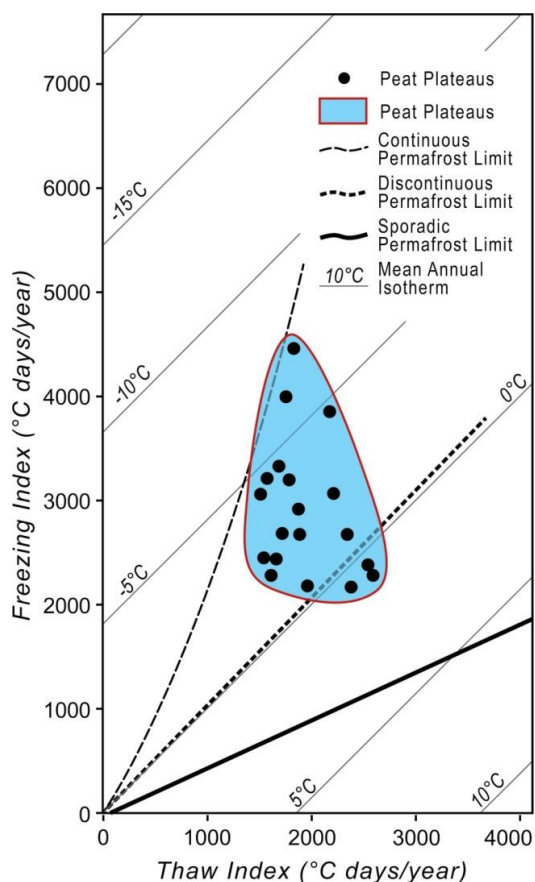


Рис. 7.31. Связь стабильных торфяных плато (peat plateaus) с индексами промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (<30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm). (по Harris, 1981c, 1982a)

7.3. КРИОГЕННЫЕ БУГРЫ МЕНЕЕ 2,5 м В ДИАМЕТРЕ

К ним относятся, согласно многим авторам, **земляные кочки** (*earth hummocks*) (рис. 7.32) и **туфуры** (*thufurs*). Туфуры (от исп. *thufa* — кочка, бугорок) — мелкие (0,25–0,5 м) бугры продолговатой формы, встречающиеся на открытых пространствах в холодных областях вне криолитозоны. К сожалению, термин «земляная кочка» использовался для описания большого разнообразия форм, которые возникают совершенно по-разному. Есть кочки, создаваемые копытными животными, когда они движутся по влажному грунту, а также роящими пищухами, которые строят низкие круговые насыпи, например, на влажных участках восточных склонов Тибетского плато, часто на участках развития вечной мерзлоты (рис. 7.33). Падающие деревья также могут создавать кочки (Beke & McKeague, 1984), а бугристая почва часто встречается в засушливых районах, таких как Австралия (Hallsworth *et al.*, 1955) и Ирак (Harris, 1958). Выдувание лёсса или песка может образовывать кочки в растительном покрове, в то время как сгустки травы могут образовывать вокруг них бугры. Кочки с минеральным содержанием могут создавать растительность при движении через неё воды. Земляные кочки были даже описаны как продукты извержений вулканов и потоков обломочного материала, поэтому использование термина «земляные кочки» для форм на вечной мерзлоте не очень удобно, даже несмотря на то, что оно было закреплено в литературе. Соответственно, термин «кочка» будет использоваться, но в составе термина, указывающего на кажущийся способ формирования этих форм.



Рис. 7.32. Д-р Джерри Браун изучает криогенные земляные кочки в Хосвгуле, к югу от озера Байкал, Монголия. © S. A. Harris

Таким образом, **криогенные земляные кочки** (*cryogenic earth hummocks*) определяются как куполообразные бугры диаметром до 2 м и высотой до 1 м, в которых не происходит смешения или циркуляционного движения материала внутри них (см. Главу 10). Они обычно имеют округлую форму, когда они образуются на горизонтальных поверхностях, удлиняясь на пологих склонах $<6^\circ$. Они

могут быть сформированы во всем диапазоне холодных климатических условий и являются формами рельефа, образованными сезонным промерзанием активного слоя над кровлей многолетнемерзлых пород в высоких широтах.

В таблице 7.3 показаны различные виды криогенных кочек. Их можно разделить на те, которые развиты в минеральных горных породах, и те, которые развиваются главным образом в торфе. В каждой группе некоторые развиваются в чрезвычайно холодных условиях, а другие находятся только вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород. Весьма вероятно, что могут быть найдены другие виды, поскольку было проведено относительно мало их исследований во многих частях мира.

Таблица 7.3. Различные виды криогенных земляных кочек, возникающих в минеральных грунтах

<i>Тип кочки (Type of hummock)</i>	<i>Отношение к вечной мерзлоте (Relation to permafrost)</i>	<i>Растительность (Vegetation)</i>	<i>Процесс (Process)</i>
Осциллирующие (Oscillatory)	Сплошная и прерывистая (Continuous and Discontinuous)	Тайга (Taiga)	Рост ледяных линз чередуется с разрушением после лесных пожаров.
Туфуры (Thufurs)	Спорадическая/сезонная (Sporadic/seasonal)	Прохладные, влажные луга (Cool, Perhumid Meadow)	Движение ила в зоне промерзания влажных отложений. Формируется в немёрзлых слоистых пылеватых отложениях и песках.
Илистые циклические (Silt-cycling)	Влажные условия (Humid) Умеренная зона (Temperate)	Влажные болота (Wet moors)	Движение влажных пылеватых отложений в мёрзлые боковые и верхнюю части кочки. Формируется в однородных пылеватых суглинках.
Нивационно-эоловые (Niveo-aeolian)	Высокоширотная арктическая тундра (High Arctic Tundra)	Тундра (Tundra)	Ветровое движение песка с неровности зимой в грязном снегу.

Основные дискуссии в литературе связаны с формированием бугров. Их образование определяется сочетанием микрорельефа, литологического состава пород и распределения как снежного покрова, так и растительности. Часто в недавно отложенном осадке имеются небольшие неровности, что может вызвать различия в зимнем снежном покрове и начале промерзания грунта. Литологические свойства отложений имеют решающее значение, и особенно их восприимчивость к промерзанию и пучению, проницаемость. Даже без неровностей на поверхности снежный покров может значительно изменяться на очень малых расстояниях из-за ветра, а более глубокий снежный покров обеспечивает лучшую теплоизоляцию от холодного воздуха.



Рис. 7.33. Бугры лишайников на высушенном озёрном дне в криолитозоне на высоте 4636 м на северо-восточных склонах Тибетского нагорья на 34 °23N, 97 °47E. © S. A. Harris

Растительность на земной поверхности часто может быть самым важным фактором при образовании кочек, хотя она редко учитывается геокриологами и геоморфологами. Каждый вид растений имеет различное альbedo и температурную сдвигу из-за различия свойств зимой и летом (Harris, 1998b). Растительный покров состоит из сообществ видов, некоторые из которых распадаются при смерти, например, лишайники. Другие производят различные количества биомассы в единицу времени, что приводит к образованию неровной поверхности. Особенно важны мхи. Tews (2004) сообщил, что у Черчилля, Манитоба, видовой состав мха на буграх находился в прямой корреляции с высотой бугра. *Tomenthypnum nitens* росли на низких кочках, *Hylocomnium splendens* на средних буграх, а *Pleurozium schreiberi* был обнаружен на буграх высотой 60–70 см. Были и другие корреляции с диаметром кочек. Конечно, невозможно определить точную причину именно такого строения бугра, но, очевидно, существует множество потенциальных причин, которые могут действовать однократно или вместе, чтобы началось формирование кочек.

Криогенные кочки и тупуры, как правило, состоят из многочисленных небольших близко расположенных бугров, случайно распределённых по холодному, довольно влажному ландшафту (рис. 7.32 и 7.38). Криогенные земляные кочки обычно являются следствием процессов в активном слое над мёрзлым грунтом, в то время как тупуры встречаются в холодном, влажном, морском климате в районах, лишённых вечной мерзлоты. К сожалению, их иногда считают одинаковыми (Schunke & Tarnocai, 1988; Gerrard, 1992), но в этой книге мы следуем Harris (1988b), который предлагает их отделять друг от друга. В настоящее время чаще говорят о четырёх видах криогенных земляных кочек (табл. 7.3), хотя есть много различных кочек в районах вечной мерзлоты, происхождение плохо изучено.

В эту группу можно отнести **пуны** (см. ниже) и так называемые **шнурковые болота (pounas and string bogs)**, возникающие в торфяных отложениях вместо преимущественно минерального субстрата, характерного для небольших бугров. Они обнаруживаются во влажных зонах. Только часть этих форм рельефа связана с вечной мерзлотой или встречается вблизи границы вечной мерзлоты в районах сезонного промерзания.

7.3.1. Осциллирующие кочки

Осциллирующие кочки (oscillating hummocks), обычно включаемые в группу земляных кочек в более ранней литературе, а также **йордтува (jordtuva)** в Швеции, представляют собой низкие покрытые растительностью холмики высотой от 20 см до 1 м с диаметром основания от 50 до 150 см (рис. 7.32), но с, как правило, выположенными склонами (Zoltai & Tarnocai, 1974). Название основано на том, что они сначала растут все выше до тех пор, пока не произойдет пожар или какое-либо другое нарушение, уничтожающее растительность, после чего они разрушатся, становясь все шире и ниже из-за таяния льда внутри, который способствовал росту кочки. Когда растительный покров восстанавливается, среднегодовая температура пород понижается, промерзание восстанавливается и накапливаются ледяные включения, заставляя кочку расти снова. Они обычно сложены суглинками и супесями (рис. 7.34) в арктических и субарктических регионах, где условия влажности и строение пород позволяют им образовываться. Они встречаются на более влажных участках вечной мерзлоты в лесу в Центральной Азии (Cui & Song, 1992), а также на вершинах гор, например, на горе Махан, к востоку от Ланьчжоу, в центральном Китае, а также на лугах Саншайн

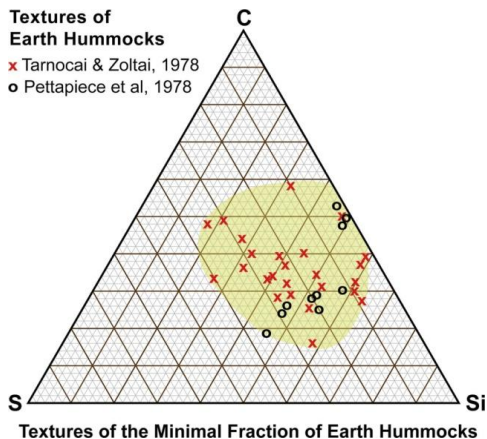


Рис. 7.34. Структуры минеральных отложений (textures of the mineral sediment) в канадских осциллирующих кочках. Вершины треугольника — глина (C), песок (S), пылеватая фракция (Si)

в Скалистых горах Альберты (Tarnocai & Zoltai, 1978). Их можно найти на севере арктического побережья в Северном полушарии (Hopkins & Sigafos, 1951; Mackay, 1958; Tedrow & Douglas, 1958; Tedrow, 1963).

Осциллирующие кочки часто рассматриваются как вариант несортированных колец или сетчатых форм (Washburn, 1985, French, 1976, 1996), но поперечные разрезы показывают изгибы слоёв отложений в кочке с органическими горизонтами у кровли вечной мерзлоты (рис. 7.35). Нарушения залегания отложений включают в себя разломы, размывы и выталкивание частей грунтовых прослоев, которые не являются продуктом конвекционного движения, наблюдаемого в структурной почве. Кочки всегда покрыты растительностью. Соответственно, они включены в раздел

криогенных бугров в этой книге, а не в раздел структурных почв. В более южных районах роста таких бугров сегодня почти не наблюдается, если судить по незначительному наклону растущих на них лиственниц и елей, вместе с отсутствием

многолетнемерзлого основания под ними (Zoltai *et al.*, 1978). Кочки имеют хорошо развитые ненарушенные почвенные горизонты (Тамосаи, 1973).

Дальше на север наклон деревьев указывает на то, что движения происходят. Zoltai (1975), изучая древесные кольца, обнаружил, что эти движения не были непрерывными, но происходили скачками со средней скоростью один раз каждые 25 лет. Поперечные сечения кочек, по-видимому, указывают на форму нарушения почвенных горизонтов, в которых блоки почвы перемещаются преимущественно вертикально в активном слое, а не в результате перемешивания (Zoltai *et al.*, 1978; van Vleit-Lanoë, 1988, 1991). Это исключает возможность конвекции (циркуляции материала) (см. Маскау, 1979b, 1980) и криотурбации (Hopkins & Sigafos, 1951) в почвах. Поскольку внутренняя структура одинакова в кочках независимо от угла наклона склона, движение вниз по склону может быть не единственной причиной захоронения органического материала (см. Маскау, 1958).



Рис. 7.35. Поперечный разрез одной из осциллирующих кочек в Лейк Хосвгул (Рис. 7.31). Происходило некоторое движение вниз по склону направо. © S. A. Harris

Присутствие вечной мерзлоты под всеми кочками позволяет предполагать, что реликтовые бугры, расположенные дальше на юг, были сформированы в прежний холодный период (Tedrow, 1963).

Наличие блоков интактного (лат. *intactus* — нетронутый) органического вещества предоставило Zoltai, Тамосаи и Pettapiece (1978) возможность его изучить и получить представление о древности этих бугров. Результаты (рис. 7.36) свидетельствуют об определенных периодах колебаний в субарктической зоне, начиная со времени 11 000–11 500 лет назад. Органическое вещество требует времени для накопления, поэтому даты представляют собой среднее время

пребывания органического вещества до его захоронения, т. е. почвы на самом деле старше, чем предполагается по датам. Это среднее время пребывания, вероятно, составляет около 500 лет, хотя могут быть отклонения.

Тот факт, что наиболее древняя дата (рис. 7.36) была определена в самом южном образце, был ожидаем, так как большая часть северной Канады находилась под ледниками в время Висконсин (Wisconsin). Вторая группа образцов имеет возраст около 8000–9500 лет В. Р., и была отобрана в арктической области, освободившейся от ледникового покрова. Разрыв между 8 000–5 000 лет в южных районах Арктики может означать, что активный слой был слишком мощным для возникновения такого типа бугров. Однако большинство дат охватывает период от 6500 лет до настоящего времени, с небольшими перерывами в последние 500 лет, 1 500–2 000 лет и 5 000–5 500 лет. Тот факт, что в этих буграх блоки органического вещества не были смешаны с минеральным материалом, как представляется, указывает на то, что движения были относительно редки, и они повлияли только на часть активного слоя. Основные движения произошли во время неогляциальных холодных событий между 5 000–3 000 лет назад. Авторы пришли к выводу, что существует периодическая динамика таких бугров. После первоначального всплеска активности земляные кочки становятся относительно стабильными и находятся в равновесии с микроклиматом (Maskay & Maskay, 1976; Pettapiece, 1975).

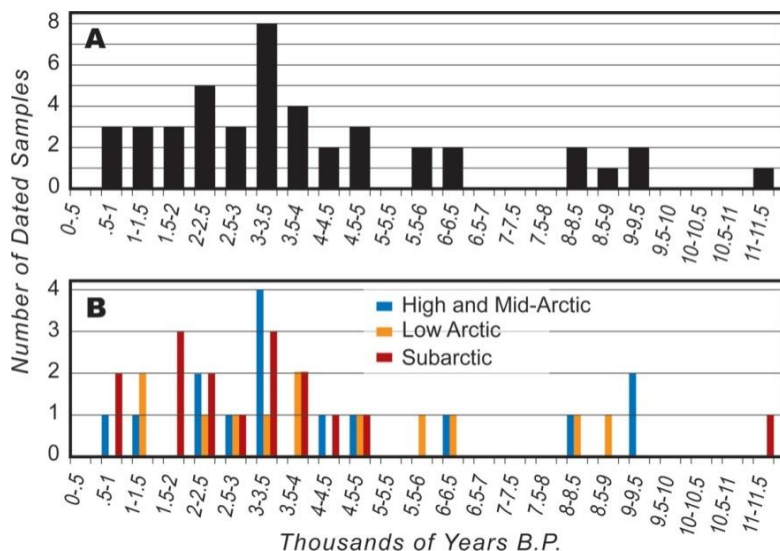


Рис. 7.36. Возраст органического вещества, погребённого в осциллирующих земляных кочках из северной Канады, согласно радиоуглеродному датированию (Zoltai *et al.*, 1978). Захоронение органического вещества было активным в период 11 тыс. лет назад в более холодный период, и особенно во время неогляциальных событий (<5 тыс. лет): количество датированных образцов (number of dated samples), тысячи лет назад (thousands of years B. P.), высокоширотная и средняя часть Арктики (high and mid Arctic), южная часть Арктики (low Arctic), Субарктика (Subarctic)

Изучив два разреза к югу от Инувика, Pettapiece (1974, 351–353) предположил, что колебательный процесс вызван эпизодическими пожарами. Пожар уничтожил бы растительность и привёл к увеличению активного слоя до глубины 80–120 см, уменьшению высоты кочки из-за таяния льда, поскольку таяние в верхней части

вечной мерзлоты сопровождалось бы обрушением боковых сторон кочки, таким образом, способствуя захоронению части оставшегося органического вещества в депрессиях. По мере восстановления растительности (кустарников, лишайников и мхов) поверхность станет более сухой, а корни обеспечат дополнительную сухую и теплоизоляцию. Затем кочка будет расти выше, боковые стороны будут становиться круче, а кровля вечной мерзлоты будет подниматься, обеспечивая увеличение объёма из-за изменения замерзания воды, что приведёт к увеличению высоты кочки. Это может продолжаться в течение 100–200 или более лет, пока не будет достигнуто новое равновесие. Активный слой в зрелости будет составлять 60–90 см.

Недавнее исследование, проведённое вблизи Инувика Kokelj *et al.* (2007) указывает на то, что диаметр старых, разрушенных кочек там значительно больше, чем покрытых растительностью кочек. Неразрушенные кочки были большей высоты, а расстояние между ними также было велико. Под хорошо развитыми кочками развивалась чашеобразная депрессия в кровле вечной мерзлоты, тогда как последняя была горизонтальной или куполообразной под обрушившимися кочками. Под развивающимися и хорошо развитыми кочками присутствовали линзы сегрегационного льда, параллельные кровле вечной мерзлоты, и небольшие включения льда. Kokelj *et al.* обнаружили, что развитие чашеобразной депрессии на поверхности кровли вечной мерзлоты и увеличение высоты кочки происходило по мере роста кочек. Рост кочки сопровождался уменьшением мощности активного слоя и увеличением наклона еловых деревьев, приводя к **реакции дерева (reaction wood)** — утолщению

одной стороны ствола дерева, чтобы обеспечить новый рост вверх. Когда активный слой увеличился, наклон остановился, и кочка начала расти наружу, покрывая часть торфяной поверхности в соседней депрессии. Исследователи предположили, что в субарктических лесах динамика кочек может быть обусловлена экологическими изменениями, связанными с пожарами или климатическими изменениями. Эти наблюдения Kokelj *et al.* (2007) согласуются с циклом, предложенным Pettapiece, и дополняют их.

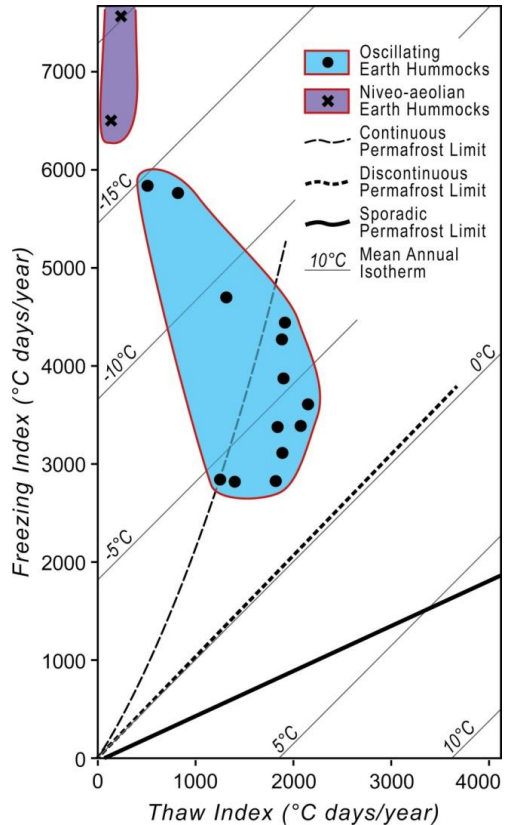


Рис. 7.37. Распределение осциллирующих и нивально-эоловых кочек с индексами промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index). Последние развиты только в высокоширотной арктической тундре, тогда как осциллирующие кочки в основном встречаются в бореальном лесу. На рисунке: сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (<30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm). © S. A. Harris

На рис. 7.37 показана зависимость распространения активных осциллирующих кочек от индексов промерзания и оттаивания. Они известны в северной Канаде, Монголии, России (Качурин, 1959, Караваева и Таргулян, 1960, Караваева и др., 1965) и альпийской тундре Европы (J.Lundqvist, 1962). К сожалению, существует множество мест, где сообщалось о кочках, напоминающих осциллирующие кочки, но они не изучались достаточно подробно, чтобы их классифицировать (см. Раздел 7.3.4 ниже).

7.3.2. Туфуры

Туфуры (*thufurs*) — также небольшие кочки, которые встречаются на фермерских полях в холодных и влажных климатических условиях, в основном, на вулканической **мечфе** (*tephra*) (греч. τέφρα — пепел, материал, выброшенный в воздух вулканом и осевший на землю) в таких местах, как Исландия (рис. 7.38), Восточная Гренландия, Хоккайдо (Nogami, 1980), Лесото (Marker & Whittington, 1971) Boelhouwers, 1991; Grab, 1994, 1997; Baskéus & Grab, 1995), Франция (Carbiener, 1970) и Новая Зеландия (Billings & Mark, 1961). Они были впервые описаны в Исландии Gruner (1912) и Thoroddsen (1913) и встречаются в районах альпийских лугов, которые подвергаются сезонному промерзанию, но не имеют вечной мерзлоты, или она спорадическая. Они имеют сходный размер с земляными кочками, имеют иногда несколько продолговатую форму и делают поле бесполезным для сельского хозяйства. Если их попытаться сровнять, они заново формируются в течение нескольких десятилетий. В поперечном сечении различаются



Рис. 7.38. Туфуры, северная Исландия. © S. A. Harris

отдельные слои вулканического пепла. (рис. 7.39). Гранулометрический состав пород в туфурах — грубые пески с примесью мелких пылеватых частиц

(рис. 7.41). Обратите внимание, что туфуры редко образуются на соседних, даже мелких песчаных отложениях, но главным образом на пучинистой вулканической тефре. Исключения включают горы Махаи, Китай и Свальбард (Jaworski & Chutkowski, 2015).



Рис. 7.39. Разрез одного из туфуров, показанных на рис. 7.38. Обратите внимание на утолщение темных, илистых прослоев под кочкой. Принятой причиной утолщения является движение воды на неровный, движущийся вниз фронт промерзания, несущей с собой более мелкие частицы (внизу справа). Эти частицы накапливаются там, где вода превращается в лёд, и остаются там, когда лёд тает (см. рис. 7.40). © S. A. Harris

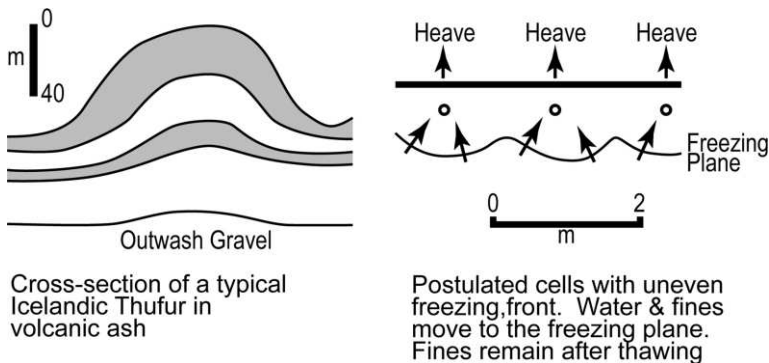


Рис. 7.40. Предполагаемый механизм, вызывающий движение мелких частиц по направлению к центру бугра, при этом влага перемещается к фронту промерзания из нижележащих немерзлых отложений. Слева — разрез типичного исландского туфура, состоящего из вулканического пепла. Справа — предполагаемые ячейки с неровным фронтом промерзания. Вода и мелкие частицы двигаются к поверхности промерзания. Эти частицы остаются на месте после оттаивания. На рисунке: пучение (heave), поверхность промерзания (freezing plane), отмытый гравий (outwash gravel)

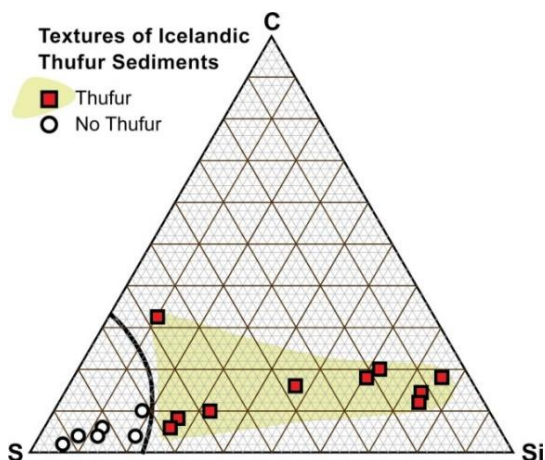


Рис. 7.41. Размер минеральных частиц в исландских туфурах (thufur) и при их отсутствии (no thufur). Вершины треугольника — глина (C), песок (S), пылеватая фракция (Si). Видно, что увеличивается содержание пылеватых (в большей степени) и глинистых частиц

Arturo Corte (1966) продемонстрировал в лабораторных испытаниях, что мелкие, преимущественно пылеватые частицы могут перемещаться с водой к фронту промерзания через промежутки между более крупными частицами минералов, когда фронт опускается. Schunke (1977a, 1977b, 1977c, 1981) использовал этот механизм для объяснения утолщения глинистых слоёв в кочках в Восточной Гренландии и Исландии (рис. 7.39 и 7.40).

Климат является **перигумидным (perhumid)**, по классификации 1948 г. С. W. Thornthwaite. Это — самый влажный тип климата с ограниченной амплитудой суточной и годовой температуры воздуха. Поверхность земли может иметь неровности, которые инициируют латеральное перемещение воды к фронту промерзания под растущими бугорками. Снег стремится заполнить депрессии, изолируя их от холодного воздуха (Schunke & Tarnocai, 1988, рис. 10.6). Там, где развивается глубокий снежный

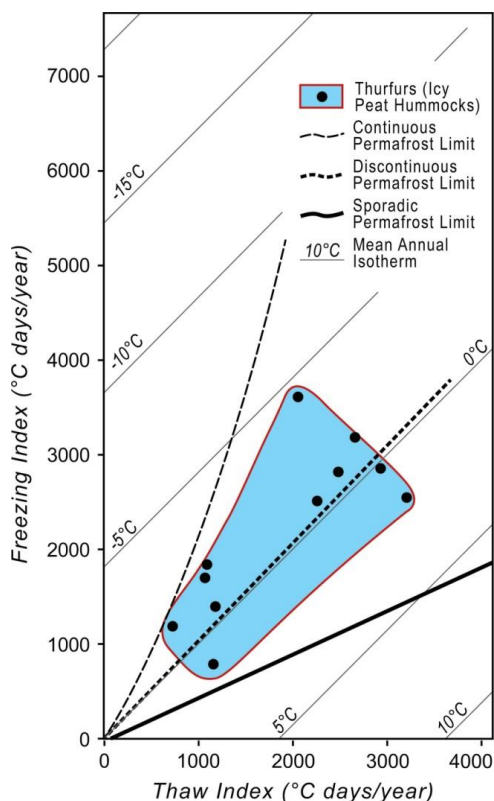


Рис. 7.42. Распределение туфуров (льדיстых торфяных бугров) с индексами промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index). На рисунке: сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (<30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm). (Harris, 1981c, 1982a)

покров, туфуры отсутствуют (Thoraninsson, 1951). Мелкие частицы, как отмечалось, способны двигаться с грунтовой влагой к фронту замерзания. Фронт промерзания медленно проникает на глубину 30 см (максимум 40 см) из-за значительного количества воды, движущейся к фронту промерзания, и относительно слабого градиента температуры грунта, обусловленного относительно высокими отрицательными температурами морского воздуха. Мелкие частицы перемещаются с грунтовой влагой и осаждаются вместе со льдом, тем самым приподнимая поверхность. Когда лёд тает весной, вода стекает, оставляя ил, который накапливается в растущей кочке. Повторные годовые циклы приводят к росту кочки до достижения равновесия с процессами массопереноса.

На рис. 7.42 показано распределение основных известных местоположений туфуров с как значениями среднегодовой температуры воздуха, так и с индексами промерзания и оттаивания. Они встречаются в районах спорадической и прерывистой вечной мерзлоты, но океанический или перигумидный климат имеет решающее значение для их формирования.

7.3.3. Циклические пылеватые кочки

Циклические пылеватые кочки (*silt-cycling hummocks*) представляют собой бугры разных размеров с постоянным соотношением ширины и высоты. Максимальная ширина достигает 2,4 м, высота достигает 35 см. Они находятся, например, на склонах с углом наклона до 15 ° в Корнуоле. Они образуются в довольно однородных грунтах с высоким содержанием пылеватых и мелких песчаных частиц на болотах (Killingbeck & Ballantyne, 2012), горных лугах (Mark, 1994) или на луговых склонах гор (Grab, 1994). Содержание в горных породах органического вещества понижается с глубиной так же, как и в обычных грунтах, а признаки их перемешивания отсутствуют.

Существует последовательный ряд в климатических условиях между экстремальным континентальным холодом арктических берегов и перигумидными морскими условиями таких мест как Новая Зеландия и Юго-Западная Англия. В первом случае переход на холодную погоду является резким и быстрым, так что вся поверхность активного слоя промерзает сразу, а давление от фазового перехода грунтовой воды до льда при промерзании вызывает конвективное движение, разрушая часть растительности на поверхности и создавая неупорядоченные круги (глава 10). Как обсуждалось выше, криогенные кочки могут также образовываться на более дренированных участках, обычно в тайге.

В морском умеренном климате сначала промерзают только верхняя и боковые стороны кочки, предотвращая накопление криостатических давлений, как, например, в Исландии. В этом перигумидном морском климате горные породы промерзают только на глубину 30–40 см. Депрессии могут оставаться незамерзающими в течение нескольких циклов промерзания (Mark, 1994; Grab, 1997, 2005b, Scottet *al.*, 2008). Во время каждого холодного события влага в горных породах стремится двигаться к самой холодной части, поэтому происходит образование ледяных линз параллельно фронту промерзания, а также порового льда. При мелком промерзании сначала промерзают гребни и бока кочек, а пылеватые частицы могут перемещаться вверх с каждым циклом промерзания (Corte, 1966; Schunke & Tarnocai, 1988). Предполагается, что кочки становятся выше из-за многократного промерзания и оттаивания и накопления мелких частиц. В конце концов, накопление материала уравнивается гравитационными процессами, развивающимися по бокам кочки, что приводит к достижению равновесного

размера (Mark, 1994; Grab, 1997; Killingbeck & Ballantyne, 2012). Killingbeck & Ballantyne описывают пример из Дартмура, где кочки развивались в последние 3 тысячи лет. Там, где имелся недостаток пылеватых частиц, например, в богатом песком гравии над выветренным гранитом в той же области, кочки отсутствуют. Подобные кочки были описаны у Кокс-Тора в Девоне и Восточном Корнуолле (Bennett *et al.*, 1996) и Billings & Mark (1961) у Хребта Олд Мен на Южном острове Новой Зеландии.

Соответственно, мы предлагаем называть эти кочки циклическими пылевыми кочками. По механизму образования они близки к осциллирующим кочкам, и туфурам. Остаётся определить, насколько широко они распространены, потому что в настоящее время неизвестен точный диапазон климатических условий для их формирования. Как климат, так и гранулометрический состав грунта имеют решающее значение для их формирования. Когда процесс образования прекращается, кочки должны медленно разрушаться в результате деструктивных процессов. В настоящее время слишком мало описаний таких кочек.

7.3.4. Нивально-золотые кочки

Lewkowicz & Gudjonsson (1992) и Lewkowicz (2011) описали наклонные кочки с полуострова Фосхейм, остров Элсмир. Они определяются как «дециметровые кочки, присутствующие на умеренных и крутых склонах (8–27 °) в районах вечной мерзлоты, которые состоят из слоистого пылеватого песка, имеют относительно полный растительный покров (> 75 %) и содержат ограниченное количество криотурбаций" (Gudjonsson, 1992; Lewkowicz & Gudjonsson, 1992; Broll & Tarnocai, 2002). Предполагается, что отложения имеют ограниченную восприимчивость к промерзанию (Lewkowicz, 2011). Отложения, на которых формируются эти кочки, обладают слоистостью, более или менее параллельной поверхности кочки. Кочки, по-видимому, скользят вниз по склону по подстилающим отложениям. На выпуклых склонах они движутся быстрее, имеют больший диаметр и более пологие боковые склоны, чем на вогнутой поверхности.



Рис. 7.43. А — нивально-золотые кочки на полуострове Фосхейм (Fosheim), и В — поперечное сечение одной из таких кочек, что на картинке слева, медленно движущихся вниз по склону. © A. G. Lewkowicz

Они встречаются на склонах северной экспозиции, где есть сочетание тонкого активного слоя, двухстороннего промерзания, неполного растительного покрова, зимнего снежного покрова, который не достигает вершин кочек, доступных для ветровой эрозии, и локализованного осадконакопления со снегом на нижней части склона (рис. 7.43). Склоны могут быть вогнутыми или выпукло-вогнутыми, а кочки находятся на подветренной стороне склона. На выпукло-вогнутых склонах они перекрываются нивально-эоловыми отложениями вниз по склону из остатка снежного покрова. Песок осаждается как часть загрязнённого снега из расположенных выше по склону отложений. Когда снег тает летом, на поверхность добавляется тонкий осадок.

Моделирование показывает, что кочки перемещаются на 20–40 м вниз за 2–4 тыс. лет, исходя из опубликованных дат C^{14} , времени выхода из моря и скоростей солифлюкции. До сих пор этот тип кочек описывался в условиях холодного, сухого высокоширотного тундрового климата Канадского Арктического архипелага (рис. 7.37). Однако некоторые из «туфуров», описанные на склонах гор под тундровой растительностью в более низких широтах, могут быть скорее похожими на такие кочки. Учитывая тот факт, что они образованы нивально-эоловым осаднением, а на склонах можно найти все типы кочек, термин «нивально-эоловая кочка» используется для них в этой книге.

Фактическая стратиграфия покрытых растительностью кочек в криолитозоне часто не изучается подробно. Kojima (1994) описал взаимосвязь между растительностью, криогенными земляными кочками и рельефом в Арктике на острове Элсмир. Кочки располагались на наветренном склоне у его основания, и, если в кочках на самом низком топографическом положении имелся полный растительный покров, он постепенно уменьшался выше по склону, пока не оставались покрытыми растительностью только основания кочек. Область распространения песков, в которых развивались кочки, заканчивалась, и они больше не встречались выше по склону. В кочках существовало интересное распределение температуры в 13.40 часов по местному времени 27 июля 1991 г. (рис. 7.44), свидетельствующее о неожиданном значительном влиянии низкого угла летней инсоляции вблизи Эврики (Eureka) (79 °N, 83 °W). В то время температура воздуха составляла 9 °C.

Разрез одной из кочек показал лишь незначительное нарушение слоёв тонкого эолового песка и крупной пыли. Эти отложения, возможно, не были восприимчивы к пучению, хотя это не было установлено. На нижних кочках имели место незначительные криотурбации или перемешивание пород. Весьма вероятно, что отложения имели эоловое происхождение, образовавшись после исчезновения грязного снега в начале лета. Отложения отсутствовали выше по склону. Тонкие

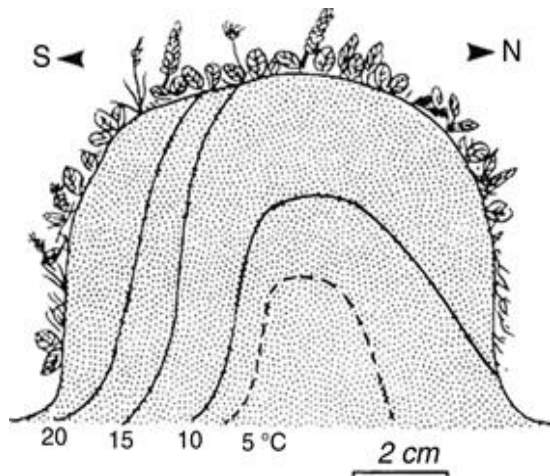


Рис. 7.44. Температуры в теле кочке в 13.40 часов 27 июля 1991 года вблизи Эврики (с. 79 °N, 83 °W), согласно данным Kojima (1994)

солевые корки были найдены на кочках у основания склона, что указывает на то, что соли также могли быть перенесены ветром на склон со снегом из других мест, хотя автор не проверял их состав. На кочках отмечалась особая флора, состоящая из *Poa glauca*, *Potentilla vahliana* и *Poa hartzii* в низкой засоленной области, а также вездесущей *Salix arctica*. Kojima дал мало свидетельств относительно процессов, образующих кочки, придя к выводу, что они являются «синергетическим продуктом таких факторов, как мелкий грунтовый материал, рельеф, снег, вечная мерзлота и растительность». Описание отложений в виде тонкого золотого песка и крупной пыли, а также ландшафта указывают, что он имел виду нивально-эоловые кочки.

7.3.5. Кочки неясного происхождения

Хотя в литературе много описаний криогенных земляных кочек, большинству не достаёт информации для определения механизма образования. Примером является статья Grab (1994, 1997, 2005b), где были изучены кочки со склонов гор в Восточной Африке, для которых он использует несколько разных имён. Многие из них, а также кочки, описанные Scotter & Zoltai (1982), нуждаются в повторном рассмотрении в свете недавней работы, рассмотренной выше.



Рис. 7.45. Шнурковое болото в Норвегии, с кустами, растущими на хребтах и между ними.
© S. A. Harris

7.3.6. Шнурковые болота

Шнурковые болота (string bogs) — торфяные болота с узором из удлинённых гряд, обычно выровненных параллельно контуру болота (рис. 7.45), хотя можно найти примеры, где гряды располагаются по склону. Они развиваются

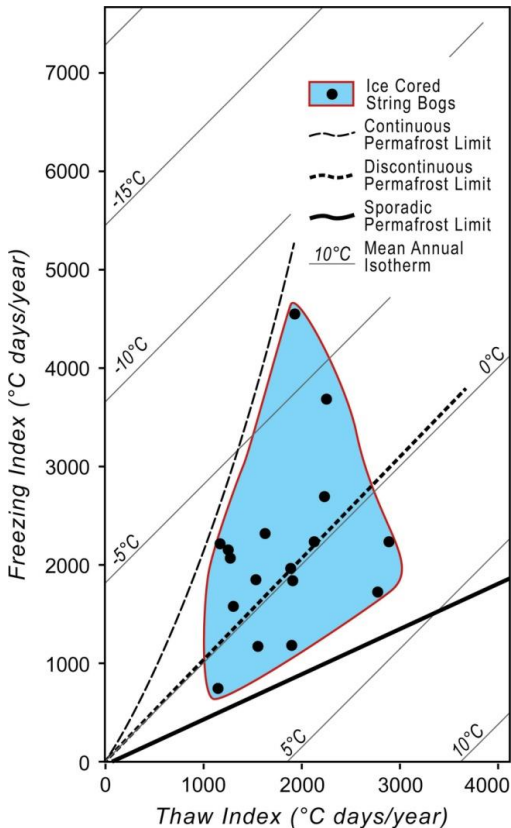


Рис. 7.47. Распределение шнурковых болот (string bogs) по отношению к индексам промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index). На рисунке: сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) (<30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm) (по Harris, 1981c, 1982a)

7.3.7. Пуны

Пуна (roupa) является местным финским словом для определения небольшой земляной кочки, состоящей из торфяных и / или минеральных отложений (Seppälä, 2005). Оно также использовалось Grab (2005a) для описания подобных торфяных кочек в южной части Африки. Кочки высотой до 1,2 м, но менее 2 м шириной. Они имеют вертикальные бока и покрыты растительностью, способной переносить сухие условия. Они встречаются в болотах в берёзовых лесах северной Финляндии, где наблюдаются растения, которые нуждаются во влажных условиях для выживания. Luoto & Seppälä (2002) обнаружили, что около 60 %

в торфе, а гряды обеспечивают лучший дренаж для кустарников, а также редких деревьев (рис. 7.45). Торфяные гребни, как правило, промерзают раньше остальных форм ландшафта из-за воздействия эффекта температурной сдвижки, в сочетании с тем, что они являются самыми высокими частями гряд. Некоторые из высоких гряд могут оставаться мёрзлыми постоянно, за исключением самых тёплых лет, т. е. представляют собой небольшие острова многолетнемерзлых пород, и обозначают границу их распространения. Основное требование для шнурковых болот — пологая, широкая плоская область в условиях холодного климата, например, они встречаются в Норвегии, Швеции и Финляндии. Они также встречаются в северных частях прерий западной Канады (Vittet *al.*, 1994), Западной Сибири и других местах. Они могут быть обнаружены в районах спорадического или прерывистого распространения вечной мерзлоты в мёрзлых болотах (рис. 7.46).

Шнурковые болота по-другому называются **аапа — болота (aapa moore или strangemoore** в Северной Европе) (финск. Aarasuo — открытое болото) Аапа-болота — топкие с вогнутой формой поверхности болота с участками грядово-мочажинного или грядово-мочажинно-озеркового микрорельефа. Термин ввёл в научный обиход 1913 г. финский биолог и политический деятель Аймо Каарло Каяндер (фин. Aimo Kaarlo Cajander).

исследованных пун находились в многолетнемерзлом состоянии. Вероятность присутствия вечной мерзлоты снижалась с увеличением высоты кочки. К сожалению, они не отделяли те, что развиваются на минеральных отложениях, от тех, которые возникают в торфе, но, по-видимому, присутствие торфа объясняет, почему они появляются на внешней границе области вечной мерзлоты в Скандинавии. Seppälä (2005) обнаружил лишь незначительную разницу в сезонном морозном пучении, возникающем в торфяных кочках на вечной мерзлоте и без неё.

Никаких свидетельств криотурбации или перемешивания слоёв отложений в пунах не было обнаружено, поэтому они, видимо, представляют собой покрытые торфом кочки в районах, где эффект температурной сдвижки способствует охлаждению кочек. Кочки промерзают раньше окружающих отложений, поэтому существует миграционный поток влаги к фронту промерзания, приводящий к поднятию поверхности при формировании ледяных шпиров.

Глава 8. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В УСЛОВИЯХ ХОЛОДНОГО КЛИМАТА

8.1. ВВЕДЕНИЕ

За исключением прибрежных болот и других плоских областей, гравитация заставляет большую часть отложений двигаться вниз. Движение обычно включает комбинацию процессов, которые могут происходить вместе или в разное время года в зависимости от сезонных изменений погоды. На сегодня имеется много литературных данных по этой теме, и в этой главе будут рассмотрены некоторые из основных процессов и результирующих явлений, которые являются следствием влияния сезонного или многолетнемерзлого промерзания, влияющего преимущественно тонкодисперсные отложения. Влияние гравитационных процессов на крупнозернистый, блочный материал будет рассмотрено в главе 9.

Сезонное промерзание влияет на верхний поверхностный слой пород, но когда лёд цементирует отложения, это приводит к тому, что большая часть воды из тающего снежного покрова течет по поверхности или через породу над мёрзлыми слоями весной или в начале лета, Это вызывает эрозию путём плоскостного смыва или овражной эрозии. Влияние дождей, выпадающих на изотермический снежный покров, может привести к катастрофическим наводнениям в долинах, как это произошло в 2013 году как в Калгари, Альберте, так и в Боулдере, штат Колорадо. Эти события, хотя и случайные, происходят примерно каждые 15 лет в некоторой части предгорий Южной Альберты. Суточные повторяющиеся заморозки могут также приводить к переворачиванию объектов и вращению камней в породах, подверженных воздействию промерзания (см. Главу 1).

В областях, подстилаемых вечной мерзлотой, промерзание и оттаивание активного слоя могут вызвать развитие давления из-за фазового перехода, что приводит к изменениям объёма и криотурбациям (см. Главу 10). Кровля вечной мерзлоты ограничивает дренаж воды, что делает более дисперсную породу восприимчивой к массопереносу и может привести к отслоению и ослаблению отложений над оттаивающим фронтом или вечной мерзлотой весной и летом. Выступы коренных отложений, как правило, препятствуют этим движениям отложений вниз по склону.

8.2. КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Гравитационные процессы (*mass wasting*) — это собирательное название, данное процессам, связанным с движением отложений под действием силы тяжести. Часто задействовано несколько различных процессов. Существует обширная, но довольно противоречивая литература по классификации гравитационных процессов (например, Sharpe, 1938, Герасимов, 1941, King, 1953, Золотарев, 1990, Спиридонов, 1956, Varnes, 1958, Каплина, 1965, Суходровский, 1979 и другие).

Эти процессы зависят от формы склона, его крутизны, строения и механических свойств отложений на склоне, гидрологических условий (снежный покров, режим осадков, поверхностный сток и подземные воды), сезонного оттаивания, наличия или отсутствия активного слоя. Вместе они определяют направление движения минеральных отложений и связанной воды, расстояние, на которое они

двигаются, скорость движения, характер движения (движение в массиве или движение частиц по отдельности), объёмы и последовательность событий. Некоторое представление о сложности этих процессов можно получить из работы French (2013).

Склоны условно можно разделить на три вида: выпукло-вогнутые формы, как, например, склоны на рис. 8.1, затем те, у которых почти вертикальные стенки, и, наконец, те, которые имеют ступенчатые формы. Первый тип обычно встречается в холмистой местности, со склонами крутизной менее 27° . Прямолинейные обломочные откосы состоят из верхнего уступа, сложенного, например, ледниковыми или морскими отложениями. Почти вертикальные скальные склоны, как правило, являются источником блочных отложений (см. Главу 9), а ниже могут быть отдельные ступени, включая морские или речные террасы. Ранее испытавшие оледенение горы часто имеют отвесные склоны и особенно подвержены гравитационным процессам. Камнепады, снежные лавины и другие активные формы также вполне обычны.



Рис. 8.1. Задернованные ступенчатые террасы, образованные в основном гelifлюцией на довольно крутых склонах к северу от Нома, Аляска. Выступы высотой около 1 м. Ступенчатые выступы встречаются у основания обнажённых верхних склонов. © S. A. Harris

Материал поверхности может варьироваться от глины до массивной породы или любого их сочетания. Вода в засоленных отложениях имеет пониженную точку замерзания, а в мёрзлом состоянии такие породы имеют значительно меньшую прочность, чем незасоленные мёрзлые породы при данной температуре, при прочих равных условиях. Мёрзлые глины имеют высокое содержание незамёрзшей воды (иногда $> 22\%$ по весу) и могут быть пластичными даже при низких температурах. Во время оттаивания активного слоя сверху высокое содержание воды вблизи кровли мерзлоты может действовать в качестве смазки

в плоскости скольжения, или не обеспечивает сцепления в поверхностном материале, который движется вниз.

В России термин «**десерпция**» (*deserption*) иногда используется для сухого, температурного оползания, в отличие от **дефлюкциии** (*defluction*) для движения влажного грунта. Однако термин «десерпция» также используется в физике для адсорбции газов, поэтому, вероятно, следует избегать его использования геокриологами.

В этой главе мы рассмотрим три основных типа гравитационных процессов и то, как они влияют на движение мелкозернистого материала вниз по склонам в холодном климате, а именно **медленные потоки** (*slow flows*), **быстрые потоки** (*rapid flows*) и оползни. **Оползну** (*slides*) — это случай, когда отложения движутся по определенной плоскости над неподвижной поверхностью. В потоках поверхность отложений движется быстрее, с уменьшением скорости с глубиной до глубины, где движения не происходит. Промежуточные формы также встречаются и рассматриваются в отдельном разделе.

8.3. МЕДЛЕННЫЕ ПОТОКИ

Они являются результатом постепенного длительного движения льдистых отложений вниз по склону или состоят из прерывистых небольших движений поверхностных слоёв в ответ на некоторые климатические ситуации (Washburn, 1979). В последнем варианте движение материала связано с образованием и плавлением льда внутри или на поверхности отложений на склонах, что приводит к **криогенному крипу** (*cryogenic creep*). Это может быть результатом реакции на суточное и / или сезонное формирование льда с последующим оттаиванием. Образование льда и пучение заставляет 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. Если льдистость высокая, влажный грунт может иметь влажность выше, чем полная влагоёмкость, и может фактически медленно течь на короткое расстояние до тех пор, пока избыточная вода не испарится.

Matsuoka (2001b) приводит резюме литературы до 2001 года, упоминающей термин «солифлюкция». Он показал, что существует несколько различных процессов, хотя они часто действуют вместе, приводя к общему ежегодному движению материала вниз по склону. Бондаренко (1993) обсуждает прогноз устойчивости на этих склонах. Eichel *et al.* (2013, 2015a, 2015b, 2016) и Draebing & Eichel (2016) подчёркивают важность некоторых пионерских видов растений, например *Dryas octapetala*, при изменении процессов на склоне от эрозии (плоскостной смысл) до процессов солифлюкциии / гелифлюкциии. Топография в значительной степени определяет процессы, которые действуют на склоне.

8.3.1. Криогенный крип

Крип (*creep*) — медленная деформация, или ползучесть, которая возникает в результате длительного действия нагрузки, слишком малой для возникновения разрушения в материале (ACGR, 1988). Таким образом, любой дисперсный материал на горизонтальной поверхности будет иметь тенденцию распространяться в поперечном направлении. Это хорошо известно для случая гравийных дорог на Аляске (Esch, 1983), где боковое движение наибольшее на склонах, обращенных к северу. На это движение влияют дополнительные факторы, такие как

содержание льда и температуры горных пород. На склонах любое нарушение положения частиц в отложениях может приводить к движению материала вниз по склону под действием гравитации. Примеры таких движений в тёплом климате включают действие дождя, нагрев и охлаждение, падение деревьев и движение животных.

В холодных регионах **криогенный крип (cryogenic creep)** может проявляться по-разному. В многолетнемерзлых или сезонно-мёрзлых горных породах деформация ползучести прежде всего является следствием деформаций порового льда и движения незамерзающей воды. В льдистых отложениях деформация ползучести происходит при незначительном изменении объёма. В мёрзлых отложениях с большим содержанием незамерзшей воды, а также в ненасыщенных мерзлых отложениях может наблюдаться также медленная деформация уплотнения, а также ползучесть из-за изменения объёма. Обычно основная часть деформации ползучести является постоянной (Вялов, 1959, 1978; Ladanyi, 1972, 1981). Любые объекты на поверхности или внутри отложений медленно перемещаются вниз по склону, хотя Matsuoka (1998, стр. 132) в полевых условиях заметил, что окрашенные камни на поверхности земли перемещались в несколько раз быстрее, чем верхняя часть тензодатчика, находящегося внутри отложений. Harris (1973) обнаружил, что деревья с неглубокими корнями перемещаются с той же скоростью, что и отложения, и могут быть использованы для измерения передвижения. В Кананаскисе, Альберта, Канада он обнаружил признаки **термогенного крипа (thermal creep)** — движения в результате изменения температуры — отложений осенью, когда отложения были сухими и подвергаемыми суточному нагреву и охлаждению. Этот процесс может быть гораздо более распространённым, чем ранее считалось. Можно, вероятно, выделять, по аналогии с термогенным крипом, также и **гидрогенный крип (hydro creep)**, возникающий при изменении влажности отложений и соответственных изменений их объёма.

В дополнение к деформациям за счёт льда, кратковременное промерзание может привести к двум основным типам криогенного крипа. Криогенный крип включает как **морозный крип (frost creep)**, так и **крип за счёт игольчатого льда (needle ice creep)**. Крип за счёт игольчатого льда особенно эффективен на поверхности во влажном морском климате из-за сезонного промерзания и многочисленных суточных циклов промерзания-оттаивания, влияющих на верхние 10 см отложений (главы 2 и 10). Морозное пучение — наиболее частая причина морозного крипа в районах с более холодным климатом, обусловленная образованием ледяных линз на глубинах до > 1 м в слое сезонного промерзания, а также в активном слое в районах с вечной мерзлотой.

8.3.1.1. Крип за счёт игольчатого льда

Также называемый **пипкрак (piprake)** в Швеции (Krumme, 1935), крип за счёт игольчатого льда влияет только на верхние 20 см отложений (Maskau & Mathews, 1974a, 1974b, Noguchi *et al.*, 1967; Matsuoka *et al.*, 2003). На Мауи, Гавайские острова накопление пылеватых частиц на глубине 2–3 см под поверхностью обеспечивает поток грунтовой воды к фронту промерзания под камнями для образования ледяных игл, несмотря на то что они находятся в относительно сухом и теплом климате (Noguchi *et al.*, 1987). Фактическая температура поверхности отложений оказывается ниже, чем температура воздуха из-за излучения, так что игольчатый лёд может развиваться при температуре воздуха чуть выше 0 °С. Необходимые условия включают: присутствие пылеватых и глинистых частиц

непосредственно под поверхностью и наличие достаточной влажности отложений в этом слое, чтобы обеспечить перемещение воды к фронту промерзания. Иглы растут (рис. 2.16), тем самым поднимая камни или фрагменты грунтовой корочки на поверхности земли.

Длина ледяных игл зависит от наличия влаги, текстуры слоя, содержащего пылеватые и глинистые частицы, и продолжительности времени формирования игл (Soons & Greenland, 1970; Lawler, 1993, рис. 10). Движение вниз — это результат таяния льда, преимущественно солнечным светом, в результате чего камни и грунт или камни движутся вниз по склону путём перекатывания (Higashi & Corte, 1971; Mackay & Matthews, 1974b), опрокидывания, скольжения или в небольшом потоке в промоине

(Lawler, 1993, рис. 14). Фактическое перемещение отложений при промерзании-оттаивании часто находится где-то между вертикальным и перпендикулярным к склону (Schmid, 1955; Young, 1972, стр. 50), возможно, из-за эффектов когезии. Повторные циклы промерзания-оттаивания, приводящие к движению вниз, могут привести к значительным ежегодным передвижениям до 0,52 м в год, полученным на основе шестилетних измерений (Mackay & Matthews, 1984b). Крупные камни, вложенные в поверхностные слои отложений в районах сезонного промерзания, уменьшают скорость движения, но не останавливают его. Fahey (1979) показал, что близость к водному потоку оказала большое влияние на годовое перемещение на данном участке, хотя крип за счёт игольчатого льда ограничен областями, не имеющими снежного, а также сплошного растительного покрова. Максимальная глубина перемещения отложений составляла 20 см при изучении в Японских Альпах.

Крип за счёт игольчатого льда является одним из самых быстрых и значительных процессов движения отложений на склоне (Dylik, 1969a, 1969b), хотя он влияет только на верхние 5–20 см отложений. Он встречается по всему земному шару (рис. 8.2), где имеются подходящие условия (Зотов, 1940, Troll, 1958; Jahn, 1961; Washburn, 1969), как летом, на поверхности активного слоя над вечной мерзлотой, а также в другое время года в районах кратковременного промерзания (Hagerdorn, 1974; Pérez, 1987; Boelhouwers, 1995; Matsuoka *et al.*, 2003). Однако общий объём перемещённых отложений относительно невелик даже в умеренных климатических условиях, таких как Южный остров Новой Зеландии (Gradwell, 1957; Soons, 1968), Япония (Ellenburg, 1974, 1976; Satake, 1977) и прибрежная Британская Колумбия (Mackay & Matthews, 1974a, 1974b). В таблице 8.1 показаны результаты измерений крипа за счёт игольчатого льда в различных условиях.

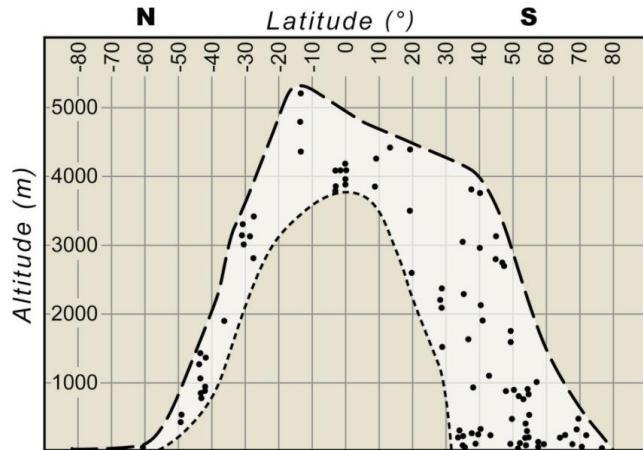


Рис. 8.2. Распределение случаев образования игольчатого льда по широте (latitude) в зависимости от высоты (altitude) над уровнем моря

Иглы льда разрушительны для рассады (см. Pèrez, 1987) и могут фактически предотвратить рост растительности в некоторых тропических горах (Troll, 1958; Сое, 1967; А. Р. Smith, 1974). Это приводит к повышенной эрозии ветром и водой, а также способствует абразии берегов в умеренном климате (Lawler, 1993).

Таблица 8.1. Результаты измерения крипа за счёт игольчатого льда

	<i>Japanese Alps</i>		<i>Valleta, Switzerland</i>	<i>Colorado U.S.A.</i>		<i>Wieliczka Hills, Krakow, Poland</i>	<i>Mombetsu Japan</i>	<i>Kitami-Japan</i>
Длительность наблюдений (годы)	3		2	2	5	1		
Угол склона (°)	30	14	10	16–18 Сухой	12–13 Влажный			
Число суток с дневными циклами промерзания-оттаивания	52	50	55	34	33		3	4
Глубина суточного цикла (см)	20	20	5	50	50			
Скорость движения (см/год)	45,5	5	1,1	1,2–3,7	16,9–25,9	5		
Глубина сезонного промерзания (см)	100		с. 200*	с. 200	<200	с. 50	75	85
Среднее пучение (см)	0,9		16	25,5	34,0	2,5	3,3	5,7
Потенциальное пучение (см)	0,9		2,8					

Источники: Matsuoka, 1998; Matsuoka *et al.*, 1997; Benedict, 1976; Olecki & Widecki, 1970; Kinosita, 1969.

* с. 200 (с латинского *Circa* — около, приблизительно) — здесь и далее, около 200.

8.3.1.2. Морозное пучение и морозный крип

Морозное пучение (*frost heave*) происходит, когда ледяные линзы образуются в горных породах и приводят к восходящему и внешнему движению поверхности (ACGR, 1988). Во время промерзания грунтовая влага перемещается к фронту промерзания, где она выделяет тепло за счёт кристаллизации. При достаточно интенсивной миграции влаги выделение теплоты кристаллизации может нейтрализовать потерю тепла у поверхности земли, и фронт промерзания останется на месте, что приведёт к росту ледяной линзы. Расширение при промерзании приводит к поднятию вышележащих слоёв под прямым углом к склону (рис. 8.3). Когда охлаждение превышает отдачу тепла, фронт промерзания опускается до достижения нового равновесия. Там начнет образовываться новая ледяная линза. Изменение теплового потока вместе с потоком влаги к фронту

промерзания, таким образом, по-видимому, контролирует размер и пространственное распределение ледяных шлиров. Фактическое предсказание величины пучения оказалось затруднительным (Konrad & Morgenstern, 1984; Williams, 1986), но давление может достигнуть 300 кПа довольно быстро (Williams & Smith, 1989, стр. 197). Это объясняет роль роста льда в вытаскивании камней из земли, а также их вращения (глава 1). Максимальная толщина ледяных шлиров обычно составляет около 10 см.

Во время последующего оттаивания отложений они будут стремиться двигаться вертикально вниз (Jahn, 1975, Washburn, 1979), таким образом, и по склону, вероятно, пропорционально мощности ледяных линз (рис. 8.3, А). Это процесс называется **морозным крипом (frost creep)**, и его воздействие приводит к изгибу труб или деревянных дюбелей, установленных в грунте по нормали к склону, с движением на поверхности и уменьшением этого движения с глубиной.

Фактическое перемещение часто меньше, если сцепление мешает движению вниз. Однако, если тающий лёд вызывает течение верхних слоёв отложений (солифлюкция или гелифлюкция), ежегодное движение вниз будет увеличено. Это явление довольно распространено в отложениях с большим содержанием пылеватых и глинистых частиц, поскольку в этом случае количество льда обычно больше.

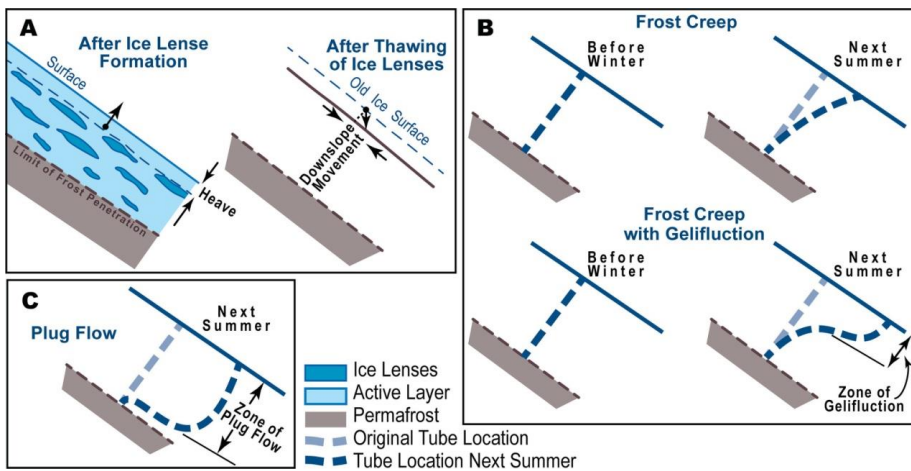


Рис. 8.3. А, механизм морозного крипа (frost creep) и примеры его воздействия на гибкую трубу в течение одной зимы в зависимости от того, возникает ли: В, гелифлюкция (gelifluction), или С, пробковое течение (plug flow), вместе с морозным крипом: ледяные шлиры (ice lenses), активный слой (active layer), вечная мерзлота (permafrost), начальное положение трубы (original tube location), положение трубы следующим летом (tube location next summer), после образования ледяного шлира (after ice lense formation), после оттаивания ледяных шлиров (after thawing of ice lenses), поверхность (surface), старая ледяная поверхность (old ice surface), движение вниз по склону (downslope movement), пучение (heave), граница промерзания (limit of frost penetration), до зимы (before winter), следующее лето (next summer), зона гелифлюкции (zone of gelifluction). Пробковое течение (plug low) — течение без трения, с одинаковой скоростью в сечении, вариант идеального течения

Морозный крип и крип за счёт игольчатого льда часто возникают в поверхностных отложениях в холодных климатах. В таблице 8.2 приведены примеры

средних годовых значений критической скорости оползания в различных климатических условиях. В областях более глубокого сезонного промерзания, например, Колорадо в США (Benedict, 1970), а также на поверхности активного слоя в более высоких широтах в более холодную погоду летом и осенью преобладает морозный крип. Величина среднегодового оползания мала, но оно распространяется на большую глубину. Это отличает его от крипа за счёт игольчатого льда, который обеспечивает большее перемещение вниз, но только верхних 20 см. Таким образом, объёмы перемещённых отложений в обоих случаях весьма схожи.

Таблица 8.2. Результаты фактических измерений морозного крипа в Северной Америке

Местоположение	Условия	Годы	Характеристика	Морозный крип, см/год	Источник
CapeThompson, Alaska, 70 °N	Высокоширотная мерзлота	—	Пятна-медальоны, высокопучинистые отложения	32,5	Everett, 1966
Signy Is., South Orkney Is., 62 °S	Приморская низменность, вечная мерзлота	1968	Каменные кольца, высокопучинистые отложения Поверхность Погруженные камни На камнях На краю	4 0,4 3,6 2	Chambers, 1967
MestersVig, Greenland, 72 °N	Высокоширотная мерзлота	1958–1964	Высокопучинистые отложения Влажный склон — на глубине 10 см На глубине 20 см Сухой склон — на глубине 10 см На глубине 20 см	0,0–1,0 1,5–5,8 0,5–0,7 0,8–1,4	Washburn, 1969
Inuvik, N. W. T. 68 °N	Залесенная равнина, вечная мерзлота	1976–1978	Высокопучинистые отложения с буграми пучения Ненарушенные условия (1977–1978) (Среднее из 38 наблюдений) Нарушенные условия (1977–1978) (Среднее из 9 наблюдений)	10,39 14,09	Mackay <i>et al.</i> , 1979
Kananaskis, Alberta, 51 °N	Сухой горный климат, сезонное промерзание	1970–1971	Пучинистые отложения: Влажный склон, Дек. — Март Сухой склон, Дек. — Март	0,0–1,8 0,0–0,4	Harris, 1971
Colorado, Front Range, 39 °N	Влажный горный климат, сезонное промерзание	1965–1966	Высокопучинистые отложения, пятна-медальоны	25,0–29,5	Fahey, 1974
Colorado, Front Range, 39 °N	Влажный горный климат, сезонное промерзание	1976–1978	Высокопучинистые отложения, террасы и уступы с камнями и торфом	0,5–38,0	Benedict, 1970

Три основных фактора определяют объем перемещения вниз за счёт криогенного крипа в данном году. Наиболее важным является, вероятно, структура и текстура отложений. В песчаных материалах будет перемещено незначительное по объёму количество воды к поверхности промерзания, что приведёт к незначительному перемещению, тогда как в мелкодисперсных отложениях и в отложениях, которые содержат органическое вещество, существует тенденция к образованию более крупных ледяных шпиров, при прочих равных условиях. Породы на склонах Японских Альп состоят из верхнего пучинистого слоя, подстилаемого малопучинистым горизонтом. Мацуока (Matsuoka, 1996) обнаружил, что только верхняя часть разреза подверглась значительному промерзанию в течение суток, но величина пучения может достигать 3 см в данном случае. Атмосферные осадки практически не способствовали увеличению пучения в нижних слоях отложений. Во-вторых, содержание влаги в отложениях определяет, сколько влаги доступно для перемещения к фронту промерзания. Деформация пучения может достигать 20–60 % в сильнопучинистых озёрных отложениях в дельте Маккензи (Burn, 1990), тогда как на хорошо дренированных склонах Тибетского плато она может составлять только 5–6 % (Wang & French, 1994). В случае кратковременного морозного пучения дожди приносят влагу в поверхностные слои отложений, что приводит к увеличению величины пучения (Matsuoka, 1996). Однако зимний снежный покров оказывает отепляющее влияние, препятствующее морозному пучению (Fahey, 1973; Benedict, 1976). Третий фактор — количество циклов промерзания-оттаивания в течение зимы. Мацуока и Мориваки (Matsuoka & Morigaki, 1992) обнаружили, что в Антарктиде глубина оттаивания должна превышать 7 см, чтобы обеспечить пучение на следующую ночь. Частичное оттаивание до менее 10 см в Японских Альпах предотвращает вздымание при повторном промерзании (Matsuoka, 1996). Фактическая температура, достигнутая во время промерзания, плохо коррелирует с размерами игольчатого льда.

8.3.1.3. Гелифлюкция

Андерссон (Andersson, 1906, стр. 95) ввёл термин **солифлюкция** (*solifluction*) для насыщенных водой отложений, медленно стекающих по склону вниз на Фолклендских островах. Таким образом, он относится ко всем медленным потокам поверхностных отложений на устойчивой основе, хотя Френч (French, 2013) использует его для описания разнообразных движений на склоне именно в холодном климате. Уошборн (Washburn, 1979) предложил термин **гелифлюкция** (*gelifluction*) для течения материала на мёрзлом основании, чтобы отделить его протекающего по немёрзлomu, относительно непроницаемому слою отложений или скальному основанию. Таким образом, гелифлюкция представляет собой особый вид солифлюкции, где мёрзлый слой подстилает медленно движущийся поток материала, и в настоящей работе мы придерживаемся этого разделения (рисунок 8.3, В).

Русское название «**гелифлюкция**» может, по-видимому, иметь альтернативу в виде «**желифлюкции**», по аналогии с гораздо более ранее введённым в научную литературу и широко используемым термином «**конжеляционный лёд**» (Шумский, 1955), или **гидрогенный лёд**, то есть образованный непосредственно из водной фазы, а не, например, путём перекристаллизации снега, — того же иностранного происхождения от *gelation*, т. е. **гелеобразования**, затвердевания при замерзании. Однако «гелифлюкция» уже получила некоторое

распространение, совпадает по написанию с «гель» и, вероятно, предпочтительнее. Таким образом, «гелифлюкция» — течение геля или желе.



Рис. 8.4. Гелифлюкция (светлый цвет) по мёрзлым отложениям на высоте 4700 м над уровнем моря на северных склонах Куньлунь Шань (Kunlun Shan), Китай. © S. A. Harris

В России 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. Harris *et al.* (2003) провели экспериментальное моделирование разного масштаба на центрифуге, предназначенного для имитации гелифлюкции, связанной с оттаиванием. Несмотря на разницу в масштабе, они дали практически те же результаты. Поэтому они пришли к неожиданному выводу, что

движение носило скорее упругопластический характер, чем являлось зависящим от времени явлением, контролируемым вязкостью. В лабораторных исследованиях было обнаружено небольшое (упругое) восстановление деформации (Rudram, 1994), но оно было на порядок меньше, чем движение за счёт гелифлюкции.

Гелифлюкция вызвана оттаиванием поверхности с увлажнением за счёт тающего снега на горных склонах на высоте около 4800 м в Куньлунь Шань (рис. 8.4). В этом районе очень мало снегопадов, и в основном они выпадают летом. В течение летних дней тонкий снежный покров оттаивает, а талая вода насыщает льдистый слой до глубины около 2–5 см. Этого количества воды достаточно, чтобы вызвать медленный поток поверхностных отложений длиной до 2,5 м, прежде чем движение прекратится, образуя небольшие, низкие выступы на склоне. Это результат одностороннего оттаивания тонкого поверхностного слоя отложений после каждого незначительного снегопада в летнее время. Среднее годовое движение вниз по склону материала оценивается в 30 см/год на высоте 4750 м по сравнению с примерно 3 см/год на 4650 м. В Памир-Алтайском регионе и Тянь-Шане Казахстана нижняя граница гелифлюкции находится на высотах между 2500 м на севере и 3800 м на юге (Горбунов и Северский, 1999). На высоте 900–1400 м она может формировать **каменные потоки (block streams)**, **гелифлюкционные покровы (gelifluction sheets)** и **альтупланиационные террасы (altiplanation terraces)**. **Альтупланиация (altiplanation)** — выравнивание рельефа в горах вследствие совместного действия морозного выветривания, гелифлюкции и нивации. Там, где активный слой глубже, может быть одностороннее или двухстороннее оттаивание (Matsuoka & Hirahawa, 2000). Одностороннее оттаивание приводит к избытку воды, возникающему в поверхностных слоях отложений из-за как тающего снега, так и оттаивающих ледяных шпиров. Это приводит к более глубокому поверхностному потоку, чем на рис. 8.4, что

приводит к изменению величины пучения. Фактический объём потока можно оценить по изгибу гибких труб, хотя это будет только приблизительной оценкой. Поток может течь вокруг гибких труб, поэтому их деформация будет невелика. В случае двустороннего оттаивания концентрация льда над кровлей вечной мерзлоты в основании активного слоя создаёт в этой зоне избыток воды, что приводит к движению всего слоя, так называемому **пробковому течению (plug flow)**, как на рис. 8.3 С. Это было впервые отмечено в вечной мерзлоте Маккеем (Маккау, 1981), хотя измерение деформации гибкими трубами, вероятно, недооценивает величину перемещения.

На некоторых ландшафтах тундры, таких как на полуострове Ямал, глубокое оттаивание активного слоя, обогащённого льдом, может привести к образованию быстрых потоков гелифлюксии, создающим небольшую сеть мелких оврагов и разделяющих растительность на отдельные блоки (рис. 8.5). Борозды, которые иногда называются **делли (delli)** (от нем. Delle — углубление), достигают в среднем 1–2 м, но увеличиваются до 2–3 м в ширину на нижних склонах. Овраги покрываются гидрофильной растительностью.

Делли не обязательно являются результатом **гелифлюксии**, так называют вообще плоскодонные, часто безрусловые ложбины стока, по которым происходит плоскостной смыв и гравитационное перемещение материала, в том числе и вне области вечной мерзлоты.



Рис. 8.5. Быстрая гелифлюксия в льдистых пылеватых отложениях, рассекающая тундровую растительность на полуострове Ямал. Она обычно развивается на склонах с углом 5–20 с активным слоем 0,4–1,0 м. © А. Губарьков

8.3.1.4. Вклад других, похожих на крип процессов в перемещение отложений вниз по склону

Верхний слой отложений, который оттаивает летом, подвергается другим воздействиям, вызывающим движение вниз по склону. Если наблюдения осуществляются только раз в год, вклад других процессов будут включён в общее перемещение. Только при непрерывном мониторинге величины перемещения с высокой частотой можно дифференцировать вклад отдельных процессов.

Примеры перемещений, не связанных с криогенными процессами, включают изменения в ответ на движение животных, сильные атмосферные осадки и изменения относительной влажности воздуха в грунте. На рисунках 8.6 и 8.7 показаны данные о последствиях последних двух, измеренных на склоне, обращённом к югу, в Кананаскисе, Альберта (Harris, 1973). Это, по существу, небольшие суточные перемещения отложений, которые усложняют общее движение вниз по склону. Эти процессы ответственны за движение вниз по склону, наблюдаемое в жарких засушливых регионах, таких как, например, Израиль, но они могут также способствовать перемещению на поверхности незамёрзшего активного слоя летом в более холодных климатах. Кроме того, сильное выпадение осадков и поверхностный поток дождевой воды могут добавиться к движению вниз по склону во влажных условиях. Перемещение диких животных и домашнего скота также иногда создаёт проблему. В результате многочисленные исследования среднего ежегодного движения вниз по склону не всегда несут достоверную информацию о величине вклада каждого отдельного процесса в большинстве случаев. Кроме того, большинство измерений проводятся для определения скорости движения в ситуациях, когда движение вниз по склону очевидно, например, в случае наличия на склоне террас. Движение на других склонах редко измеряется.

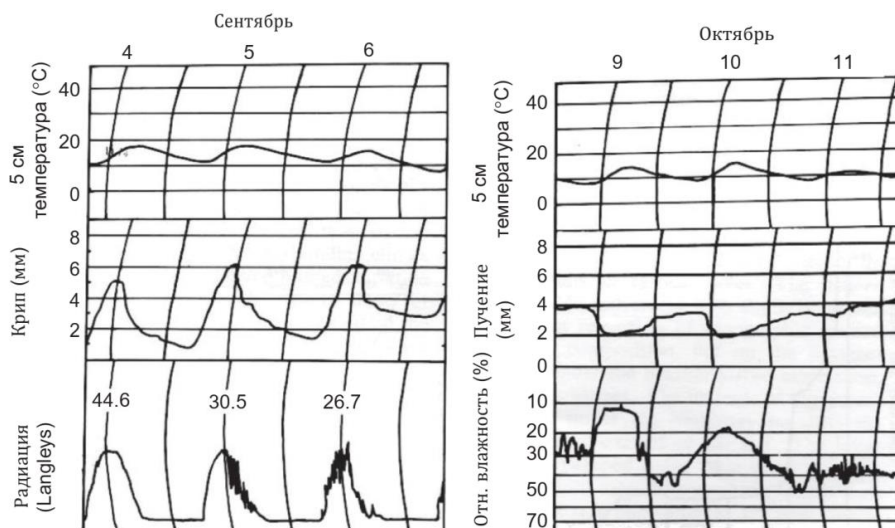


Рис. 8.6. Свидетельства термогенного и, вероятно, гидрогенного крипа, вызванного суточными колебаниями температуры и влажности отложений в Кананаскисе, Альберта (по Harris, 1973, Рис. 3). Пучение означает вертикальное движение поверхности, которое в данном случае не является морозным пучением

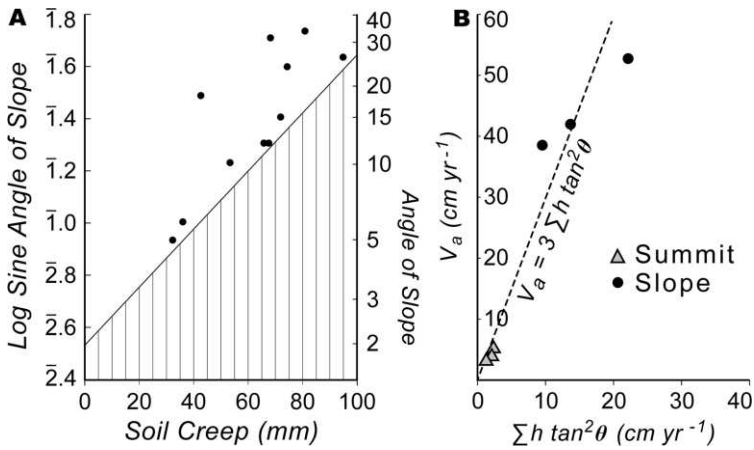


Рис. 8.7. А: Перемещение, зафиксированное на измерительных станциях, расположенных случайным образом на южном склоне горы Харт, Кананаскис. В: Перемещения вниз (V_s) в см в год (cm yr^{-1}), измеренные в Японских Альпах. Из Harris (1973, рис. 1, В) и Matsuoka (1998, рис. 9, В) соответственно. Угол склона (angle of slope), крип отложений (soil creep), вершина (summit), склон (slope)

Higashi & Corte (1971) показали в лабораторном эксперименте, что перемещение поверхности отложений пропорционально второй степени градиента (тангенса) наклона:

$$V_s = C h \tan^2 \theta \quad (8.1)$$

где: V_s — поверхностное смещение; h — величина пучения; C — константа; θ — угол наклона.



Рис. 8.8. Задернованная терраса на перевале Рэт, шоссе Демпстер на границе Юкона, Канада. Обратите внимание на поверхность уступа. © S. A. Harris

Мацуока (Matsuoka, 1998) получил аналогичную связь между наклоном и движением вниз в Японских Альпах (рис. 8.7В). Когда было проведено исследование движения вниз по случайно выбранным участкам на склоне в Кананаскисе, Альберта, результаты дали значительный разброс, но в целом движение пропорционально логарифму синуса угла наклона (рис. 8.7А). Однако Maskay & Matthews (1974b) получили результаты, свидетельствующие о том, что на горе Гарибальди смещение вниз по поверхности почти равно величине пучения. Это может быть связано с **пробочным течением (plug flow)**, как было отмечено в Matsuoka (2001b, стр. 111, рис. 2d).

Как отмечалось ранее, Eicheletal. (2013, 2015a, 2015b) подчеркивает важность пионерских видов растений, таких как *Dryas octopetala*, при изменении склоновых процессов от плоскостной эрозии до процессов солифлюкции / гелифлюкции.

8.3.2. Формы рельефа, образующиеся криогенными медленными потоками в гумидных областях

Медленные потоки изменяют отложения на склонах во влажных районах и образуют целый спектр различных форм рельефа (Matsuoka, 2001b, рис. 14). Поскольку крип за счёт игольчатого льда приводит лишь к мелким движениям отложений, он может создавать только небольшие уступы. Морозное пучение перемещает больший объем отложений вниз, но с меньшей скоростью. Это может способствовать образованию как небольших выступов, так и крупных форм. Процесс, который в значительной степени определяет формы рельефа — гелифлюкция, когда она происходит в больших масштабах каждый год. Конечным результатом является развитие выступов в альпийских областях, которые могут иметь форму языка (рисунок 8.8) или террас (гелифлюкционные террасы), которые более или менее параллельны изолиниям, как на рисунке 8.1. Фронты уступов могут иметь высоту от 0,2 до 2,0 м. Если уступы имеют закрытый растительный покров, их называют **задернованными террасами или уступами (turf-banked terraces or lobes)**, в противоположность **каменистым террасам или уступам (stone-banked terraces or lobes)**, которые состоят в основном из различных крупных отложений. Задернованные террасы встречаются на склонах луговых тундр, тогда как каменные террасы в основном формируются в полярных пустынях, лишённых растительности или там, где есть большое количество валунов, которые, как правило, нагромождаются вблизи уступа. В обоих случаях поверхностные слои движутся быстрее, чем выступающие отложения, что приводит к опрокидыванию и перестройке строения отложений. Отложения на остальной части склона движутся медленнее (Benedict, 1970, 1976). В результате органический слой перед выступом перекрывается, так что скорость перемещения может быть определена путём выкапывания траншеи в передней части выступа и радиоуглеродного датирования захороненного органического вещества, собранного с разных расстояний от передней части выступа. Costin *et al.* (1967) впервые приводил радиоуглеродные датировки погребённой древесины в Снежных горах Австралии, свидетельствующих о перигляциальной активности между 3000 и 1500 годами В. Р. Дентон и Карлен (Denton & Karlén, 1973) использовали эту методику для определения возможных всемирных холодных событий до времени, по крайней мере, до 3000 лет назад.

Длительные средние темпы перемещения в холодных частях Северного полушария колеблются от 0,6 до 3,5 мм в год, за исключением случаев, когда происходит насыщение и глубокое промерзание в период осени. В таких условиях Бенедикт (Benedict, 1976) измерял скорости до 24,4 мм в год в течение коротких

периодов времени. Были обнаружены образцы возрастом 6850 лет, согласно данным радиоуглеродного датирования, по-видимому, представляющие ранние холодные события на горе Чавагль в Швейцарском национальном парке (Furrer & Bachmann, 1972).

Задернованные террасы также широко распространены в тундре в Воркутинском районе Европейской России на склонах до 30°. Дальше на юг признаки гелифлюкции встречаются редко из-за гораздо более густого растительного покрова и глубокого активного слоя. Содержание льда в активном слое там также ниже.

Спектр действующих процессов зависит от микроландшафта. Бенедикт (Benedict, 1976) нашёл, что средняя скорость движения составляет 3,7 мм в год на активных каменистых террасах в Колорадо и почти полностью вызвана морозным крипом. Прилегающий грунт у передней части выступа двигался только на 1,2 мм в год. Тем не менее, радиоуглеродная датировка, полученная из захороненных органических остатков, указывает на то, что они являются относительно древними формами рельефа, и неясно, развиваются ли они активно сегодня. Такие формы были найдены в Колорадо (Benedict, 1970, 1976), Австралии (Costinetal., 1967), Новой Зеландии, Шпицбергене (Åkerman, 1973, 1980; Rapp, 1960; Rapp & Åkermann, 1993), Аляске (Everett, 1966; Brown, 1969), Скандинавии (S. Harris, 1972), Юконе (Price, 1973, 1991), Альберте (Smith, 1987, 1988, 1992); Швейцарии (Matsuoka, 2001; Dreibing & Eichel, 2016) и, конечно, России.

В низинах эквивалентными формами рельефа являются задернованные или каменистые террасы. Существует непрерывный ряд форм между уступами и террасами, и Harris (1989) и Matsuoka (2001) обсуждают задействованные механизмы. Dreibing и Eichel опубликовали исследование, показывающее сложность процессов (строение отложений, тепловые условия и растительность) в развитии задернованных террас на неогляциальной морене, и предполагают, что может существовать определенный цикл развития. Одна из крупнейших гелифлюкционных форм рельефа находится в альпийских условиях, по-видимому, на северном склоне Куньлунь Шаня, Китай, на высоте от 4800 до 4650 м (Harris *et al.*, 1998b). Она простирается в латеральном направлении на 1,6 км вдоль края горы и имеет 16 языков, движущимся вниз по речным долинам в сторону главной долины (рис. 8.9). В отличие от горных ледников (см. Главу 9), её нижняя граница (рис. 8.10) состоит из изолированных валунов, движущихся вниз по склону в виде горного потока. Однако основная часть отложений состоит из плохо сортированной супеси с 10% валунов, вероятно, сформировавшейся в более тёплых климатических условиях, возможно, в течение последних нескольких миллионов лет. Средний наклон составляет около 19°. Средняя годовая температура воздуха составляет от -7 до -5 °С, а среднегодовое количество осадков менее 300 мм в год. Растения распространяют свои корни вниз по склону, чтобы сохраняться в движущихся отложениях (см. Рис. 8.12).

Там, где крупный валун примерзает к подстилающей вечной мерзлоте, он действует как барьер, временно препятствующий гелифлюкции (рис. 8.11). Поэтому такие валуны называются **тормозящими валунами (braking blocks)**. В тех случаях, когда крупные блоки породы находятся в активном слое, испытывающем промерзание, пучение, а также гелифлюкцию, они имеют тенденцию двигаться вниз, выталкивая отложения впереди себя (Tufnell, 1996; см. Ссылки в Reid & Nesje, 1988). Эти **пашущие валуны (ploughing blocks)** оставляют углубление на поверхности позади них (рис. 8.12) и имеют груды отложений спереди. Они довольно распространены на горных склонах, где поверхностные отложения подстилаются вечной мерзлотой (например, Reid & Nesje, 1988).



Рис. 8.9. Гelifлюкционные отложения (светлая область) на северных склонах Куньлунь Шаня, к западу от шоссе Голмуд-Лхаса, Китай (Harris *et al.*, 1998)



Рис. 8.10. Нижняя граница одного из гelifлюкционных языков в Куньлунь Шане, Китай. © S. A. Harris



Рис. 8.11. Большой камень примёрз к подстилающей вечной мерзлоте и препятствует течению поверхностного активного слоя. © S. A. Harris



Рис. 8.12. Удлинение скрытого корня растения (*Saussura* sp.) на гелифлюкционном склоне на высоте 4760 м, Куньлунь Шань, Китай. © S. A. Harris



Рис. 8.13. Пашущий валун (ploughing block) в оттаивающем снеге, район Ски Мармот, Джаспер. © S. A. Harris

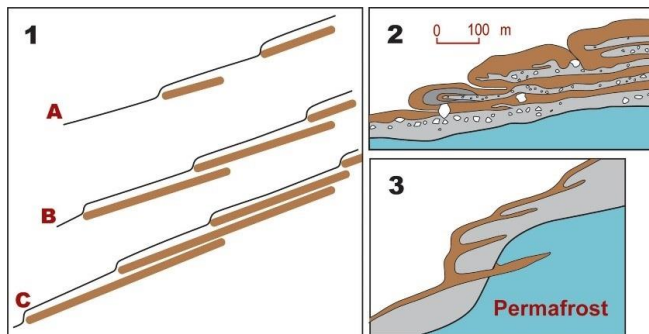


Рис. 8.14. 1, Схема возникновения множественных захороненных органических слоёв в гелифлюкционных террасах. 2, Поперечный разрез задернованных террас в Северо-Восточной Сибири (Савельев, 1962, 1962b). 3, Вечная мерзлота (permafrost), перемещающаяся в нижние слоистые слои гелифлюкционных отложений

Пашущие валуны (ploughing blocks) следует, по-видимому, отличать от так называемых **движущихся камней (sailing stones)**, наблюдающихся, например, в Долине Смерти в США и других местах. Движущиеся камни медленно двигаются по глинистой поверхности высохшего озера, оставляя длинные следы. Долгое время их движение не находило объяснения, порождая множество суеверий. Затем была выдвинута гипотеза, что они скользят по глине за счёт действия ветра, но в последнее время считается, что определенную роль играет формирующийся на поверхности лёд. Лёд образуется на тонком слое воды, периодически появляющемся на высохшем озере, и плавает на нем, помогая вмёрзшему камню передвигаться под действием ветра.

Большинство террас и выступов, рассмотренных выше, находятся в районах, которые подвергались оледенению, так что у них было ограниченное время для развития. В районах, где оледенения не было, например, в Сибири, они значительно лучше развиты. Там мы находим несколько слоёв захороненной органической почвы, возникающих в результате перемещения гелифлюкционных террас. На рис. 8.14.1 схематически показано образование этих слоёв с течением времени. Для упрощения чертежа кровля вечной мерзлоты опущена. На рис. 8.14.2 показан профиль с заглублёнными слоями органического дёрна из Бельских гор, Северо-Восточная Сибирь (Савельев, 1962а, 1962б). В этом случае активный слой имеет глубину более 160 см. В холодном климате вечная мерзлота поднимается в захороненные органические слои по мере накопления отложений (рис. 8.14.3).

В России гелифлюкционные формы рельефа широко распространены в горных районах Таймырского полуострова, несмотря на маломощный (0,4–0,8 м) активный слой (Ророн *et al.*, 1985). Они состоят из водонасыщенных рыхлых продуктов выветривания, движущихся по склонам 3–4°. В долине р. Лены гелифлюкция затрагивает несколько тысяч квадратных метров вдоль берегов и на террасах (Gravis, 1969). В северной части Новой Земли гелифлюкция развивается перед ледниками на льдистых моренах (Kolomyts, 1976). Гелифлюкция также встречается на низменных Медвежьих островах (Савичев, 1962), на мысе Шмидта (Втюрин, 1975) и на горах, окружающих Анадырскую низменность, на Югорском полуострове и на полуострове Ямал.

8.3.3. Формы рельефа, формирующиеся криогенным крипом в аридных регионах

Формы рельефа в засушливых районах отличаются от форм рельефа во влажных районах. Реки долин и террас редки, и горы резко поднимаются с равнин. Идеи об этих формах рельефа относятся к началу 20-го века, когда геоморфологи и геологи изучали пустыни засушливого юго-запада Соединенных Штатов. Пологие равнины (склон 0,0–6,0°), простирающиеся от гор до плайевых озер, заставили Толмена (Tolman, 1909) ввести для них испанский термин **бахада или баяда (bahada or bajada)**, отметив, что они состоят из отложений, принесённых с гор и распределённых по депрессиям в ландшафте. Кирк Брайан (Kirk Bryan, 1922) отметил, что на самом деле некоторые из этих поверхностей у подножия гор состоят из тонкого горизонта гравия над коренными породами. Эти формы он назвал **фронтонами (pediments)**. Эта терминология широко применяется после публикации статьи Блэквелдера (Blackwelder, 1931), который отметил, что те же особенности имеются в других местах полупустынь и пустынь,

например, в Монголии. На рис. 8.15А показан пример северной окраины бассейна Кайдама, восточнее Голмуда, Китай.

Эти формы присутствуют в холодных, засушливых районах, таких как Цинхай-Тибетское плато, которое состоит из больших по площади бассейнов на высоте от 4500 до 5000 м, из которых растут высокие горы, такие как хребет Танггула. Наблюдается заметное изменение наклона у подножия гор (рис. 8.15С), а пологие бассейны простираются на многие десятки километров между отдельными хребтами. Теперь становится ясно, что этот тип ландшафта распространён далеко на запад через Тибет в Памир. Горы подстилаются сплошной вечной мерзлотой, а на плоских поверхностях плато распространена прерывистая вечная мерзлота. Климатическое потепление увеличивает количество термокарстовых озёр. К сожалению, немного известно о медленных процессах криогенного крипа, которые могут возникать в этих условиях, но морозное пучение и гелифлюкция почти наверняка происходят. Баланс между плоскостным смывом в редких случаях, когда идёт дождь, и характером процессов оползания сегодня неизвестен.

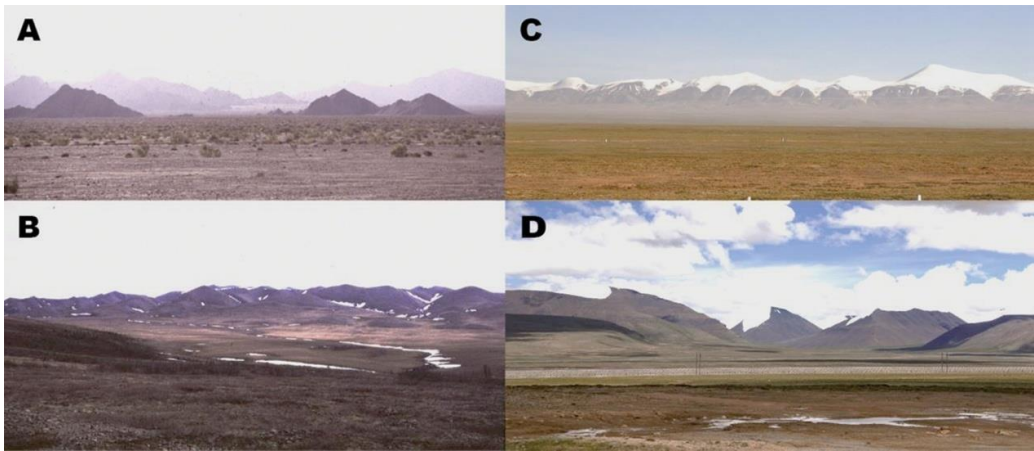


Рис. 8.15. Фронтоны и бахады (см. в тексте): А. На северной стороне бассейна Кайдам (Qaidam Basin), восточнее Голмуда (Golmud), Китай (полупустыня без вечной мерзлоты); В. в горах Ричардсон, Юкон (Richardson Mountains, Yukon), Канада (сплошная вечная мерзлота); С. На плато Цинхай-Тибет (Qinghai-Tibet Plateau), с видом на горы Куньлунь (Kunlun Mountains) (сплошная вечная мерзлота, 4700 м); D. Южный выход из перевала Куньлунь (сплошная вечная мерзлота, 4800 м). © S. A. Harris

Несомненно, они изменились с изменением климата в течение последних 130 000 лет, так как область поднималась со скоростью с. 10 мм/год, пока не достигла достаточной высоты, чтобы развивалась многолетняя мерзлота. Вполне вероятно, что ландшафт первоначально формировался в более тёплых условиях, но процессы изменились из-за более холодного климата.

Атмосферные осадки обычно возрастают с высотой, так что на самых высоких горах и на их склонах развиты ледники. Ниже зоны ледников находится зона, где активно развивается гелифлюкция, при наличии тонкодисперсных отложений. Гелифлюкционные отложения на северном склоне хребта Куньлунь нами описаны выше. Гелифлюкция там более активна, чем в долинах на высокогорных склонах Килианского хребта (Qilian Range), к северу от бассейна Тарима (Tarim Basin), где

есть тонкодисперсные отложения (рис. 8.15). Потеря отложений из-за гелифлюксии приводит к тому, что появляются скалистые выступы — **торы (tors)** вблизи вершин хребтов (рис. 8.16). Торы — относительно невысокие выступы коренных пород, часто округлой формы. Подобные формы рельефа можно увидеть в других местах полузасушливых районов Средней Азии.

Криопланация (cryoplanation) — процесс образования ступенчатых или скошенных поверхностей в скальных породах в холодном климате (Eakin, 1916; Dylík, 1957; Demek, 1968, 1969a, 1969b, Péwé, 1970; French, 1976, pp. 155–166, 2016, Washburn, 1979, pp. 237–243). Первоначально называвшиеся **альтипланационные террасы (altiplanation terraces)** (Eakin, 1916), эти **криопланационные террасы (cryoplanation terraces)**, или, как их ещё называют, **гольцовые террасы (goletz terraces)** были описаны в Сибири в качестве форм, образованных из коренных пород. Российские геологи предложили механизм образования этих плоских поверхностей, словно вырубленных в коренных породах (Boch & Krasnov, 1943), на основе террас, наблюдаемых вдоль Урала. Механизм включал в себя гелифлюкцию, перемещающую отложения на более высокой поверхности, крутой обрыв с падением материала на следующую поверхность, с последующими повторениями вплоть до дна долины (рис. 8.17). Предполагалось, что исходная поверхность была структурным уступом, и эта модель была распространена в европейской литературе, а сам процесс назывался криопланацией (Waters, 1962; Richter, et al., 1963; Demek, 1964, 1968, 1969a, Czudek & Demek, 1973; Czudek, 1990). Снежные сугробы, как полагали, формировались у обрывов и при оттаивании вызывали эрозию и отступление склона. Таким образом, нижние обрывы постепенно разрушают более высокие. Demek (1969) рассматривал **криопланационные террасы** как развивающиеся в континентальных полузасушливых **перигляциальных условиях (periglacial environments)**, т. е. характерные для территорий, прилегающих к ледникам, в то время как Reger & Péwé (1976) считают, что они требуют вечной мерзлоты для своего образования.

Поверхности, соответствующие криопланационным террасам, встречаются на Аляске и северном Юконе (Cairnes, 1912, Eakin, 1916; Reger & Péwé, 1976; French et al., 1983; Priesnitz & Schunke, 1983; Priesnitz, 1988; French, 2016). Главный вопрос — их возраст. Конечно, они секут пласты коренных пород (рис. 8.15B), но Френч (French, 1976, 2013) поднимает вопрос о возрасте и условиях их образования, поскольку они, должно быть, развивались в течение нескольких циклов климатических изменений. Пока не будут проведены адекватные измерения скорости процессов, которые в настоящее время развиваются в изменяющихся северных ландшафтах, их происхождение не доказано. Поверхностные отложения в таких условиях обычно представляют собой супеси, суглинки и водонасыщенные глины, и движение их по склону происходит в течение всего лета.

8.4. БЫСТРЫЕ КРИОГЕННЫЕ ПОТОКИ

Крупномасштабные быстрые потоки, такие как **обломочные потоки (сели) (debris flows)**, встречаются в условиях, когда происходит накопление отложений на склоне, который периодически насыщается водой, обычно после сильных дождей. Крутые склоны долин, образованные ледниками, особенно уязвимы. **Снежные и «слякотные» (водно-снежные) лавины (snow and slush avalanches)** и **срывы и сплывы активного слоя (active layer detachment failures and slides)** будут рассматриваться отдельно (см. ниже), так как они связаны как с течением, так и со скольжением.



Рис. 8.16. Торы, обнажающиеся по мере развития гелифлюксии, перемещающей почвы и выветриваемые скальные породы вниз к поверхности фронтонов, перевал Норз Форк, Юкон. © S. A. Harris



Рис. 8.17 Альтипланационные поверхности — криопланационные террасы в Боундари, Юкон. © S. A. Harris

8.4.1. Криогенные обломочные потоки (сели)

Обломочный поток, или **сель** (*debris flow*) — процесс внезапного, быстрого течения обломков горных пород по склону с формированием конуса выноса у основания склона. Его также можно называть **грязевым потоком** (*mudflow*), если материал мелкозернистый. Хотя большинство исследований обломочных потоков (селей) было проведено в районах вне зоны распространения многолетнемерзлых пород, они часто встречаются в криолитозоне. Конуса выноса селей могут быть легко идентифицированы на основе их бугристой формы поверхностями и состава из плотных, несортированных обломков горных пород.

На аэрофотоснимках можно легко увидеть такие отложения. Многочисленные конуса выноса селей рода находятся вдоль долины реки Слимс к югу от озера Клуан, Юкон (Harris & Gustafson, 1988, 1993). Любопытно, что эти формы рельефа не часто описываются в других регионах с вечной мерзлотой, но они хорошо развиты в прибрежных хребтах и Скалистых горах северной части североамериканских Кордильер. Они также известны во французских Альпах (Van Stein *et al.*, 1988) и Австрийском Тироле (Aulitzky, 1970), а также распространены в России (рис. 8.18).



Рис. 8.18. Грязевой поток (mudflow) в Центральной Якутии, Россия, где они встречаются на склонах от 15–30 °. © А. Брушков



Рис. 8.19. Зарождающиеся криогенные обломочные потоки (сели), возникающие в результате таяния вечной мерзлоты, Саммит-Лейк-Пасс, шоссе Аляска, Британская Колумбия, после повышения среднегодовой температуры воздуха на примерно 6 °С. © S. A. Harris

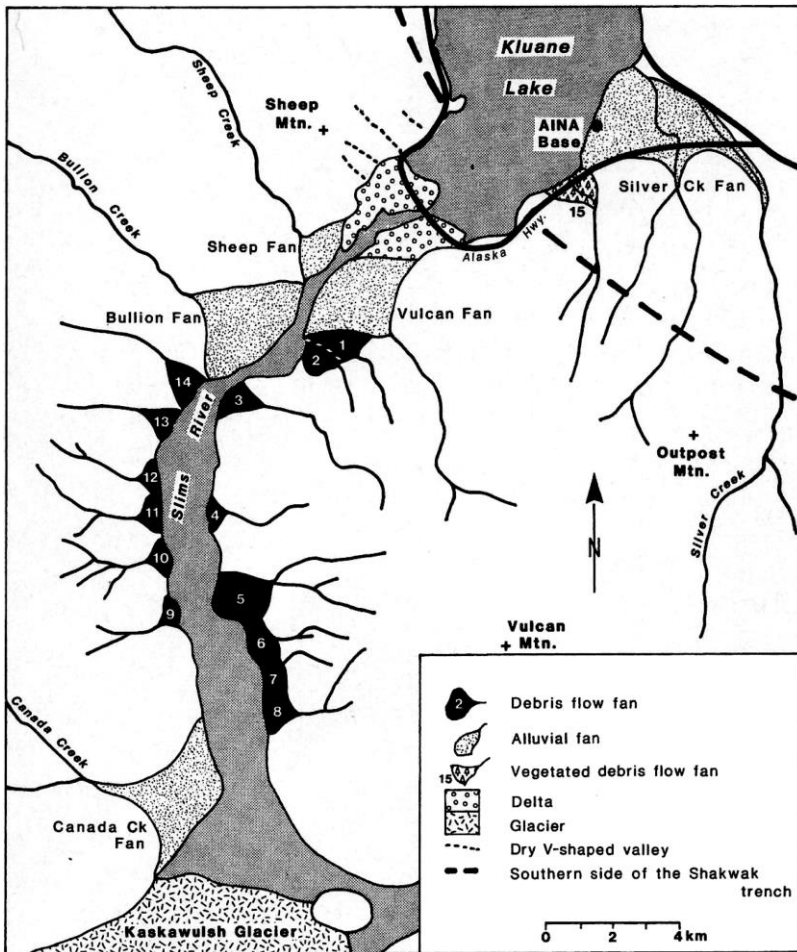


Рис. 8.20. Конуса выноса обломочных потоков (селей) в долине реки Слимс, Национальный парк Клуан, Юкон. Из Harris & Gustafson (1993, Рис. 2): селевой конус выноса (debris flow fan), аллювиальный конус выноса (alluvial fan), селевой конус выноса с растительным покровом (vegetated debris flow fan), дельта (delta), ледник (glacier), сухая V-образная долина (dry V-shaped valley), южное крыло разлома Шаквак (southern side of the Shakwak trench)

В горах юго-западного Юкона можно встретить последовательное развитие склоновых процессов от **ретрогрессивных оплывин при оттаивании (retrogressive thaw slumps)** (см. ниже) до обломочных потоков и развития речных долин в молодых, покрытых ледниками хребтах (Harris & Gustafson, 1993). Ранние этапы развития долины с обломочными потоками наблюдаются вдоль южной стороны перевала Саммит-Лейк, в 100 км к западу от Форты Нельсона (рис. 8.19). Там быстрое повышение среднегодовой температуры воздуха на 5,8 °C за десять лет (Harris, 2007, 2009) вызвало оттаивание вечной мерзлоты, что привело к образованию овражных селевых потоков по крутым склонам перевала в ледниковых отложениях.

Вдоль долины реки Слимс таяние вечной мерзлоты в крутых стенках боковых долин приводит к появлению многочисленных обломочных потоков и связанных



Рис. 8.21. Аэрофотоизображение конуса выноса обломочного потока Вулкан в долине реки Слимс. © S. A. Harris

с ними конусов выноса (рис. 8.20). Типичным примером долины обломочного потока является долина Вулкан (рис. 8.21), где оттаивание вечной мерзлоты приносит обломки пород и воду в область накопления, и этот процесс иногда усиливается атмосферными осадками. Время возникновения селей на близлежащем зрелом конусе выноса Шип Моунтейн составляло примерно один раз в 150 лет (Harris & McDermid, 1998). Оценка была основана на восьми селевых событиях с момента осадения пепла Белой реки примерно 1220 лет назад. Мощность отложений, формирующихся в конусе выноса, составляет около 5 м для каждого селевого события, по сравнению с до примерно 30 см для очень частых селевых потоков на молодом конусе выноса Вулкан.

Конус выноса обломочного потока Вулкан типичен для молодого, очень активного криогенного селя (Harris & Gustafson, 1993). На рис. 8.22 показаны изменения вдоль долины.

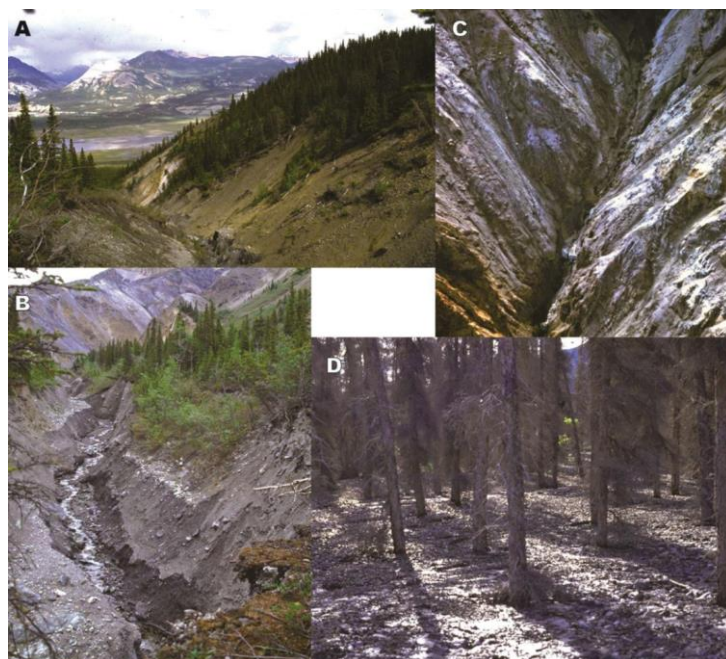


Рис. 8.22. Фотографии конуса выноса обломочного потока, показывающие: А. нижнюю часть зоны накопления выше сужения; В. накопление материала вдоль боковых сторон сужения; С. верхняя часть зоны накопления; D. отложения в основании мёртвых елей

Верхняя часть долины V-образная с 20-градусными склонами, врезающимися в льдонасыщенные отложения с незначительным растительным покровом (рис. 8.22 С). Оттаивание льда позволяет большому объёму отложений накапливаться над узким, более крутым участком (рис. 8.22А). Когда отложения в верхнем бассейне становятся достаточно увлажненным из-за дождей, таяния снега и вечной мерзлоты, они теряют сцепление и быстро текут через сужение в ущелье ниже (рис. 8.22В), вытекая на нижний этаж долины, чтобы сформировать конус выноса обломочного потока. Содержание воды в конусе выноса Вулкан колебалось от 22 до 27 %, то есть оно превышало полную влагоемкость отложений (число пластичности 3 %).

Селевые события, как правило, происходят в периоды жаркой погоды и осадков (рис. 8.23). В других случаях вдоль одной и той же долины отложения формируются в результате морозного выветривания, разрушающего породы в отвесной стенке над областью накопления, например, в случае обломочного потока у Шип Крик.

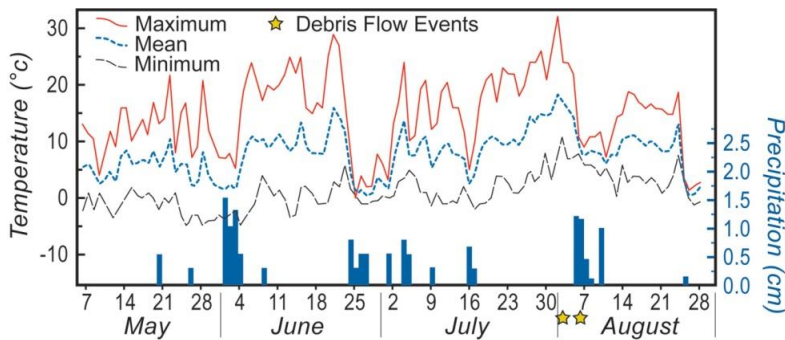


Рис. 8.23. Движения обломочных потоков (селей) на конусе выноса Вулкана в 1984 году. Колонки указывают на случаи выпадения осадков. Harris & Gustafson (1993, рис. 4): температура (temperature), атмосферные осадки (precipitation), май (may), июнь (june), июль (july), август (august), максимум (maximum), среднее значение (mean), минимум (minimum), селевые события (debris flow events)

Таблица 8.3. Характеристики пяти обломочных потоков (селей), наблюдаемых на конусе выноса Вулкан в 1994–95. Из Harris & Gustafson (1993, Табл. 4)

	Объём	Мощность конуса выноса	Вязкость	Средняя скорость	Максимальный сток	Влажность, %	Твердая составляющая, %
Дата селевого события	(M^3)	(см)	(пуаз)	($m\cdot c^{-1}$)	($M^3 c^{-1}$)	(W_w/W_s)	(W_s/W_t)
23 мая 1984	18	1–5	344	–	–	22,4–27,6	78,4–81,7
3 августа 1984	37,5	1–5	–	–	–	22,6	81,4
7 августа 1984	6000	15	8228	5,0–6,3	21–36	–	–
август 1984	5250	1–30	–	–	–	–	–
6 мая 1985	0,375	–	1185	–	–	–	–

где W_s — вес минеральных частиц; W_w — вес воды; W_t — вес влажных отложений

Скорость движения была измерена до 6,3 м/с для обломочного потока Вулкан (таблица 8.3), но более высокие скорости до 14–17 м/с были зарегистрированы для событий в Австрийском Тироле (Aulitzky, 1970). Овраги селевых потоков

в Шип Крик проходят от верхнего бассейна, заполненного обломками с отвесного склона. Эти отложения имеют более высокую влагоемкость, составляющую в среднем 29 %, что может частично объяснить, почему частота селей там ниже. В таблице 8.3 показаны характеристики пяти потоков, наблюдаемых на конусе выноса Вулкан, для которого часты селевые события (из Harris & Gustafson, 1993). Потоки существенно различались по объему и вязкости, но содержание воды в движущемся потоке было близким. Накопление отложений наблюдалось по склонам узкого ущелья (рис. 8.22В), и их высота показывает размер потока. На выходе из горной теснины обломки разбросаны в виде тонкого слоя, простирающегося на 50–300 м вниз от конуса выноса. Большие камни, как правило, концентрируются вблизи переднего края потока и вдоль боковой насыпи. На конусе выноса камни, как правило, оставались в задней части, как сообщает Шарп (Sharp, 1942). Не было никакой предпочтительной ориентации камней. Действующие процессы на склонах вокруг конуса выноса показаны на рисунке 8.24.

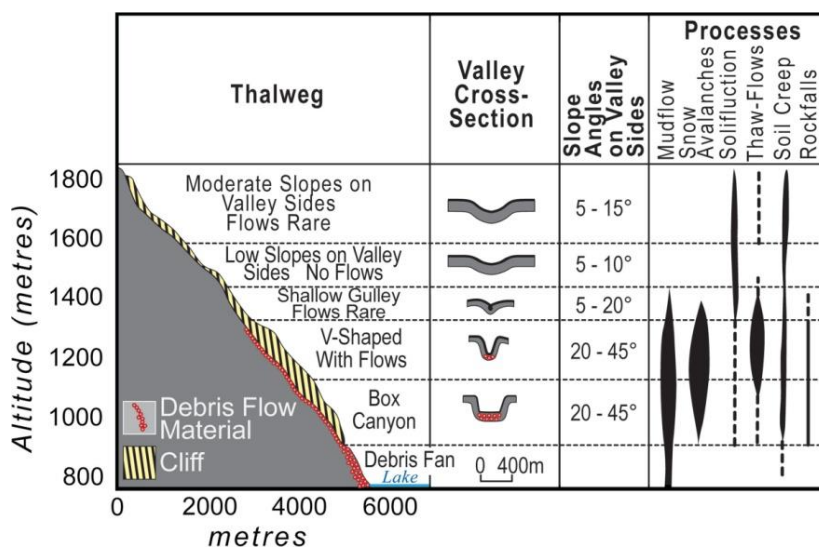


Рис. 8.24. Процессы (processes), действующие вдоль тальвега (thalweg) долины обломочного потока Вулкан (из Harris & Gustafson, 1988, Рис. 4): грязевой поток (mudflow), снежные лавины (snow avalanches), солифлюкция (solifluction), потоки таяния (thaw-flows), крип (soil creep), камнепады (rockfalls), высота (altitude), разрез долины (valley cross-section), углы склона на сторонах долины (slope angles on valley sides), умеренные склоны на сторонах долины, редкие потоки (moderate slopes on valley sides, flows rare), пологие склоны на сторонах долины, потоки отсутствуют (low slopes on valley sides, no flows), мелкий овраг, редкие потоки (shallow gully, flows rare), V-образная с потоками (V-shaped with flows), прямоугольный каньон (box canyon), обломочный конус выноса (debris fan), материал обломочного потока (debris flow material), клиф (cliff)

Результаты лабораторного определения свойств отложений конуса выноса обломочного потока Вулкан продемонстрировали уменьшение плотности с возрастом (рис. 8.25). Деревья, которые находились на пути потока, погибли в течение года (рис. 8.22D), вероятно, из-за того, что отложения обломочного потока сцементировались и не имели крупных пор (рис. 8.25B). Поэтому, вероятно, воздух и атмосферные осадки не могли проникнуть в почву. Постепенно, однако, ростки деревьев появляются на поверхности — примерно через пять лет, и это

обычное явление (Bardsley & Canon, 1930; Finch, 1937; Shroder, 1978). Вечнозелёные растения страдают больше, чем ивы и тополя. Растительность в значительной степени восстановилась на конусе выноса на горе Шип, на которой не было крупных обломочных потоков более 100 лет.

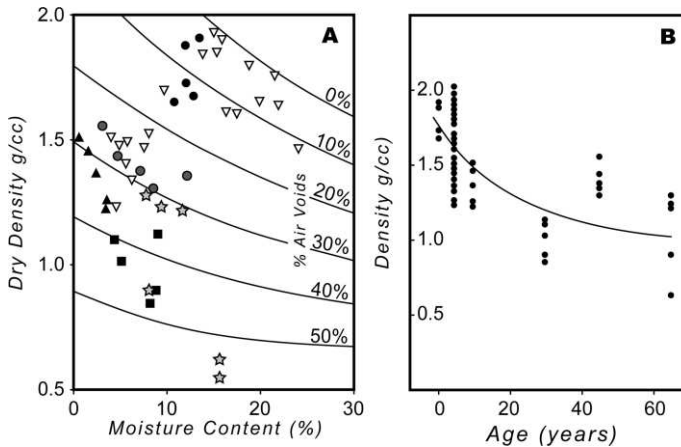


Рис. 8.25. А: Плотность воздушно-сухих отложений (dry density) и влажность (moisture content) отложений конуса выноса разного возраста: черные точки, один год; открытые треугольники, 5 лет; сплошные треугольники, 10 лет; квадраты, 30 лет; звезды, 65 лет. В: Плотность (density) в зависимости от возраста, годы (age, years) для тех же данных с конуса выноса Вулкан (из Harris & Gustafson, 1993, рис. 5 и 6)

Деградация вечной мерзлоты после пожара в 1998 году вызвала многочисленные обломочные потоки вблизи дна долины в бассейне Маршалл Крик в южной части Юкона (рис. 8.26, Huscroft *et al.*, 2004, рис. 8). Аналогично, повышение температуры пород после пожара, вызванного ударом молнии в Инувике в 1968 году, вызвало удвоение мощности активного слоя в течение следующих 20 лет (Маскау, 1995). Обломочные потоки особенно распространены там, где имеются льдистые неконсолидированные отложения. Существует их периодическая активность после добавления достаточного количества воды. Движение происходит в виде волн или импульсов, обычно каждые 2–3 минуты, и продолжается до тех пор, пока не будет исчерпан запас обломочного материала. Образование боковых отложений в виде террас на склонах обусловлено бульдозерным эффектом движущейся массы и потерей воды на краях движущейся массы. Сели способны переносить большие валуны, а в целом отложения селей плохо сортированы. Движение может продолжаться на склонах даже $<2^\circ$.

Сообщалось о том, что обломочные потоки часто встречаются в горах вне криолитозоны в Новой Зеландии (Pierson, 1980), США (Chalmer, 1935; Fryxell & Horberg, 1943; Sharp & Noble, 1953; Currey, 1966, Guy, 1971; Fairchild, 1987), Японии (Takahashi, 1981), России (Niyazov & Degovets, 1975), Скандинавии и Шпицбергене (Rapp, 1985), европейских горах и западной Канаде (Owens, 1972; Naismith & Mercer, 1979; Hungr *et al.*, 1984). Они имеют схожие характеристики с теми, которые встречаются в районах вечной мерзлоты. Основное различие заключается в источнике воды, необходимой для начала движения. Материал селей может состоять из вулканических отложений, например, на горе Сент-Хеленс (St. Helens), или рыхлых неконсолидированных элювиальных и других отложений вблизи вершин гор или холмов. Обломочные потоки (сели) в России, Италии

и Чили иногда возникают непосредственно в русле существующей реки. Вода поднимается, например, из-за выпадения или таяния снега.

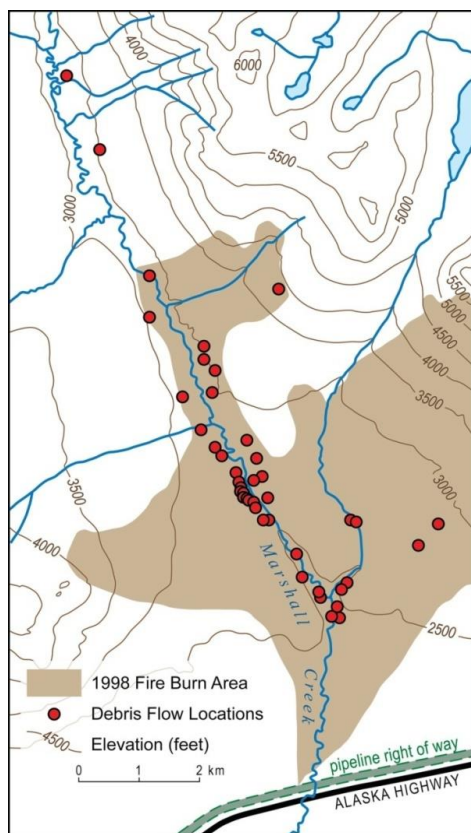


Рис. 8.26. Местоположения обломочных потоков (debris flow locations), которые произошли после пожара 1988 года в бассейне реки Маршалл-Крик, Юкон (из Huscroft *et al.*, 2004, Рис. 8, с изменениями): область пожара 1998 года (1998 fire burn area), высота, футы (elevation, feet), полоса отвода трубопровода (pipeline right of way), Аляскинское шоссе (Alaska highway)



Рис. 8.27. Фильтрующие плотины в качестве защиты от обломочных потоков (селей), Бор-мио, Италия. © S. A. Harris

Защита от обломочных потоков включает использование серии низких плотин, как, например, на дне долины вблизи Бормио (рис. 8.27 и 8.28 С). Другие защитные средства могут включать изогнутые дамбы, выводящие обломочный материал из данной области (рис. 8.28А) ли бетонированные каналы, где материал движется мимо критической части инфраструктуры (рис. 8.28В). Эти два элемента управления также могут использоваться для перенаправления снежных лавин, в то время как так называемые **зубы дракона (dragons teeth)** (рис. 8.28D) можно использовать для остановки снежных лавин.

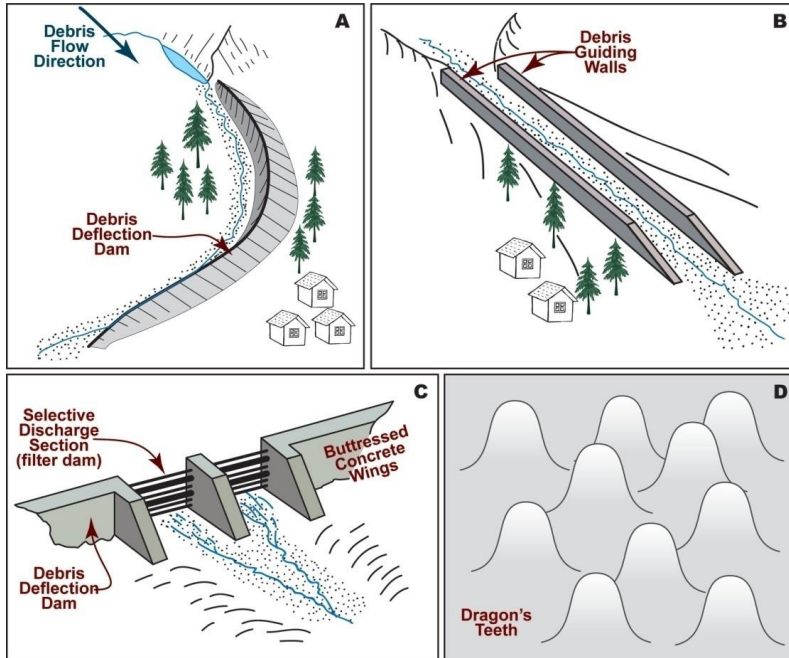


Рис. 8.28. Несколько вариантов защиты от обломочных потоков (селей) и снежных лавин: направление обломочного потока (debris flow direction), отклоняющая обломки дамба (debris deflection dam), выводящие обломки стены (debris guiding walls), избирательно-пропускающая секция, или фильтрующая дамба (selective discharge section, filter dam), подерживающие бетонные крылья (buttressed concrete wings), зубы дракона (dragon's teeth)

8.4.2. Криогенные оползни и оплывины

Оползну (slides) представляют собой явления, при которых часть отложений перемещается вниз по склону на определенном участке, но остается практически неповрежденной, т. е. ее внутреннее строение меняется незначительно. Плоскость движения часто изогнута, и в этом случае они известны как **вращающиеся оползну (rotational slides)**.

В англоязычной литературе оползну также могут называться **landslides** или **rockslides**, в зависимости от материала оползня (**landslide** — оползень из мелкодисперсных отложений, **rockslide** — оползень из крупного материала).

В русских источниках по геокриологии принято разделять **процессы (processes)** и **явления (appearances)**. Это связано с тем, что глазу обычно предстают явления, и не всегда можно с уверенностью сказать, продолжается ли соответствующий процесс, или мы видим лишь его результат, а сам процесс

в настоящее время остановился. Так, например, наблюдаемые на склоне оползни могут развиваться в данный момент, т. е. быть активными, а могут быть формами, образованными в прошлом. Иногда явления также разделяют на активные и неактивные, мёртвые формы. При этом некоторые характеристики явлений прямо указывают на то, являются ли они активными. В настоящей работе процессы и явления явно не разделяются, хотя в контексте такое разделение подразумевается.

В целом процессы и явления на склонах крайне многообразны. Явление, которое состоит из обломков скальных пород, образовавшихся из-за разрушения скалы во время падения вниз, как и соответствующий процесс, называется **обвалом (rockfall)**, или камнепадом. Криогенные формы рельефа, связанные с движением льда или воды по кровле мерзлоты, широко распространены в холодном климате, особенно в зонах оледенений. Макколл и Дэвис (McCull & Davies, 2013) описали случай, когда скала с более высокой плотностью вдоль ледника в Новой Зеландии начала сжимать ледник вдоль части его маршрута.

Хорошо известно, что, когда ледники отступают, обвалы и оползни часто развиваются по высоким склонам ледниковых долин в результате того, что склоны больше не поддерживаются телом ледника. Криогенные оползни также часто образуются на вершинах ледников, особенно после землетрясений. Fischer *et al.* (2013) описали криогенные разрушения склонов Монте-Розы (Monte Rosa) в Швейцарии, что, по-видимому, вызвано повышением среднегодовой температуры воздуха. Нишу и Мацуока (Nishu & Matsuoka, 2012) описали оползень в Японии, который возобновился примерно через шесть лет после его первоначального движения. Результатом развития оползней является эпизодическая, но крупномасштабная эрозия.

Если в оползне имеется более одной плоскости движения, то его также называют **оплывиной (slump)**. В естественном состоянии они могут возникать на любом крутом склоне. Первый этап — это, как правило, развитие разрывов сплошности или трещин в отложениях. Это обычно происходит на более крутых склонах, в частности, в результате речной эрозии, например, вдоль реки Тахини к западу от Уайтхорса, Юкон (Huscroft *et al.*, 2004), и в районах нарушений в результате человеческой деятельности. Факторы, контролирующие оползни, включают геологическое строение, сейсмичность, миграцию речных русел, движение и отступление ледников, экстремальные атмосферные осадки и антропогенное влияние. Они встречаются во всех холмистых и горных районах с вечной мерзлотой. Геология важна, так как она определяет свойства поверхностного материала. В пылеватых и глинистых отложениях, как правило, имеется высокое содержание льда, и поэтому они легко оползают при оттаивании. Поэтому такие криогенные оползни — довольно частое явление. Крупнообломочные отложения также склонны к скольжению вдоль кровли коренных пород. Атмосферные осадки, а также уничтожение растительности путём пожара или вырубki лесов могут спровоцировать скольжение (Evans & Clague, 1989). Осадки и нарушения поверхности приводят к повышению температуры отложений и к более глубокому оттаиванию. Поскольку лёд часто концентрируется у кровли вечной мерзлоты, глубокое оттаивание высвобождает большое количество воды, которое может вызвать скольжение, скатывание или течение. Большинство гор в холодном климате пережили период отступления ледников, поэтому имеют отвесные стенки и являются уязвимыми для обвалов. Кроме того, горы вокруг Арктического бассейна и в некоторых частях Кордильер Северной Америки по-прежнему являются тектонически активными.

Clague (1981) описал большой криогенный обвал в южной части озера Клуан, Юкон. В основании горы Шип залегают многолетнемерзлые породы, а склон крутой, так как он расположен рядом с разломом, обозначающим южную сторону крупной структуры Шаквак. Кроме того, склоны были разрушены эрозией поздних ледников Висконсина.

Оплывины часто распространены на дорожных насыпях, а также на берегах озёр, например, Бивер-Крик, где они наблюдались в сентябре 2006 года, причем они формируются обычно в рыхлых отложениях. Криогенные обвалы происходят в скальных породах.

8.4.3. Сложные криогенные склоновые явления

К ним относятся **снежные и слякотные лавины (snow and slush avalanches)**, **ретрогрессивные оплывины при оттаивании (retrogressive thaw slumps)** и **сплывы активного слоя (active layer detachment slides)** (рис. 8.29). В каждом случае движение начинается как оползень, но развивается в поток, когда происходит движение вниз. Снежные и слякотные лавины встречаются в холодных горных районах, но **ретрогрессивные оплывины при оттаивании** и **сплывы активного слоя** являются уникальными особенностями только районов вечной мерзлоты. Вместе эти последние два типа склоновых процесса вызывают более интенсивную эрозию, особенно в периоды потепления климата, чем характерна для любого другого геоморфологического процесса, действующего в районах вечной мерзлоты. Они образуются в результате понижения прочности на сдвиг, и это особенно характерно для отложений с высоким содержанием глинистых и пылеватых частиц, а также с большим количеством сегрегационного льда. Эти явления имеют место, когда условия окружающей среды способствуют высокому содержанию влаги, превышающему полную влагоёмкость в талом состоянии. В отложениях с высоким содержанием глинистых частиц переувлажнение может привести также и к селевым потокам.

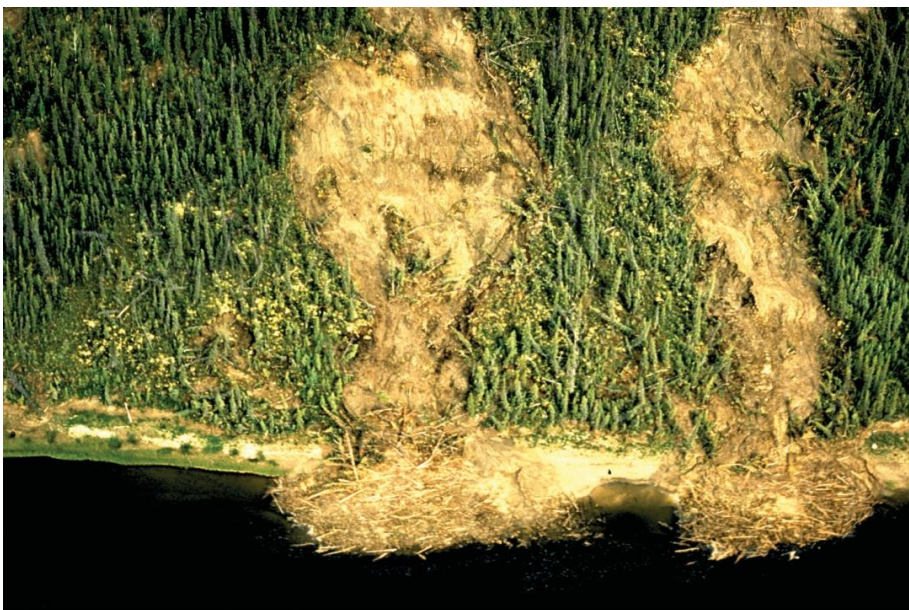


Рис. 8.29. Сплывы активного слоя (active layer detachment slides) вдоль озера Клуан, Юкон

8.4.3.1. Сплывы активного слоя

Срывы и сплывы активного слоя (active layer detachment failures and slides) состоят из массы отложений на склоне, которые отделяются от окружающих отложений на его подошве и потом скользят вниз по неподвижной мёрзлой кровле. По мере того, как отложения активного слоя двигаются, они имеют тенденцию разрушаться. Причиной движения является скопление воды в слое непосредственно над мёрзлыми породами, достаточное для того, чтобы содержание воды превышало полную влагоёмкость и, таким образом, прочность сдвига снижалась до значения сдвигового напряжения, а отложения начинали вести себя как жидкость (Lewkowicz & C. Harris, 2005a). Отложения начинают двигаться вниз по склону, увлекая за собой вышележащие более сухие талые слои. Движение прекращается, когда спływ достигает более плоского участка или когда достаточно воды теряется отложениями. По пути материал разрушается, а его скопления нагромождены вдоль его маршрута (рис. 8.30). Вода поступает в отложения путем инфильтрации осадков и плавления льда. Когда пожар разрушает растительный покров, это приводит к большей глубине активного слоя и к образованию срыва и сплывов отложений (Harry & MacInnes, 1988), как например, на холме Геккель (Haeskel Hill), в 7,5 км к северо-западу от Уайтхорса (Huscroft *et al.*, 2004, стр. 111). Климатическое потепление также может вызвать их движение (например, Carter & Galloway, 1981), а также значительные летние осадки (Cogley & McCann, 1976). Плоскость скольжения обычно не является кровлей вечной мерзлоты, кроме как поздним летом. Альтернативное название для этого процесса — **поверхностный поток (skin flow)**.



Рис. 8.30. Поверхность после прохождения протяженного сплыва активного слоя

Выделяют два типа сплывов активного слоя, а именно, *ограниченные (compact)*, развивающиеся вдоль потоков и *протяжённые (elongate)*, которые могут развиваться в любом месте на ландшафте. На рис. 8.29 показан пример

протяжённых сплывов активного слоя. Отношение длины к ширине и длине к глубине для них одинаково во всех местах. Глубина плоскости сдвига определяется условиями окружающей среды. Предыдущие сдвиги или выветривание ослабляют породу, и, как правило, помогают формированию новых отслоений. В некоторых случаях может произойти рецессия вершинной стенки. Оставшаяся поверхность часто неровная. (Рис. 8.30). С. Harris & Lewkowicz (1993a, 1993b, 2000) дают подробную информацию об их форме, внутреннем строении и устойчивости. После их образования атмосферные осадки способствуют усиленной эрозии до тех пор, пока нарушение не покроется растительностью (Kokelj & Lewkowicz, 1998).

Сплывы активного слоя могут возникать в областях сплошной или прерывистой вечной мерзлоты. Имеется множество их описаний в северной части Северной Америки (Anderson *et al.*, 1969; Hughes *et al.*, 1973; Mackay & Matthews, 1973; McRoberts & Morgenstern, 1974a, 1974b, Hodgson, 1977; Carter & Galloway, 1981; Stangl *et al.*, 1982; Mathewson & Mayer-Cole, 1984; Harry & MacInnes, 1988, Aylesworth & Egginton, 1994; Aylesworth *et al.*, 2000; Dyke, 2000; Lewkowicz & С. Harris, 2005a, 2005b). Они также были описаны на полуострове Ямал в Западной Сибири (Leibman, 1995; Leibman & Egorov, 1996; Leibman *et al.*, 2003, 2014) и других местах.

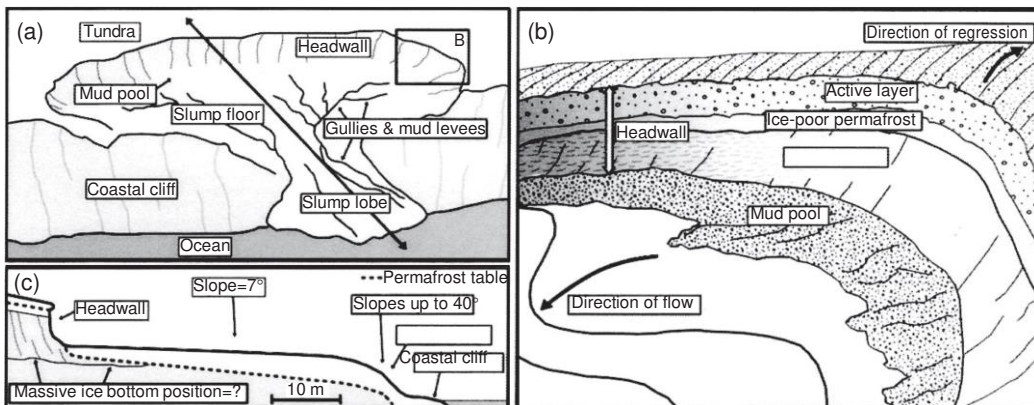


Рис. 8.31. Полициклические ретрогрессивные оплывины при оттаивании (retrogressive thaw slumps), частично формирующиеся на стабилизированной поверхности прежних ретрогрессивных оплывин: тундра (tundra), передняя стенка (headwall), грязевой бассейн (mud pool), поверхность оплывины (slump floor), овраги и грязевые дамбы (gullies & mud levees), береговой обрыв (coastal cliff), конус выноса оплывин (slump lobe), океан (ocean), направление отступления (direction of regression), активный слой (active layer), малольдистая мерзлота (ice-poor permafrost), направление потока (direction of flow), склон (slope), кровля мерзлоты (permafrost table), положение основания массивной залежи льда (massive ice bottom position). По Lantuit & Pollard (2008, Рис. 2)

8.4.3.2. Ретрогрессивные оплывины при оттаивании

Ретрогрессивные оползни-потоки при оттаивании (retrogressive thaw flow slides) (ACGR, 1988), здесь называемые **ретрогрессивными оплывинами при оттаивании (retrogressive thaw slumps)** (vanEverdingen, 1998), представляют собой сложные криогенные явления, состоящие из трех основных элементов (рис. 8.31). Во-первых, существует вертикальная или субвертикальная стенка, состоящая из активного слоя и льдистой вечной мерзлоты

и малольдистых органических или неорганических отложений. Во-вторых, ниже находится склон под углом 20–50°, который отступает из-за таяния льдистых многолетнемерзлых отложений из-за солнечной радиации и тепловых потоков (рис. 8.32). В-третьих, еще ниже находится относительно пологое дно, состоящее из образующихся отложений, которые текут вниз по склону к зоне аккумуляции (Lewkowicz, 1987; de Krom, 1990). Заметим, что эти явления в литературе также называются **ледяными оплывинами (ice slumps)** ввиду обычного присутствия ледяных залежей (Маскау, 1966), **термоциркулами (thermocirques)** из-за их часто характерной формы (Czudek & Demek, 1970), **тундровыми грязевыми потоками (tundra mudflows)** из-за географического положения и характера отложений (Lamontheand St.-Onge, 1961), **ретрогрессивными оползнями-потоками (retrogressive flow slides)** ввиду их сложного механизма движения (Hughes, 1972) и **бимодальными потоками (bi-modal flows)** по той же причине (McRoberts & Morgenstern, 1974).

Они, как правило, возникают в двух ситуациях, например, когда волновая абразия вдоль побережья обнажает пластовый или повторно-жильный лед в прибрежных обрывах (de Krom, 1990; Lantuit & Pollard, 2008), а также по берегам северных рек и озер (Brookeretal., 2014). На рис. 8.32 показан типичный пример ретрогрессивных оплывин при оттаивании вдоль берега реки Алдан в России, а на рис. 8.33 приведён пример полициклических ретрогрессивных оплывин у реки Макензи. Они также могут быть инициированы лесными пожарами (Johnson & Viereck, 1983) или другими нарушениями, связанными с трубопроводами, нефтяными месторождениями или дорожным строительством (Bliss & Wein, 1971; Walker *et al.*, 1987).



Рис. 8.32. Ретрогрессивные оплывины при оттаивании у реки Алдан в Центральной Якутии, Россия. © А. Брушков



Рис. 8.33. Полициклические оплывины при оттаивании: новые частично развиваются в стабилизированных ранее. Из Singhroy *et al.* (2010, Рис. 3)

Вдоль долины реки Макензи их активность затухала примерно через каждые 30–50 лет в течение 20-го века. Исследования этих явлений вдоль северного побережья Западно-Сибирской равнины показали, что существуют периоды их активности, составляющие не менее 250–400 лет (Leibman *et al.*, 2014) и более сложные циклы. Самые древние из известных ретрогрессивные оплывины при оттаивании активны в течение примерно 2250 лет. Новые исследования Kokelj *et al.* (2015b) на Пил-Плато на северо-западе Канады показывают, что увеличение лет-

них осадков в этом районе приводит к значительному увеличению активности этих явлений. Существуют суточные импульсы, в то время как после ливней могут быстро появляться новые оплывины.

Полициклические ретрогрессивные оплывины при оттаивании часто образуются вдоль рек (Maskay 1966; Wolfe *et al.*, 2001) на месте предыдущих (рис. 8.33). Поскольку первоначальные оплывины способствует эрозии склона, перенасыщенные водой отложения перемещаются вниз, в конечном итоге попадая в реку или озеро. Испарение воды вызывает осушение отложений, приводя к формированию толстого слоя

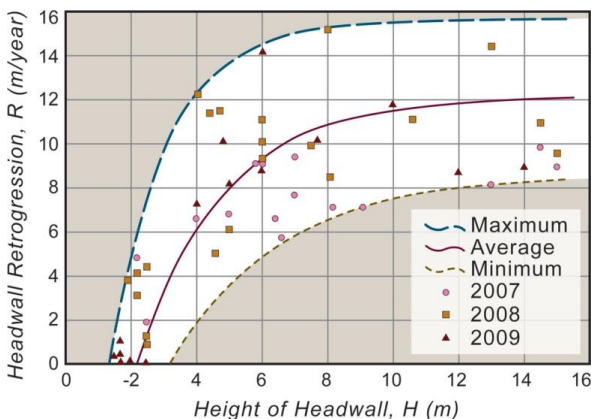


Рис. 8.34. Высота передней стенки (height of headwall) относительно ретрогрессии стенки (headwall retrogression) на ранних стадиях развития ретрогрессивных оплывин для долины реки Макензи (из Wang, 2011, Рис. 3)

уплотнённого осадка. Таким образом, существует определенная зональность. Пластичная, обезвоженная зона простирается примерно на 30–40 м в активных оплывинах. После этого эти отложения могут быть освоены растениями. Однако, если эрозия или другое нарушение привели к оттаиванию льдистых пород, начнут развиваться новые оплывины.

В случае ретрогрессивных оплывин, развивающихся на севере и юге Инувика вдоль долины Макензи, мониторинг скоростей 18 из них показал, что для озёрных отложений характер поверхности, содержание льда, скорость отступления и высота склона тесно связаны (рис. 8.34). Wang (2011) обнаружил, что максимальная скорость отступления обрыва составила 12 м/год, но она изменялась от 8,5 до 15,5 м/год для 18 участков. Скорость отступления увеличивалась с высотой стенки до примерно 15 м/год. Уклон не коррелировал ни с отступанием, ни с высотой стенки. Скорость отступления в год в м/год (R) оказалась связана с высотой стенки (H в м) следующим образом:

$$R = a + b * e^{(-H/c)} \quad (8.2)$$

где: a , b и c — константы со средними значениями $a=12.0$, $b=28.5$ и $c=2.6$.

Для оплывин на рис. 8.32 скорость отступления стенки достигала 17–20 м/год.

На рис. 8.35 показаны две типичных ретрогрессивные оплывины при оттаивании (G1 и G2), за которыми проводились наблюдения. Поскольку оплывины развиваются, увеличивающаяся дистанция движения приводит к уменьшению высоты стенки из-за необходимости поддерживать достаточный уклон (около 7°) для оттока водонасыщенных отложений. Ретрогрессия прекращается, когда стенка больше не находится в льдистых отложениях, либо из-за их отсутствия, либо примерно через 30–50 лет. Их рекультивация изучалась Lambert (1972a) и Burn & Friele (1989).

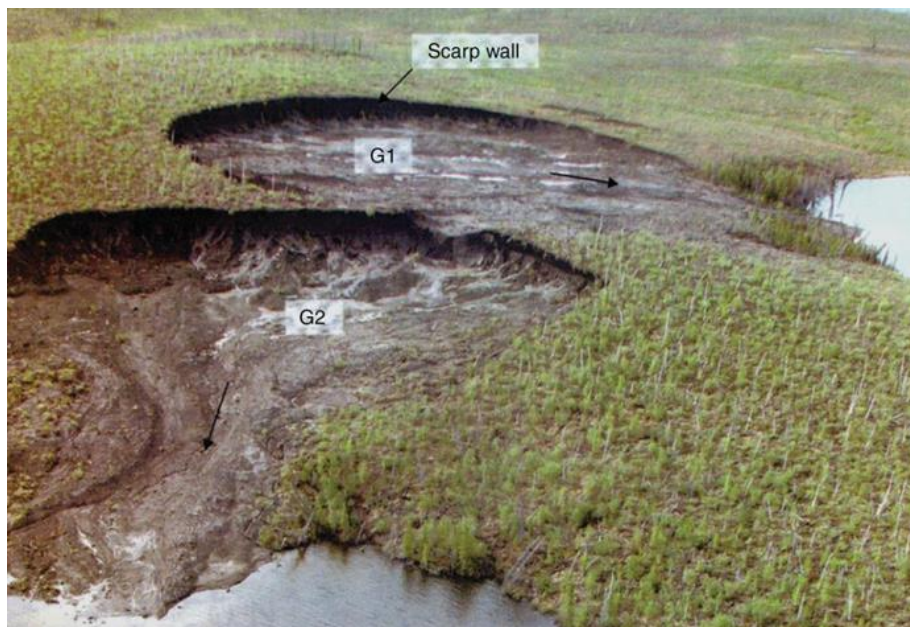


Рис. 8.35. Ретрогрессивные оплывины оттаивания вдоль долины реки Макензи (из Wang, 2011, Рис. 1)

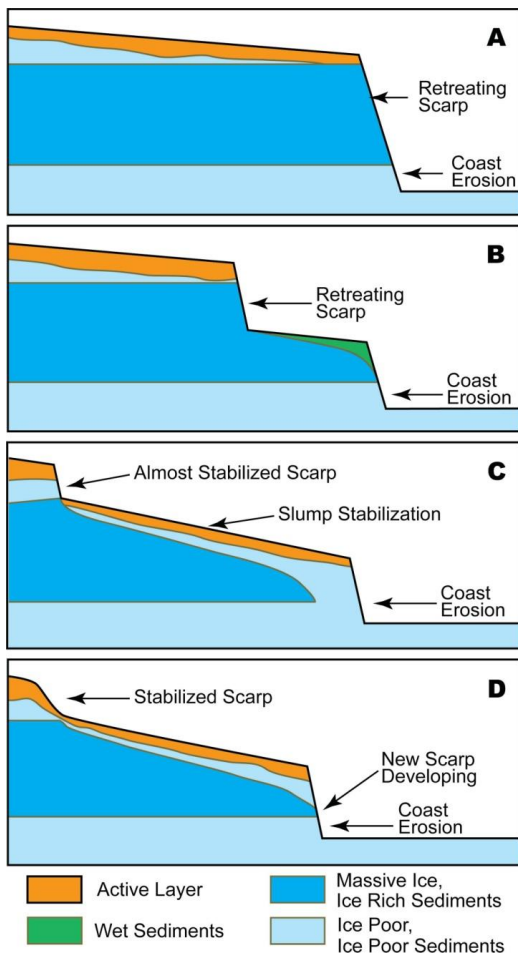


Рис. 8.36. Цикл инициирования, стабилизации и повторного инициирования ретрогрессивных оплывин оттаивания вдоль побережья Юкона. По Lantuit *et al.* (2012, Рис. 2), и изменениями: отступающая стенка (retreating scarp), абразия (coast erosion), почти стабилизированная стенка (almost stabilized scarp), стабилизация оплывины (slump stabilization), развитие новой стенки (new scarp developing), активный слой (active layer), увлажнённые отложения (wet sediments), пластовый лед, льдонасыщенные отложения (massive ice, ice rich sediments), малольдистые отложения (ice poor sediments)

шения для лета 2010 и 2012 годов показывает связь между температурой, атмосферными осадками и движением отложений. Оттаивание пополняет запасы воды в отложениях и приводит к суточным колебаниям течения. Сильные ливни не стимулируют крупные новые крупные оплывины. Удаление отложений

В районах скопления подземного льда это оказывает значительное влияние на геоморфологию ландшафтов вечной мерзлоты. Начиная с 1985 года наблюдалось значительное увеличение размеров и частоты ретрогрессивных оплывин вдоль западной стороны долины Макензи (Kokelj *et al.*, 2015b). Эти «мега-оплывины» (5–40 га) в настоящее время распространены в ранее покрытом ледником, преобразованном водными потоками Плато Пил на северо-западе Канады. Индивидуальные оплывины могут сохраняться в течение десятилетий, а их расширение из-за оттаивания льда может переместить до 10^6 м³ отложений со склонов на дно долины и изменить морфологию склонов и дренажной сети.

Распространение ретрогрессионных оплывин относительно легко нанести на карту с помощью аэрофотоснимков или спутниковых изображений (Brooker *et al.*, 2014). **Активные оплывины (active slumps)** характеризуются влажными, мелкодисперсными отложениями, часто темного цвета. **Стабилизирующиеся и стабильные оплывины (stabilizing and stable slumps)** имеют сухую, более светлую поверхность. **Реликтовые оплывины (relict slumps)** имеют растительность на поверхности, которая становится все более похожей на окружающий ненарушенный ландшафт. В конце концов, их можно отыскать с помощью изменения в рельефе.

Анализ изображений Landsat (1985–2011) указывает на то, что количество и размеры активных оползней, оплывин и сплывов активного слоя значительно возросли в связи с увеличением атмосферных осадков (Kokelj *et al.*, 2015a). Анализ климатических рядов и фотографических снимков высокого разрешения

из области вблизи стенки помогает её поддерживать, способствуя росту оплывин и дальнейшему отступанию стенки. Накопление отложений отклоняет русла потоков и увеличивает термоэрозию, инициируя новые оплывины в соседних долинах. Эти оплывины также влияют на солевой состав воды в реках. Соотношение сульфат/хлорид в реках изменяется с количеством воды, вносимым разрушающимся подземным льдом (Kokelj *et al.*, 2013).

На арктическом побережье России скорость отступания берегов может достигать 10 м/год и более (Are, 1983), а средние скорости составляют до 4–6 м/год. Скорости отступания берегов канадских арктических островов колеблются от 6–8 м/год, зарегистрированных E. Banks Island (French, 1974) до 14 м/год вдоль южного берега острова S. Banks Island (Lewkowicz, 1987). Они обычно инициируются вдоль берегов прибрежной эрозией, обнажающей массивный лед, что приводит к увеличению таяния льда (рис. 8.36, по Lantuit *et al.*, 2012), но они могут развиваться из-за сплывов активного слоя вдоль прибрежных обрывов (Lewkowicz, 1990). В континентальной области скорости могут достигать от 1–3 м/год в дельте Колвилл, Аляска, до 16 м/год вблизи Майо (Burn & Friele, 1989). Примерно такие же значения характерны для полуострова Ямал (Leibman *et al.*, 2003).

8.4.3.3. Снежные и слякотные лавины

Хотя они не имеют прямого отношения к вечной мерзлоте, **снежные и слякотные лавины (snow and slush avalanches)** играют важную роль, поскольку они перемещают вниз по склонам отложения, деревья и все остальное, что мешает им. Они эродируют поверхность и способствуют аккумуляции отложений, перемешанных со снегом. Наиболее разнообразная растительность приурочена к зоне их конечного осадения. Они также вызывают большие проблемы для людей в горных районах, например, Скалистых гор, Альп и Кавказа, а также в районах морской вечной мерзлоты, таких как Исландия (Decaulne & Saemundsson, 2006).

Снег выпадает во всех холодных регионах мира, но сроки и количество сильно изменяются. Так, на плато Цинхай-Тибет выпадает очень мало осадков, и снег обычно встречается летом. Зимние осадки в континентальном климате вообще обычно небольшие, например, в прериях в Канаде и в центральной Сибири. В высоких горах количество осадков, наоборот, чрезвычайно велико, что приводит к появлению ледников, например, в Гималаях, Альпах и Скалистых горах. Наибольшие осадки выпадают в прибрежных горных районах, хотя области муссонов не являются **криотическими (cryotic)**, за исключением морского северо-восточного Китая и верхней части восточных склонов Цинхай-Тибетского плато. Далее к полюсам около 10 м снега выпадает ежегодно на горах Селкирк в Британской Колумбии и в целом вдоль побережья Британской Колумбии и Аляски. Районы с морской вечной мерзлотой, такие как Исландия, Скандинавия, Швейцария и Кавказ, характеризуются интенсивными снегопадами, но центральная часть канадских арктических островов и части Антарктиды — полярные пустыни. В морском климате снежные и слякотные лавины весьма обычны.

8.4.3.4. Снежные лавины

Снежная лавина (snow avalanche) возникает, когда масса снега теряет сплошность и начинает двигаться на дно долины. Метели приводят к тому, что снег формирует оболочку под названием **снежный пак (snow pack)** или, по-

русски, **наст**. Ветер заставляет снег накапливаться в депрессиях и оврагах, часто оставляя крутой наветренный склон холма или горы обнаженным. Под ветром горного гребня обычно образуется карниз из нависающего снега. Ветер сжимает снег, в то время как отдельные снежинки быстро метаморфизуются, сливаясь и теряя свою первоначальную кристаллическую дендритную форму (LaChapelle, 1969). Со временем развивается плотная корка, чему способствуют суточные потепления. Когда случается новый снегопад, между новым и старым снегом возникает ослабленная плоскость, по которой может скользить верхний слой. Дожди или температуры выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, например, во время теплого снегопада с *чинуком* или *фёном* (местные названия тёплых ветров), ослабляют снежный покров и могут вызывать срыв снега. К весне находящийся в основании снежного покрова **базальный снег (basal snow)** превратится в круглые ледяные крупинки, с воздушным пространством между ним и вышележащим снегом. В результате вышележащий снег может начать двигаться вниз по склону.

Условия, благоприятствующие развитию снежных лавин, включают: крутой склон с, по меньшей мере, частью склона, крутизна которого превышает 33 ° , подходящие климатические условия, характер рельефа, преобладающее направление ветра и соответствующий растительный покров. Климатические факторы включают число и частоту снегопадов, например, более 10 м/год на перевале Роджерса в Британской Колумбии с периодическими температурами, близкими к 0 ° . От направления и скорости ветра зависит распределение снега, например, заполнение углублений и оврагов. Растительный покров важен, так как деревья склонны препятствовать лавинообразованию. Пожар, уничтоживший лес, привел к 50-процентному расширению лавиноопасного района на перевале Вермилиона в национальном парке Банф-Кутеней, Канада (Winterbottom, 1974, см. Рис. 8.37).

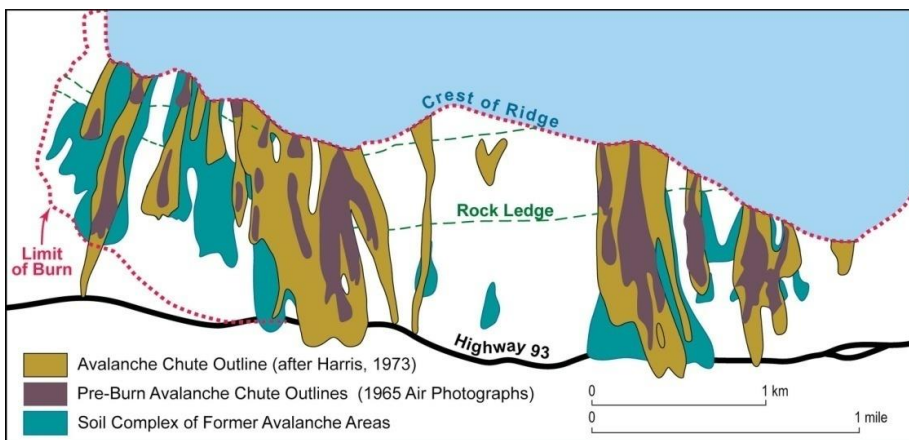


Рис. 8.37. Области распространения каналов лавин до пожара 1966 года (pre-burn avalanche chute outlines), соответственно в 1973 году (avalanche chute outline), и район почвенного комплекса прошлых лавинных отложений (soil complex of former avalanche areas) последнего неогляциального периода (до 1900 года) на перевале Вермилион, Национальный парк Кутеней, Британская Колумбия (по Winterbottom, 1974): граница пожара (limit of burn), шоссе 93 (highway 93), горный выступ (rock ledge), гребень хребта (crest of ridge)

Рельеф также играет важную роль. Подветренные склоны крутизной более 33 ° , горные хребты под прямым углом к преобладающему ветру (рис. 8.38) и овраги (рис. 8.39) — места, наиболее подверженные лавинам (Schaerer, 1972).

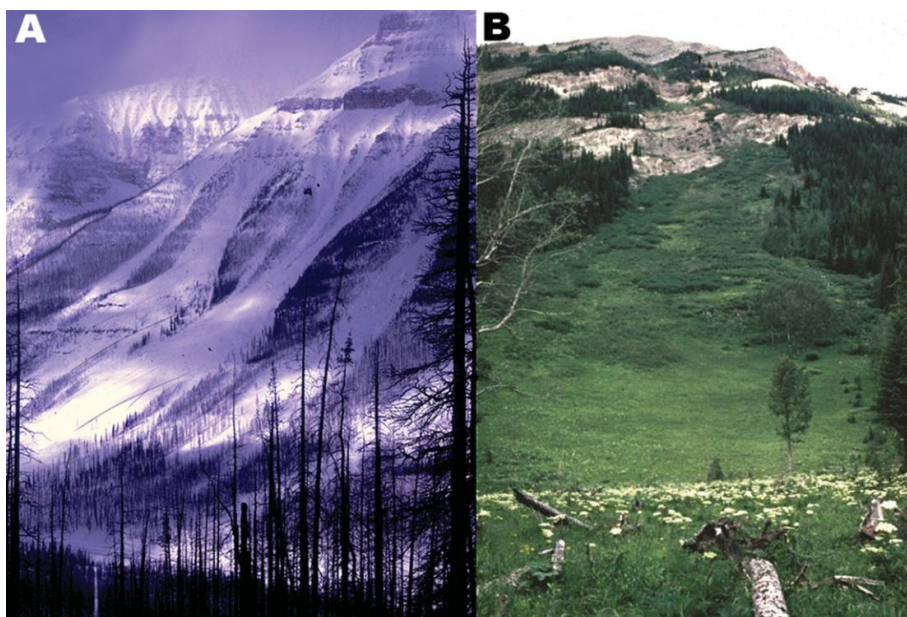


Рис. 8.38. А. Подветренный лавиноопасный склон на перевале Вермилион, Национальный парк Кутеней зимой и В. летом. Обратите внимание на В, где выделяются три зоны ускорения лавин, транзитный кустарниковый участок и зона выбега лавины. © S. A. Harris

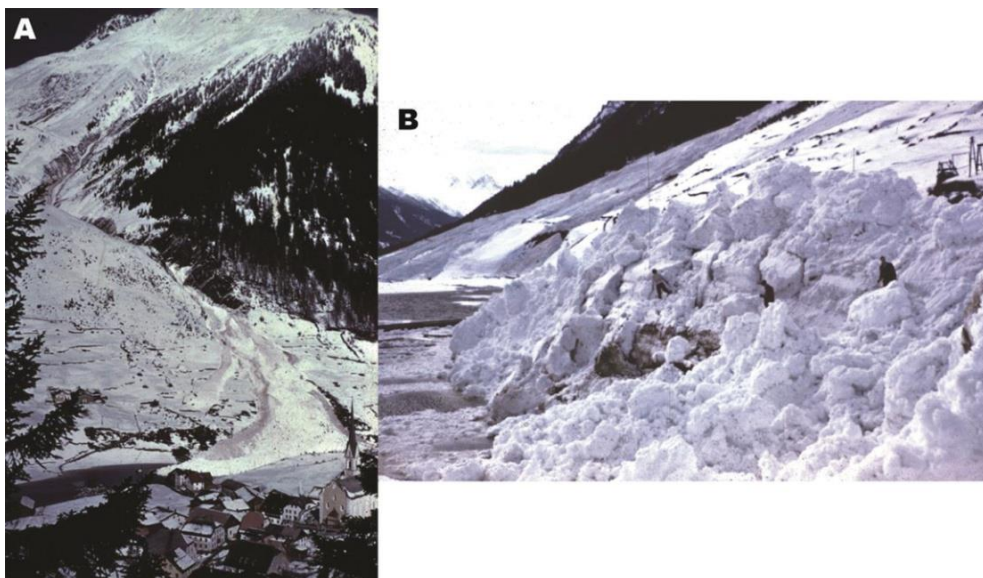


Рис. 8.39. А. Мокрая овражная лавина в Ишгл, Сильвреттские Альпы, Австрия и В, снежные накопления в зоне выбега. © S. A. Harris

На перевале Роджерса на 36 из 67 участков основной причиной лавинообразования является наличие крутых склонов, на которых скапливается снег. Карнизы на подветренных склонах отвечают за 9 лавинных путей, а накопление глубокого снега в оврагах является причиной для 15 лавинных путей. **Овражные лавины (gully avalanches)** особенно опасны, так как они могут спускаться

несколько раз за сезон, в отличие от других типов. Чем круче склон, тем чаще встречаются лавины (рис. 8.40). Лавины начинают замедляться и разгружаются на склонах ниже 28° (McClung, 2003). Детальное исследование лавин в нескольких разных лавинных районах Канады, выполненное Макклунгом (McClung), показывает, что частота лавин зависит как от крутизны склона, так и от характера снега. Лавиноопасность, таким образом, по-видимому, зависит от крутизны склона, условий снежного покрова в стартовой зоне, ограничений на пути движения и перепада высот. Увеличение снегопадов в Скалистых горах в 2013 и 2014 годах привело к открытию новых лавинных путей, но более раннее уменьшение снегопадов не изменило частоты лавинных событий. Экстремальные снегопады создают удивительно большие и частые лавины (Schaerer, 1988).

Нагрузка от глубокого, свежего, порошкообразного снега осенью может вызвать лавину, а в зимний период снегопады над метаморфизованным снегом также часто вызывают сход лавины. Весной снег, лежащий над карманом воздуха и ледяных гранул, часто отделяется и спускается по склону. Типичные лавинные склоны в Скалистых горах показаны на рис. 8.38 зимой и летом. Часть лавинного склона с кустарниками (рис. 8.38В) указывает на то, что снег скользит по вершинам кустарниковой растительности, которая зимой заполняется снегом. Путь лавины состоит из трех частей: верхней части — **стартовой зоны (starting zone)**, или зоны ускорения, где снег разрушает подстилающую поверхность, среднюю часть, — **транзитной зоны**, или **канала (track)**, где лавина сохраняет примерно постоянную скорость, и **зону выбега (run-out zone)**, где снег и обломки (горных пород и растительности), которые она сбивала, накапливаются. Отложения в зоне выбега характеризуются отсутствием признаков почвообразования и состоят из перемешанного материала, перемещенного вниз с помощью лавины. В более влажном климате снег может двигаться как гигантские снежки, катящиеся вниз (рис. 8.39).

Скорость движения лавин зависит от условий. Он может достигать 90 м / сек в случае сухих, порошкообразных лавин, но меньше всего в случае мокрых лавин. Во влажном, морском климате снег может двигаться как гигантские снежки, медленно скатываясь вниз по склону, чтобы накапливаться в беспорядочной гряде в зоне выбега (рис. 8.39В). В других случаях любые образования быстро распадаются с движением, а снежные массы скользят, падают, срываются и текут по склону. **Пудровые лавины (powdery avalanches)** имеют тенденцию течь, поглощая все на своем пути. Они окутаны облаком кристаллов снега. Voellmy (1955), Meers (1976), Leaf & Martinelli (1977), Hopfinger (1983) и Platzer *et al.* (2007) подробно обсуждают лавинную динамику. Ветер связан с перемещением лавин, и движется с той же скоростью, что и снег, из-за вытеснения воздуха. Этот «лавинный» ветер может проходить выше зрелых деревьев впереди и вокруг лавинного пути. Котляков и др. (1977) сообщил, что воздушная волна движется с большей скоростью, чем основной снег в лавине после того, как лавина врежется в препятствие. Эффект ускорения воздуха обсуждается также Hopfinger & Tochon-Danguy (1977).

Общепринятая классификация снежных лавин, к сожалению, отсутствует. Они могут быть разделены на сухие и влажные, пудровые и плотно-снеговые лавины, канализованные и распределенные и т. д. Поскольку между этими делениями существует непрерывный ряд, выделенные классы являются весьма искусственными. В общем, более медленные, влажные, плотные лавины,

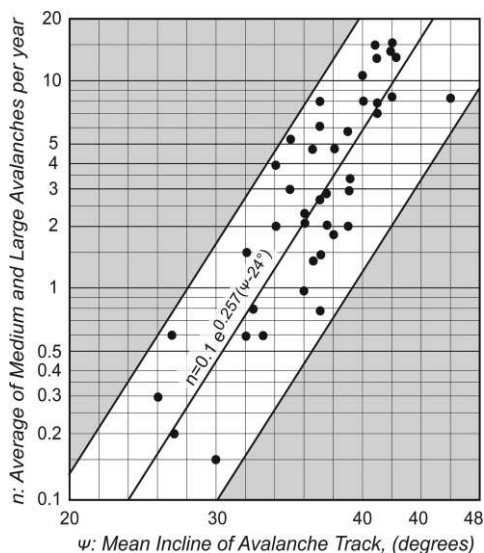


Рис. 8.40. Зависимость между средним углом наклона канала лавины (mean incline of avalanche track) и частотой средних и больших лавин в год (average medium and large avalanches per year) на перевале Роджерса, основанная на 12-летних наблюдениях (Schaerer, 1972, Рис. 4)

движущиеся по каналам, как правило, сильнее разрушают поверхность, чем быстро движущиеся лавины с их облаком снежных частиц. Последние легко инициируются лыжниками и снегоходами, тогда как мокрые лавины довольно сложно спровоцировать человеку. Они обычно возникают после дождя, длительного таяния под солнцем или очень теплых температур воздуха.

В районах с холмистыми склонами, например в Исландии, влияние геоморфологических процессов на преобразование ландшафта не очень очевидно по сравнению с другими процессами (Decaulne & Saemundsson, 2006, стр. 90), но они приводят к катастрофическим последствиям вместе с серьезными экономическими издержками (Jóhannesson & Arnalds, 2001). Это объясняется ограниченным топографическим диапазоном (300–700 м) и сухими снежными лавинами, возникающими по причине глубокого снежного покрова. В горных районах с очень крутыми склонами, такими как в Скандинавии (Rapp, 1960, 1995, Corner, 1980), Альпах и Канадских Скалистых го-

рах (Gardner, 1970, 1983, 1989; Luckman, 1977, 1978, 1992), влияние рельефа гораздо более очевидно. Лавины в этих регионах состоят из мокрого снега, который способен перемещать большие валуны и другой материал, встречающийся на их пути, что приводит к гораздо большей эрозии и осадконакоплению, несмотря на более низкую частоту образования таких лавин. Эти области также имеют значительно более длинные склоны.

Один из способов защиты дорог и т. д. от снежных лавин предполагает инициацию схода лавин с использованием артиллерии или ручных взрывчатых веществ с тем, чтобы вызвать лавины в удобное время (Perla, 1978). Это приводит к меньшему ущербу от лавин при условии, что они сбиваются после каждого сильного снегопада. Лавинные стенки или кровли размещаются там, где лавины регулярно пересекают дороги или железнодорожные пути (рис. 8.41). «Зубы Дракона», состоящие из искусственных столбов из грунта или другого материала высотой до 15 м, могут быть построены в зоне выбега, чтобы заставить лавину остановиться быстрее. Тем не менее, настоящей, надежной защиты от лавин нет, если зимой выпадают сильные снегопады.

8.4.3.5. Слякотные лавины

Слякотные лавины (slush avalanches) представляют собой экстремальную форму снежной лавины, где снег насыщается водой, после чего масса течёт вниз по склону (рис. 8.42). Это обычно является результатом экстремальных осадков весной (Washburn & Goldthwait, 1958).

Из-за их высокой плотности они могут захватывать большие валуны и другие обломки, которые остаются в отложениях лавин (рис. 8.43). Moore *et al.* (2013) показал, что они могут вырывать каменный материал из-под снежного покрова. Количество захваченного каменного материала ежегодно изменялось от 70 м³ до 15 м³ в долине Маттер в Швейцарии в течение четырехлетнего периода, что соответствовало скорости денудации от 0,05 до 0,01 мм/год. Когда снег тает, эти обломки остаются в виде скоплений разной формы (Rapp, 1960, 1985, 1995). Такие лавины распространены в оврагах, часто с низким уклоном, где вода собирается в снежном покрове (Eckerstorfer & Christiansen, 2012). Когда они движутся вниз, они формируют скопления различного материала вдоль своего маршрута, и масса лавины на время может остановиться, как в случае селей. Ясно, что слякотные лавины являются промежуточными формами между **влажными лавинами** (*wet avalanches*) и **селями** (*debris flows*).



Рис. 8.41. Лавина и защитное сооружение на перевале Роджерс, Канада. © S. A. Harris

Исследования лишайников на слякотной лавине Kärkerjerpe в Кяркевагге, Швеция показали, что почти все валуны на конусе выноса были принесены туда менее 50 лет назад (Bulletal., 1995). На перевале Роджерса и в других местах вдоль канадских Кордильер слякотные лавины обычно возникают весной в период таяния снега, часто после дождя или внезапного повышения температур воздуха.

Характер подстилающих отложений определяет количество и характер материала, который транспортируется вниз по склону. На скальном основании материал будет грубым, а его количество будет ограниченным. В случае рыхлых отложений, таких как вулканические пеплы, количество транспортируемого материала будет, как правило, намного больше. Вулканы относительно редки в высоких широтах, но, например, André (1990), работавший на Шпицбергене, подсчитал, что слякотные лавины мобилизуют от 1300 до 7000 м³ каменных обломков один раз в 500 лет, что соответствует оценкам Nyberg (1985) в Лапландии.



Рис. 8.42. Слякотные лавины в Австрийском Тироле



Рис. 8.43. Крупный план зоны выбега слякотной лавины. Обратите внимание на нагромождение снега на её конце и снежные холмики вдоль её маршрута. Обломки горных пород и т. д., оказавшиеся в лавине, останутся в виде бугристого кургана, когда снег растает

В более низких широтах слякотные лавины относительно распространены весной, и примерно одинаковое количество обломков перемещается с каждым сходом лавины. Bull *et al.* (1995) изучил лишайники на валунах, оставленных слякотными лавинами в Кяркевагге, Швеция, и обнаружил, что, по крайней мере, 24 слякотных лавины выгрузили материал в середине конуса выноса между 1790 и 1950 гг. С 1950 года частота слякотных лавин составляет примерно полсотни за столетие. Таким образом, в настоящее время они являются

эффективными агентами переноса материала со склонов как в более низких широтах, так и в криолитозоне, например, в Швеции или Альпах (Barsch *et al.*, 1993), а также в районах, не связанных с вечной мерзлотой, например, японских вулканических областях (Morohashi *et al.*, 2007).

8.5. ЗНАЧЕНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОБЛОМКОВ ВНИЗ ПО СКЛОНУ В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Относительная эффективность гравитационных процессов в горах зависит от характера рельефа, климата и литологических условий. Слякотные лавины имеют тенденцию возникать в небольших оврагах во время весенней оттепели, тогда как снежные лавины доминируют в больших долинах и действуют в период с осени до весны. Снежные лавины встречаются чаще, чем слякотные лавины, которые возникают, например, с 20–30-летними интервалами в Мон-Альберте в горах Гаспи Квебека (Laroque *et al.*, 2001), и каждые 500 лет в Шпицбергене (André, 1990).

Точно так же частота обломочных потоков (селей) и оползней значительно варьирует. Rapp (1985) показал, что тип породы оказывает огромное влияние на скорость эрозии, вызванную обломочными потоками в северной Скандинавии и Шпицбергене. Гранит разрушался намного легче, чем амфиболит, в то время как слюдистый сланец менее всего поддавался разрушению, исходя из измеренных скоростей денудации горных пород, с интервалом повтора в 200 лет. André (1993, 1995) пришёл к выводу, что в северо-западном Шпицбергене средние скорости эрозии снежными лавинами массивных гнейсов составляли 0,007 мм/год по сравнению с 0,08 мм/год для трещиноватого слюдистого сланца.

Измерения в Кяркевагге в Северной Лапландии дали разные результаты (Rapp, 1960), хотя они показали, что сели и оползни уступают только транспортировке растворенных веществ водой. Слякотные лавины, крип и обвалы составляли около одной пятой от денудации селями и оползнями, в то время как солифлюкция удаляла ещё меньше отложений. Скорость денудации склона 0,005 мм/г для снежных и слякотных лавин в Скандинавии контрастирует с результатами многолетних исследований на известняках Luckman (1977, 1978) в Канадских Скалистых горах, которые показали скорости эрозии в 5 мм/год. Luckman также пришёл к выводу, что обвалы привели к значительно меньшей денудации в относительно сухих холодных восточных Кордильерах Скалистых гор. Gray (1973) обнаружил сходные относительно низкие темпы эрозии кварц-монцонита в горах Огилив на Юконе.

Таким образом, темпы денудации в результате действия гравитационных процессов, обсуждаемых в этой главе, сильно зависят от местных условий. Желательно измерять фактические скорости, а не стараться использовать полученные ранее данные.

Глава 9. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СОСТОЯЩИЕ ИЗ КРУПНООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

9.1. ВВЕДЕНИЕ

Во всех областях, подверженных промерзанию и оттаиванию, горные породы, обнаженные на поверхности, будут подвергаться дополнительному воздействию в результате экстремальных температурных изменений (суточных и сезонных). Влага в грунте значительно увеличивает напряжения путем фазовых превращений и химических реакций между минералами и растворенными газами в воде, например, двуокисью углерода. Растворенные соли в поровой воде могут кристаллизоваться и оказывать дополнительное давление внутри кристаллических зерен из-за сил кристаллизации. Ледяные линзы могут развиваться в отложениях или горной породе и разрушать материал. В результате происходит усиленное выветривание и производство грубого детрита, называемого **криогенным выветриванием** (*cryogenic weathering*), продукты которого затем могут начать движение вниз по склону. Они также могут накапливаться на вершинах гор. В России такие процессы накопления и движения по склону крупных обломков, а также образованные этими процессами формы называются **курумами** (слово, вероятно, из тюркских языков) (*kurums*).

Процессы, связанные с криогенным выветриванием скальных пород, включают эффекты промерзания-оттаивания, соляное выветривание (Williams & Robinson, 1981, 1991), увлажнение и высушивание (Pissart & Lautidou, 1984; Prick *et al.*, 1993), разрушение гидратацией (Hudek, 1974), термическая усталость (Hall & Hall, 1991), химическое выветривание (Dixon *et al.*, 1984) и биологическое выветривание (Hall & Otte, 1990; André, 1995b). Несколько процессов, как правило, действуют в любой заданной микросреде, а какие из них доминируют в отдельных случаях, зависит от типа горных пород, микроклимата, рельефа и наличия или отсутствия растительности, особенно лишайников.

9.2. ИСТОЧНИК МАТЕРИАЛА

Существует шесть основных источников крупнообломочного материала. Во-первых, морозное выпучивание может привести к тому, что крупные обломки в мелкозернистом массиве будут скапливаться на поверхности отложений за счет роста ледяных линз в сезонномерзлом слое или в активном слое в течение зимы (глава 1). Этот процесс является причиной того, что фермеры, работающие с землей на богатых валунами отложениях, вынуждены периодически удалять камни с полей. Ледниковые глинистые отложения, содержащие значительное количество валунов или щебня, особенно подвержены этому процессу.

Второй возможный процесс — осаждение ледниковых валунов в виде валунных полей. Flint (1955, с. 85–87) описывает такую область в Южной Дакоте, хотя отложения имеют небольшую мощность.

Основным источником появления скальных блоков является отрыв от коренных пород. Это может быть вызвано морозным пучением на относительно плоской поверхности (Дюке, 1978, 1984), в конечном итоге получившееся валунное поле, или **фельзенмеер** (*felsenmeer*) может включать оторванные от коренных пород блоки (Matsuoka *et al.*, 1997; Kořtak *et al.*, 1998; Matsuoka, 2001a). Prick

(2003) сообщил, что на Шпицбергене температура горных пород упала ниже 0 °С и оставалась такой всю зиму, но влажность, особенно осенью, была высокой. Колебания температуры горных пород выше и ниже 0 °С фиксировались около четырёх раз в год, обычно в начале осени. В сочетании с высоким содержанием влаги эти суточные циклы промерзания-оттаивания привели к образованию льда в массивных известняках, хотя пористые песчаники не были затронуты.

В более низких широтах подробные исследования Matsuoka *et al.* (1997) в швейцарских Альпах показали, что склоны южной экспозиции и северные хребты испытывают множество суточных циклов промерзания-оттаивания, в то время как на северные горные склоны влияют сезонные промерзания и оттаивания. Hasler *et al.* (2011) дают подробную информацию о температурной изменчивости на крутых альпийских склонах и ледниках. Matsuoka *et al.* (1997) зафиксировали заметное расширение трещин в начале сезонного оттаивания, когда талая вода просачивалась через трещины к холодному мёрзлomu основанию, где она замерзала. Поэтому они пришли к выводу, что в этой среде доступность влаги определяет величину воздействия мороза на массивную породу. Суточное морозное пучение и криогенный крип доминируют на гребнях, в то время как базальные обломочные склоны испытывают значительное пучение во время сезонного замерзания и оттаивания. Это приводит к тому, что мелкие **сортированные полосы (sorted stripes)** из обломков пород преобладают на склонах гребня, в то время как солифлюкция/гелифлюкция развиваются на базальных склонах. Морозобойное растрескивание создаёт глыбы, которые отсоединяются от основных пород. Там, где зимой выпадает глубокий снежный покров, период до и в начале выпадения снега — это время, когда циклы промерзания-оттаивания влияют на подстилающие породы.



Рис. 9.1. Каменный глетчер Муртель I выходят из цирка в Верхнем Энгардине, Граубюндене, Швейцарских Альпах. Обратите внимание на поперечные гребни сжатия-расширения в форме языка, а также активные конусы осыпи справа от каменного глетчера. © S. A. Harris

Представления о проникновении воды в трещины и появлении достаточной силы при промерзании для разрыва горной породы было поставлено под сомнение несколькими авторами (Davidson & Nye, 1985; Walder & Hallet, 1985; Hallet *et al.*, 1991; Murton *et al.*, 2006). Теоретические соображения (Taber, 1929, Dash *et al.*, 2006) и экспериментальная работа (Akagawa & Fukuda, 1991; Murton *et al.*, 2006) показали, что вода может перемещаться по незамёрзшим прослоям в промежутки в породе, где она замерзает для роста ледяных линз. Это приводит к накоплению напряжений в скальном грунте, а оттаивание приводит к потенциальному коллапсу расширенного материала. Dixon *et al.* (2002) обнаружили признаки небольших ослаблений в горных породах, вызванных химическим выветриванием, которые могут помочь образовываться и расширяться ледяным шлирам.

Кроме того, возможно обрушение крутых скальных стенок, когда отступление ледников приводит к образованию блоков горных пород (André, 1997). Как только лёд больше не прижимается к стенкам, релаксация напряжений вызывает появление обвалов и оползней. Аналогичные идеи были предложены для некоторых склонов в Швейцарских Альпах, Шотландии (Ballantyne & C. Harris, 1994; Ballantyne & Kirkbride, 1987) и в других местах. Rapp (1960a) и Francou (1988) отмечали, что современные скорости разрушения скальных массивов были значительно ниже, чем общее их отступление, рассчитанное за последние 10 тысяч лет.

Последние два источника блоков горных пород — снежные и слякотные лавины. Это важные процессы во всех районах, за исключением мест, где отсутствуют заметные зимние атмосферные осадки. Снег перемещается ветром, образуя карнизы над скалами, а снег, накапливающийся на скалах, легко отделяется, и это приводит к образованию движущихся масс снега (см. Главу 8). Любой тип отложений, вовлекаемый движением, транспортируется в зону выбега. Весной ранние атмосферные осадки опускаются в изотермический снежный покров, в конечном итоге превращая его в жидкость, которая затем течет вниз, как поток слякоти, подхватывая рыхлые отложения.

9.3. ВЛИЯНИЕ ТИПА ГОРНОЙ ПОРОДЫ

Природа горной породы оказывает большое влияние на темпы формирования блоков горных пород в данном климате (таблица 9.1). Массивные, мономинеральные породы, такие как кварцит, очень устойчивы как к физическому, так и к химическому выветриванию. Гранит очень восприимчив к выветриванию в холодных регионах, поскольку он состоит из полевых шпатов, кварца и слюд (Dixon *et al.*, 2002). Кристаллы полевого шпата разлагаются углекислотой (газообразный диоксид углерода, растворенный в воде), создавая напряжения и крошечные полости в скале, а затем ледяные линзы могут заполнять их и расти, таким образом, разрушая породу.

Химическое выветривание очень активно в высоких широтах и холодном климате (Rapp, 1960a; Dixon *et al.*, 2002). Rapp пришёл к выводу, что больше материала было удалено при растворении при химическом выветривании, чем при каком-либо другом процессе. Пирит в сланцах окисляется до серной кислоты, которая затем реагирует со многими окружающими минералами, образующими растворимые соли и включения красного оксида железа. Некоторые минералы могут подвергаться гидратации, что приводит к их расширению. В этом случае бентонит может увеличиться до 20 раз по сравнению с его сухим объёмом, вызывая серьёзные деформации в строении любых осадков. Гипс и галит могут легко течь под давлением, точно так же, как лёд, и, таким образом, нарушают

окружающие слои. Datsko & Rogov (1988) показали, что анионы, присутствующие в основных глинистых минералах, изменились после того, как образцы подверглись 100 циклам промерзания-оттаивания.

Таблица 9. Результаты оценки средней скорости разрушения скальных массивов после дегляциации, мм/1000 лет. Обратите внимание, что современные скорости, вероятно, будут отличаться из-за изменений климата

Местоположение	Литология	Годы	Мин.	Средн.	Макс.	Источник
Central Spitsbergen, Mt. Templet, Bjonahamma	Известняк	10,000	340		500	Rapp, 1960c
Swedish Lapland and North Norway	Амфиболит и гранит	9,000	0		900	Rapp and Rudberg, 1964
Ellesmere Island, Arctic Canada	Известняк	8,000	500		1,300	Souchez, 1971
Yukon Territory, Canada	Изверженные и осадочные породы	10,000	7	30	18.5	Gray, 1972
		10,000	20	170	73	Gray, 1972
Northern Finland	Доломит, гранит, кварцит	9,500	40		940	Söderman, 1980
West Greenland, Disco Island	Базальт	7,000	500		1,500	Frich and Brandt, 1985
North Gaspé Peninsula, P. Q.	Сланцы, аргиллиты	10,000–13,000		32		Hétu, 1986
Alaska	Гранит	1,000	5		20	Hall and Otte, 1990
Svalbard	Амфиболит		0		4	André, 1997
	Кварцит		10		158	André, 1997

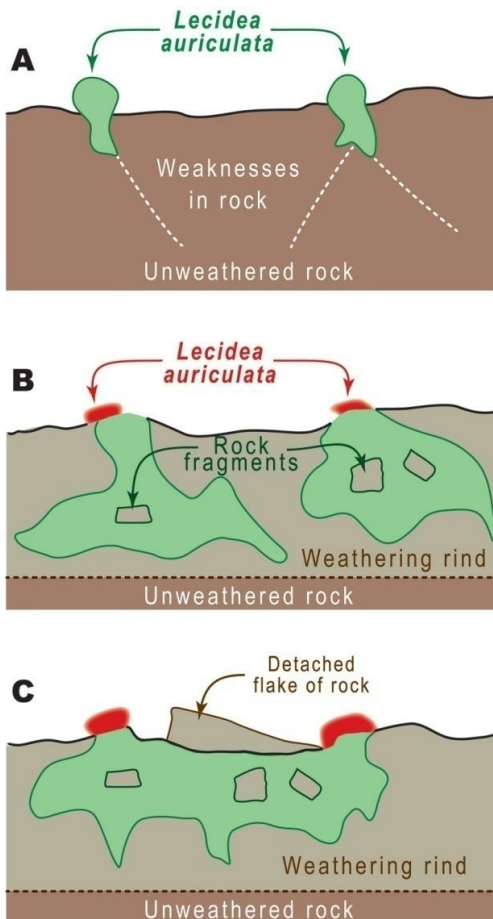
9.4. ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

André (1995b, 1997) указал, что продукты выветривания в холодном климате включают в себя растворимые соли, мелкие зерна и чешуйки из пород, таких как амфиболиты и граниты, а также крупные обломки пород, возникающие в результате пучения (Дуке, 1978, 1984) и обрушения. Первоначально эти фрагменты породы угловатые независимо от их размера, но выветривание на этом не останавливается. Dunn & Hudek (1966) и Hudek (1974) описали процесс гидратации в глинистом материале, а Konishev *et al.* (1975, 1976), Конищев (1982) и Конищев и Рогов (1993) описали разрушение частиц породы с образованием в конечном итоге зерен или агрегатов пылевой фракции, как в лабораторных, так и в полевых экспериментах. Частицы кварца пылевой размерности имеют раковистый излом и трещины при фотографировании под электронным микроскопом (Minervin, 1982). Эти мелкие частицы могут накапливаться в пространствах между более крупными обломками с течением времени или могут быть удалены ветром или водой.

9.5. БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Этот процесс только недавно был изучен, поскольку для этого требуется специальное оборудование. Корковые лишайники склонны колонизировать поверхности обнаженных основных пород, и McCarroll (1990) и затем McCarroll & Viles (1995) продемонстрировали, что кислоты, продуцируемые ими (включая щавелевую кислоту), могут вызывать растрескивание и отслаивание субстрата. Некоторые лишайники проникают в любую трещину на поверхности пород и растут там (рис. 9.2А), разрывая твердые, относительно неводонасыщенные части пород (рис. 9.2В), которые в конечном счете отслаиваются (рис. 9.2С). Этот процесс менее эффективен в случае кислых пород, таких как гранит и кварцит, которых многие лишайники избегают, так же как и известняк. Во время этого биохимического выветривания лишайники поглощают много элементов (Cooks & Otto, 1990), в то время как растворимые вещества, которые производятся, удаляются природными водами, если температуры и т. д. подходят для этого. Считается, что некоторые дополнительные элементы поглощаются из атмосферы.

Лишайники очень медленно колонизируют известняки и доломитовые породы, так что, когда у этих пород есть хороший лишайниковый покров, они были на месте в течение очень долгого времени. Лишайники умирают, если подложка перевернута, поэтому хороший слой лишайника на блоках подразумевает стабильность положения обломка. Со временем глыбы, подвергающиеся выветриванию, становятся менее угловатыми, так как процессы выветривания разрушают блоки с трёх сторон по углам и с двух сторон по краям. Результатом является небольшое уменьшение размера, но большее увеличение окатанности.



МакКарролл и Вайлз (McCarroll & Viles, 1995) обнаружили, что минимальная скорость разрушения поверхности *Lecidea auriculata* на породах габбро на моренных хребтах в Сторбрене, Йотенхайм, которые были датирована независимо Matthews (1974, 1975, 1977), составляла 1,2 мм / тыс. лет. Это в 25–50 раз быстрее, чем выветривание из-за других процессов в той же области.

Рис. 9.2. Выветривание скальной породы лишайником *Lecidea auriculata*: А, начало роста, В, созревание лишайника в коре выветривания, охватывающее фрагменты породы, и С, отделенные фрагменты породы (из McCarroll & Viles, 1995, Рис. 2; см. также McCarroll, 1990): ослабления в породе (weaknesses in rock), невыветрелая порода (unweathered rock), фрагменты породы (rock fragments), граница выветривания (weathering rind), отделенный фрагмент породы (detached flake of rock)

Лишайники также процветают на обнажениях коренных пород и поверхностях горных пород в приморских, не покрытых ледником районах Антарктиды (Ascaso *et al.*, 1990). Присутствует несколько видов растений на скалах, некоторые физически выветривают минералы в субстрате, не производя никаких новых минералов, например *Rhizocarpon geographicum*, в отличие от их действия в умеренных областях. Другие виды производят новые минералы, в том числе оксалат кальция, кальцит, различные глинистые минералы и аллофан, которые отсутствовали в невыветрелой породе. Moses & Smith (1993) обнаружили, что когда лишайник *Collema auriforma*, растущий на каменноугольном известняке, подвергался циклам смачивания и высушивания, слоевище лишайника вырывало фрагменты породы из субстрата во время фазы высушивания. Таким образом, действие выветривания лишайников может быть физическим и / или химическим. Chen (2000) дает обзор более ранней литературы по выветриванию лишайниками.

9.6. СУДЬБА РАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ХИМИЧЕСКОГО И БИОЛОГИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Растворимые соли, образующиеся при химическом выветривании, в основном удаляются поверхностным стоком или водой, просачивающейся до уровня грунтовых вод во влажных областях. Однако некоторые реагируют с минералами, например, присутствие карбоната кальция вызывает образование монтмориллонита. Пирит окисляется с образованием серной кислоты и лимонита. Затем последний реагирует с широким кругом минералов, разрушая их. Область с серной кислотой может быть неподходящей для роста некоторых растений, но в ней образуются подзолы вблизи Яркевагге в шведской Лапландии (Thorn *et al.*, 2014). Реакция с другими минералами может приводить к образованию белого осадка относительно нерастворимых соединений алюминия вдоль ручьев. В других случаях он образует коры и выцветы, состоящие из сульфатов. Двуокись серы и сероводород направляются вверх по трещинам к влажным поверхностным слоям активного слоя, где они также окисляются с образованием серной кислоты. Она, в свою очередь, вступает в реакцию с карбонатом кальция с образованием кристаллов гипса в районах с подземными запасами газа, например, в предгорьях и передних районах Скалистых гор в Альберте.

В полузасушливых районах отложения карбоната кальция образуются на нижней стороне камней в предгорьях Скалистых гор. В засушливых степях в Китае можно найти множество солевых отложений, образующих засоленные озера и высушенные плайевые озера вдоль северных районов плато Цинхай-Тибет, например, в Гольмуде, провинция Цинхай. Точный химический состав зависит от пород, подвергающихся выветриванию.

В экстремальных холодных и засушливых климатах в районах, свободных от льда, обнаруженных в Антарктиде, распространено особое соевое выветривание, называемое **таффону (taffoni)**. Соли кристаллизуются в трещинах гранита, что приводит к гранулированному отшелушиванию и распаду. Selby (1971) описывает различные формы кавернозного выветривания. В основных солях преобладают хлориды натрия, хотя трудно представить, что они могут быть получены путем выветривания гранита. Гранулы гранита, которые образуются, не имеют признаков выветривания, поэтому они не могут быть источником солей. Поскольку происходят циклы промерзания-оттаивания, а влажность пород незначительна, предполагается, что снег осаждаются на граните в течение долгой холодной зимы. Затем снег медленно возгоняется, оставляя соли, осаждаемые

на граните. Во время антарктического лета оставшийся снег кратковременно тает, позволяя солям проникать в полости гранита в растворе, где они кристаллизуются. Тот же процесс может происходить вдоль побережья на северо-востоке Гренландии и в холодных засушливых прибрежных районах канадских арктических островов. Однако они не встречаются во внутренней части Юкона (см., French, 1996, стр. 47).

9.7. СКОРОСТЬ ОТСТУПАНИЯ СКАЛЬНЫХ ОБРЫВОВ

Несмотря на все эти процессы, скорость отступления современных скальных обрывов довольно мала, если не вовлечены камнепады (табл. 10.1). Три основных процесса, воздействующие на породу, довольно медленные, то есть биогенное отслаивание из-за лишайников, умеренное отступление, вызванное морозным пучением, и сравнительно быстрое отступление, связанное с релаксацией после ледникового стресса. André (1997) оценил средние скорости этих процессов соответственно в примерно 2 мм / тыс лет, 100 мм / тыс лет и 1000 мм / тыс лет на северо-западе и в центре Шпицбергена. При этом скорости варьировались от 0 до 1580 мм / тыс. лет. К сожалению, в настоящее время нет других сопоставимых исследований этих трех различных процессов. Мацуока и Мёртон (Matsuoka & Murton, 2008) обсуждают последние достижения в области изучения пучения и предлагают дальнейшие направления исследований, а Thorn *et al.* (2014) утверждают, что выветривание и почвообразование в холодном климате являются, по существу, продолжением этих процессов, которые также встречаются на более низких широтах с более теплым климатом.

9.8. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ АККУМУЛЯЦИИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ХОЛОДНОМ КЛИМАТЕ

Обломочный материал может накапливаться на плоских или наклонных поверхностях. Если между блоками горных пород существуют сквозные пути, температурная сдвигка за счет воздуха, движущегося в таких путях, может привести к тому, что температура в этих отложениях будет до 6 °С ниже, чем в окружающих породах. Харрис и Педерсен (Harris & Pedersen, 1998) предоставляют подробную информацию о связанных с этим процессах, которые, как установлено, действуют во всей Центральной Азии (Harris, 1996; Gorbunov *et al.*, 2004), а также в Северной Америке. Это межблоковое пространство также позволяют накопить большое количество льда, что может привести к образованию на склонах каменных глетчеров и потере массы блоков. В районах плохого дренажа эти материалы способствуют развитию подземных дренажных путей, которые представляют собой потоки воды, фильтрующиеся через более или менее горизонтальные талики, которые могут изменять положение в поперечном направлении почти как меандрирующие реки. В других случаях эти пространства позволяют эоловому песку, пыли, а также любым более тонким продуктам выветривания горных пород накапливаться внутри блоков горных пород. Лед в вечной мерзлоте в крупнообломочных отложениях представляет собой очень важный водный ресурс в периоды повышения среднегодовой температуры воздуха, например, в северном Тянь-Шане (Bolch & Marchenko, 2006).

На относительно плоских поверхностях боковая составляющая сила тяжести равна нулю или невелика, поэтому отложения, как правило, остаются на месте, хотя они могут образовывать структурные грунты из-за движения конвективного

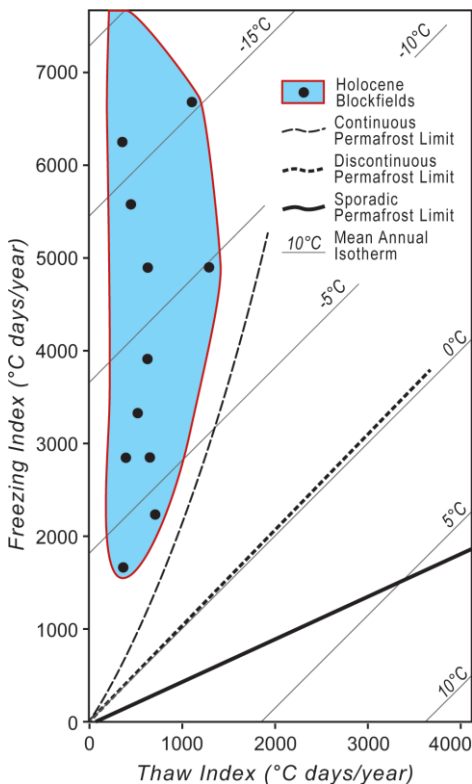
типа в активном слое (см. Главу 10). На склонах существует ряд различных процессов, связанных с перемещением крупнообломочных материалов, которые имеют характерные типы движения, а также образуют формы рельефа. К ним относятся различные типы ползучести, потоки льда, разделяющего минеральные зерна, как в каменных глетчерах (рис. 9.1), гелифлюкция, скольжение, морозное пучение, быстрые потоки части поверхностных отложений и эрозия талой водой, движущийся под изотермическим снежным покровом. Лёссы, селевые отложения или ледниковые отложения могут осаждаться на поверхности, а снежные или слякотные лавины или оползни могут добавлять и/или модифицировать отложения. В тех случаях, когда подходят условия окружающей среды, лед может накапливаться в трещинах, а когда его объём превышает примерно 50 %, отложения могут медленно течь вниз. Обычно несколько из этих процессов участвуют в одно либо в разное время года. Результатом является серия различных форм рельефа, которые могут рассматриваться вместе, поскольку баланс этих процессов изменяет ландшафт. В следующих разделах мы рассмотрим каждую из этих форм рельефа по отдельности.

9.8.1. Криогенные блоковые (каменные) поля

Криогенные блоковые (каменные) поля (cryogenic block fields) состоят из крупных обломков разрушенной породы, распределенной по относительно плоской поверхности, обычно на вершине горы или плато (рис. 1.16). Если наклон больше 10° , форма рассматривается как **блоковый склон, каменная осыпь или осыпной склон (block slope, scree or talus slope)** (см. ниже). **Осыпью (talus)** называют обломки на осыпном склоне. Термин **фельзенмеер (felsenmeer)** также использовался, потому что это название происходило из Фельзена, недалеко от Штутгарта, где на склонах гор в близлежащем лесу найдены неактивные впечатляющие потоки блоков горных пород. По-видимому, эти глыбы представляют собой результаты влажного тропического выветривания. Таким образом, этот термин возник и использован для рельефа с существенно различающимся происхождением, поэтому его лучше не использовать.

Блоковые поля относительно редки в молодых ледниковых горах, таких как Скалистые горы, но чаще встречаются

Рис. 9.3. Распределение активных голоценовых криогенных блоковых полей со средними ежегодными индексами промерзания (freezing index), и оттаивания (thaw index) (по Harris, 1981c, Рис. 2A, 1982a): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm)



во внеледниковых районах и на **нунатаках (nunataks)** — скальных выступах среди ледников, например, на горе Плато в Альберте. Активные **криогенные блоковые поля (cryogenic block fields)** развиваются в областях с вечной мерзлотой (рис. 9.3), а блоковые поля, наблюдающиеся в более теплом климате, — это реликты, сформированные во время предыдущих холодных климатических событий.

Если в блоках имеется мало тонкого материала, мелкие фракции смываются до кровли вечной мерзлоты или до подошвы коренных отложений, в зависимости от того, что ближе к поверхности. В этом случае температурная сдвигка значительно понижает температуры в верхних горизонтах. Действие мороза в поверхностном слое приводит к формированию сортированного структурного грунта (см. Главу 5) с более крупными блоками, находящимися в верхней части. Как только отложения будут сформированы, они будут сохраняться, даже если климат станет непригодным для сохранения вечной мерзлоты.

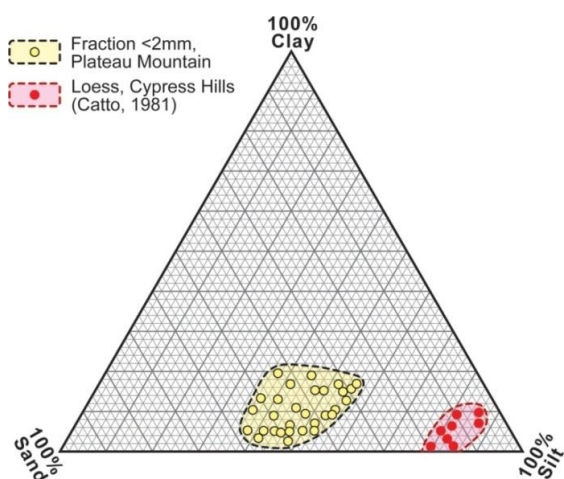


Рис. 9.4. Размер зерна фракции (fraction) менее 2 мм, образующей осадочный чехол структурного грунта на альпийском лугу на плоском гребне горы Плато (Plateau Mountain), Альберта. В отложениях содержится большой процент песка, в отличие от лесса (loess) позднего Висконсина на вершине холмов Кипарис (Cypress Hills) (Catto, 1981), или обломков, полученных в результате промерзания-оттаивания коренных пород: глина (clay), пыль (silt), песок (sand)

В холодном климате морозное пучение подстилающих пород имеет тенденцию перемещать и переворачивать глыбы скальных пород. Когда этот процесс переворачивания происходит, лишайникам трудно расти на поверхности блоков, но как только он прекращается, блоки становятся подходящим субстратом, например, в Эллистоне, Ньюфаундленд. Выветривание также постепенно приводит к тому, что глыбы менее угловаты. При этом формируются коры выветривания, которые могут быть датированы различными, например космогенными методами. Такие альпийские тундровые отложения могут сохраняться более миллиона лет, если условия на горах для этого подходят.

Там, где в блочном материале имеется значительный процент более тонкого материала, будет развиваться **сортированные или несортированные структурные грунты (sorted or nonsorted patterned grounds)** (рис. 1.16). Часто в центре сортированного полигона

может образовываться второй, более мелкий рисунок, хотя это может быть позднее, когда условия окружающей среды подходят, как и на горе Плато. Мелкоземы могут состоять из золотого лесса, обломков выветрившихся коренных пород или, например, из бывших речных отложений, оставшихся с того времени, когда горная вершина была поймой реки, вытекающей с гораздо более высоких гор, как предполагается благодаря обнаруженным особенностям фракции менее

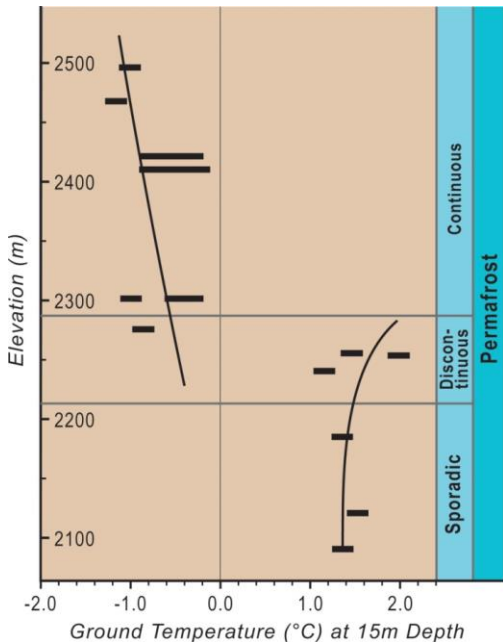


Рис.9.5. Разница между температурами грунта (ground temperature) на глубине 15 м в лесу (правая кривая) и на альпийском лугу (левая кривая) на различных высотах (elevation) на горе Плато, Альберта. Разница еще выше, если альпийская тундра примыкает к лесу из-за влияния температурной сдвижки. Переработано по Harris & Brown (1978, рис. 8): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %)

2 мм на гребне горы Плато (рис. 9.4). В этом случае поверхность более благоприятна для роста растительности и может быть классифицирована как альпийский луг.

В районах с ограниченными снегопадами снег со скалы часто сдувается, чтобы накапливаться у ближайших деревьев. В результате дополнительный снег в лесу изолирует подстилающий слой от холодного зимнего воздуха, поэтому как активная толщина слоя, так и температура грунта в лесу заметно выше, чем прилегающей тундре (рис. 9.5). Это еще более заметно в случае альпийской тундрово-лесной границы раздела.

Измерение мощности крупнообломочных отложений обычно достигается путем бурения до коренных пород. Попытки использовать геофизические методы для измерения мощности блочного поля на горе Плато были безуспешными на альпийских лугах (Б. Мурман, личное общение), но эта техника, по-видимому, работает в других районах альпийских тундр (см. Sass, 2006; Sass & Krautblatter, 2007). Siewert *et al.* (2012) обнаружили, что электротомография была успешной при изучении разреза и мерзлых частей конусов осыпей в Longyeardalen, Svalbard, особенно при использовании лабораторной калибровки. Они смогли оценить среднюю скорость эрозии пористого песчаника, которая изменялась от 330 до 196 мм / 1000 лет, что соответствует более ранней оценке Jahn (300 мм / 1000 лет).

9.8.1.1. Измерение скорости движения обломков на склонах

В прошлом скорости осыпания и оседания на склонах измерялись различными способами. Отдельные глыбы и их положение на поверхности земли можно измерить с помощью повторной триангуляции с фиксированных станций, измеряющих как горизонтальные, так и вертикальные движения. Это также возможно на открытых склонах с использованием аэрофотосъемки или спутниковых фотографий, если они обеспечивают достаточную точность. В лесах триангуляция может использоваться для контроля положения гвоздей, вбитых в стволы деревьев, поскольку деревья движутся со средней скоростью нижележащей зоны расположения их корней (Blumstengl & Harris, 1988; Blumstengl, 1988). Измерения

расстояний лазером значительно помогло произвести надежные измерения, как расстояния, так и угла наклона.

На поверхности горных пород могут быть нанесены метки устойчивой краской, а участки можно пересматривать и фотографировать через подходящие периоды времени, как, например, это было сделано для стратифицированной осыпи в долине реки Слимс (Harris & Prick, 2000). Это помогает определить, какая доля поверхности подверглась разрушению за этот период. Если окрашенные фрагменты могут быть найдены, то это предоставляет данные о расстоянии перемещения блоков горных пород различных размеров. Ниже осыпей листы пластика могут быть выложены в предполагаемой зоне накопления, чтобы собрать отложения, которые туда попали за определенный период времени (Luckman, 1978).

Объем отложений при накоплении блоков горных пород у основания уступа может позволить определить среднюю скорость осыпания, если известен возраст образования горного массива. Тем не менее, он не дает подробностей об изменениях скорости за этот период времени. Следует также помнить, что накопленный материал ниже скального уступа постепенно уменьшает площадь поверхности скалы, подвергающейся выветриванию. Геометрия блоковых отложений может быть определена с помощью геофизических методов, например, радиолокатора или электротомографии (Scapossa *et al.*, 2011).

На рыхлых обломочных отложениях можно нарисовать горизонтальные линии, чтобы определить, движутся ли они со временем (Maskau & Matthews, 1974). Они также показывают, перемещаются ли глыбы в массе или как отдельные блоки (рис. 9.18). Также можно наблюдать вращение больших фрагментов (Harris *et al.*, 1998a).

Разработка новых инструментальных методов способствует совершенствованию изучения движений склонов, используя LIDAR и оборудование, которое может регистрировать движение блоков горных пород. С его помощью можно исследовать также изменения формы склона (Abellán *et al.*, 2009, 2014; Lato *et al.*, 2009, 2012, 2014, 2015; Sturtzenegger & Stead, 2009; Kromer *et al.*, 2015). Это позволяет, например, осуществлять дистанционный мониторинг нестабильных склонов под железнодорожными путями в Fraser River Canyon в Британской Колумбии, а также позволяет прогнозировать некоторые события, в частности, обвалы пород.

9.8.2. Криогенные осыпные склоны и конуса выноса

Блоковые склоны, каменные осыпи или осыпные склоны (*block slopes, screes or talus slopes*) — это скопления крупнообломочных отложений на склонах, более крутых, чем 10° , обычно у подножия скальных уступов. Часто верхняя часть находится под максимальным углом устойчивости для блоков, то есть при $33\text{--}37^\circ$. Они имеют форму либо конических **конусов выноса (*fans*)** (рис. 9.1 и 9.6), либо «простынеобразных» («*sheet-like*») **склонов (*slopes*)** (рис. 9.6). Термин «**осыпь**» (***talus***) используется для самого материала, слагающего эти формы рельефа. Глыбы обычно отделяются выветриванием из скалистых уступов выше, а потом падают, перекатываются или сползают вниз, и в конце концов практически останавливаются, когда угол наклона ниже 32° . Самые большие глыбы, как правило, выкатываются дальше благодаря сильному импульсу. Они также могут откладываться в нижней части геоморфологических форм, имитируя **осыпной вал (*protalus rampart*)** (см. Ниже). Общий **мальвег (*thalweg*)** (длинный профиль), как правило, вогнутый.



Рис. 9.6. Осыпные конуса выноса и каменный глетчер под скальными уступами вдоль ледниковой эродированной стороны долины у шоссе Хаул (Haul Road) на северном склоне хребта Брукс, Аляска. © S. A. Harris

Криогенные осыпные конуса выноса (*cryogenic talus fans*) образуются из оврагов в скальной стене (рис. 9.1 и 9.6), тогда как «простынеобразные» («sheet-like») **криогенные осыпные склоны (*cryogenic talus slopes*)** — под прямыми, линейными уступами (рис. 9.7). По мере роста осыпного склона или конуса выноса он постепенно отодвигает выветриваемую стену. Если климат стабилен, темпы транспорта выветрившихся пород в растущую рельефную форму должны постепенно уменьшаться. Однако считается, что в более холодные периоды, такие как во время последнего ледникового максимума до начала голоцена или неогляциальных событий объем обломков увеличивался, и уменьшался во время климатического оптимума голоцена (Andrews, 1961; Ball 1966 Ballantyne & Eckford, 1984; Wilson, 1990; Salt & Ballantyne, 1997; André, 1997; Wilson, 2007). Кроме того, ожидается, что размер блоков горных пород увеличивается в более холодных условиях и уменьшается во время потепления (Ballantyne, 1996; Sass, 2006). Однако Wilson (1990, 2007) отмечает, что размер каменных глыб также контролируется расстоянием между трещинами, которое зависит от состава материала, перепадов температуры и других факторов. В целом трудно определить, действительно ли данный слой в осыпном конусе выноса или склоне сформирован в каких-то определенных климатических условиях. Поэтому трудно классифицировать осыпные склоны как *доледниковые*, *параледниковые* или *постледниковые* (Wilson, 2014). Большинство из них являются сложными, составными формами рельефа.

Осложнения возникают из-за целого ряда процессов, которые могут приносить дополнительный материал на склоны (Van Steijn *et al.*, 1995, 2002). В частности, Harris & Prick (2000) и Sass & Krautblatter (2007) показали, что на крупнообломочных склонах могут возникать сели разного размера и частоты (см. дамбы на рисунке 9.8), между выветрившимся детритом могут отлагаться лессы (Harris,

1975), существенные количества материала могут добавлять обвалы, поверхностные дождевые потоки (Van Steijn & Hétu, 1997) и слякотные лавины (Caine, 1969), а также снежные лавины, если будет достаточно осадков зимой. В районах с небольшими снегопадами отдельные обломки могут сползать вниз, когда зимой они покрыты льдом (Hétu & Vandelas, 1989; Lafortune *et al.*, 1997; см. Блок-потоки ниже). Неизбежно будет развиваться медленная ползучесть блоков горных пород на склонах, особенно в верхней части склона (Bertan & Texier, 1999). Конечным результатом является то, что структура конусов и склонов будет зависеть от характера формирующих их процессов.

Haerberli (1975), Lambiel & Pieracci (2008), Scapozza *et al.* (2011), и Siewert *et al.* (2012) обнаружили, что в криогенных осыпных конусах выноса и осыпных склонах, в нижних двух третях этих структур обычно развивается вечная мерзлота (рис. 9.9). Если содержание льда станет достаточно большим, чтобы занимать пространство между отдельными обломками пород, эта масса может начать двигаться как каменный глетчер (Howe, 1909; Johnson, 1983, 1984a, 1984b, Hétu & Grey, 2000). На рис. 9.10 показан типичный случай течения в районе Сент-Элиас (St. Elias Range) на Юконе.



Рис. 9.7. Осыпные склоны на южном склоне горы Ямнуска, Альберта



Рис. 9.8. Селевые потоки на двух соседних осыпных конусах выноса в Национальном парке Банф, Альберта. © S. A. Harris

9.8.3. Классификация криогенных осыпных склонов

Структуру осыпных склонов, состоящую из конусов выноса или листов, лучше рассматривать, разделяя их на **глыбовую**, или **грубую блочную осыпь** (*coarse blocky talus*) с ограниченным количеством мелких частиц и большим поровым пространством, и **смешанную осыпь**, или **осыпь содержащую значительные количества более тонкого материала** (*talus containing significant amounts of finer material*), который препятствует свободному движению воздуха через поры.

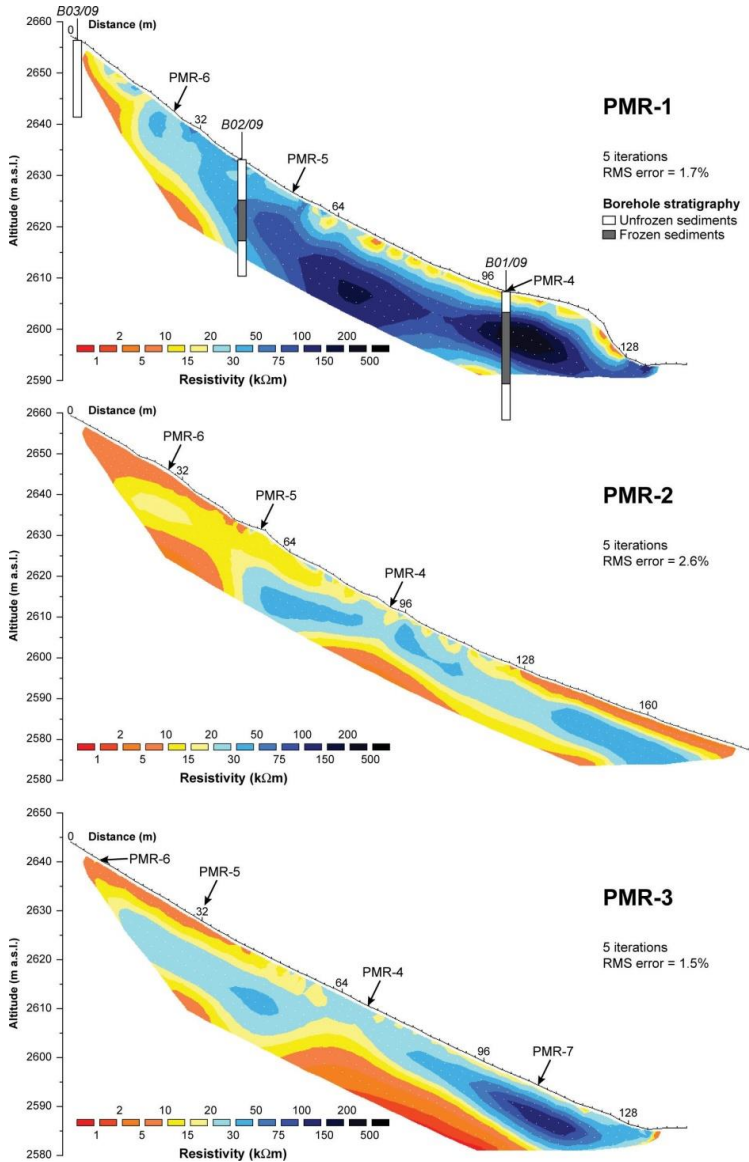


Рис. 9.9. Продольный профиль осыпного конуса выноса Пети Мон-Руж (Petit Mont Rouge) № 1, показывающий уклон, распределение вечной мерзлоты в 3 скважинах и удельное сопротивление EPT (из Scarpsoa *et al.*, 2011, Рис. 9): высота (altitude), сопротивление (resistivity), стратиграфия скважины (borehole stratigraphy), немерзлые отложения (unfrozen sediments), мерзлые отложения (frozen sediments)

Для первого типа характерна **температурная сдвигка** и **эффект Балча** (**Balch effect**) в районах с небольшими снегопадами, как, например, гора Плато (Harris & Petersen, 1998), а **эффект дымохода** наблюдается в районах с глубоким снегом (Von Wakonigg, 1996). Осыпные склоны состоят из слоистых отложений, и, хотя это не очевидно для глыбовых отложений, это можно продемонстрировать геофизическими методами, в частности радиолокатором (Sass, 2006). Sass обнаружил, что внутренняя структура этих отложений может быть очень сложной. Второй тип, обнаруженный во многих осыпных отложениях, как правило, стратифицирован, и эти отложения назывались **grèzes litées** (Guillien, 1951), или **éboulis stratifiés** (Francou, 1988). Французские геоморфологи подробно рассмотрели отложения плейстоцена и голоцена в течение последних 70 лет. Однако, поскольку оба типа стратифицированы в большей или меньшей степени, термин **«стратифицированная осыпь» («stratified scree»)** не может быть удовлетворительно использован для этих отложений со значительным количеством мелких частиц.



Рис. 9.10. Крупный активный лопатообразный каменный глетчер, сформированный в конце осыпного склона ниже уступов скал, Национальный парк Клуан, Юкон. © S. A. Harris

9.8.3.1. Глыбовые осыпи

Глыбовые осыпи, или **грубые блочные осыпи**, или **крупнообломочные осыпи** (**coarse blocky talus**) — классические осыпные склоны, находящиеся под скальными уступами. В их простейшей форме они состоят из блоковых отложений, или глыб, наклонённых около $33\text{--}37^\circ$ у основания скальных утёсов, выполаживаясь до $30\text{--}32^\circ$ в **зоне выбега** (**run-out zone**). Глыбы демонстрируют грубую сортировку по размеру, причём меньшие обломки останавливаются выше на склоне, чем более грубые блоки. Однако снежные лавины зимой, слякотные лавины весной, сели и различные виды ползучести могут размыть эту закономерность. Самые большие глыбы обычно находятся перед конусом выноса или «простынеобразной» ровной поверхностью осыпи. Со временем отложения становятся мощнее и покрывают большую площадь, в то время как нижняя часть

скальной стены зарывается в новые слои. Таким образом, темпы роста конуса со временем будут уменьшаться в условиях устойчивого климата.

Как геофизические исследования, так и полевые наблюдения за строением этих отложений на склоне показывают, что простой внешний вид на поверхности часто маскирует сложную историю. Так, Hétu & Grey (2000) обнаружили, что на склоне морские и прибрежно-морские гравийные отложения вдоль южной части устья реки Святого Лаврентия начали формироваться там, как только ледниковые щиты отступили от 13,5 до 10 тыс. лет назад, в то время как изостатический подъем все еще происходит. Образование сплошного лесного покрова в регионе около 7,25 тыс. лет назад не предотвратило их формирования. Полное развитие леса было возможно только там, где движение осыпи на склонах прекратилось. Sass & Krautblatter (2007) смогли описать несколько различных типов залегающих, включая осыпь Küntai Hinterkar (Sass & Krautblatter, 2007, Рис. 9).

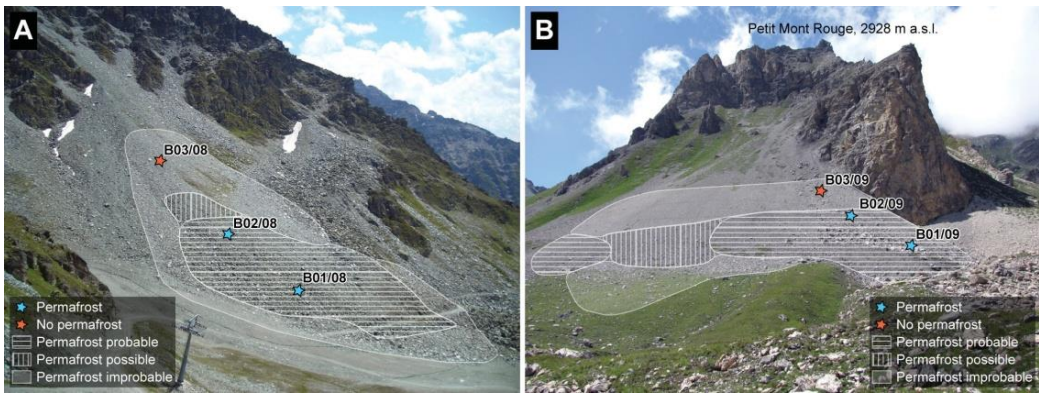


Рис. 9.11. Распределение вечной мерзлоты в нижних частях глыбового конуса выноса (blocky talus fan) (A) и глыбовой «простынеобразной» («sheet-like») осыпи (blocky talus sheet) (B). Из Scapozza *et al.* (2011 г., рис. 9.11). Звезды указывают на расположение скважин, подтверждающих интерпретацию геофизических разрезов в сухих осыпных отложениях в Восточно-Европейских Альпах: вечная мерзлота (permafrost), без вечной мерзлоты (no permafrost), вечная мерзлота вероятна (permafrost probable), вечная мерзлота возможна (permafrost possible), вечная мерзлота маловероятна (permafrost improbable)

Как отмечалось выше, после того как сформировались крупнообломочные отложения осыпного склона, **температурная сдвигка** приводит к значительно более низким температурам в их толще. Вечная мерзлота развивается, как правило, на нижних участках осыпи (рис. 9.11), будь то конус или «простынеобразный» покров на склоне у скального уступа. Это форма **спорадической вечной мерзлоты** может быть найдена в нескольких сотнях метров ниже нижней границы **сплошной вечной мерзлоты**. Лёд накапливается в пространстве между обломками, и при полном заполнении порового пространства эта ледяная масса начинает двигаться вниз по склону в качестве **каменного глетчера** (см. ниже). Льдистая вечная мерзлота была обнаружена Горбуновым в крупнообломочных отложениях под лесной растительностью вблизи Нижней Гляциологической станции в китайском Тянь-Шане, а Popescu *et al.* (2017) дают описание превращения блоковых склонов (каменных осыпей) в активные каменные глетчеры у южных Карпатских гор в Румынии.

9.8.4. Защита инфраструктуры

Развитие криогенных глыбовых осыпей может быть катастрофическим. Существует несколько способов блокировки блоков, но в конечном итоге должна быть система удаления обломков, прежде чем они перекроют любой барьер (Volkwein *et al.*, 2011). Самый простой метод — использование **габионов (*gabions*)**, состоящих из крупных камней внутри оцинкованной железной сетки. Они удерживают небольшие камни и позволяют материалу на склоне стекать, если присутствует более тонкий материал. Второй метод — использование блокирующих бетонных блоков, часто уложенных в несколько уровней. Иногда стальная сетка установлена над поверхностью разрушающейся скалы, и это предотвращает распространение обломков. В этих случаях склоновые отложения необходимо регулярно удалять, чтобы защитить соседнюю инфраструктуру.

Другим методом является использование гибких металлических барьеров для защиты от камнепадов. Они состоят из металлической кабельной сети, поддерживаемой вертикально стальными стойками, с функцией перехвата и остановки падающих обломков горных пород (Gottardi *et al.*, 2011; Gentilini *et al.*, 2013). Нагрузки передаются через специальные соединительные элементы в соответствующие фундаменты. Ключевой особенностью является то, что эти структуры относительно лёгкие, но они предназначены для поглощения кинетической энергии горных пород, их отскока в исходное положение. Они поглощают довольно высокую энергию за счёт развития больших упругопластических деформаций системы. Это достигается перемещением сети и активацией рассеивающих энергию устройств.

9.9. СМЕШАННЫЕ ОСЫПИ

В **смешанных осыпях**, наряду с глыбами содержащих значительное количество тонкого материала, наличие последнего значительно изменяет процессы, происходящие на склонах (например, Hètu & Vandelac, 1989; Bertran, 1992; Bertran *et al.*, 1992). Сочетание снега, льда и ветра производит, по меньшей мере, к развитию шести различных процессов, а именно нескольких типов лавин, в том числе **двухслойную осыпь-снежную лавину (*two-layer talus/snow avalanche*)**, вызванную камнепадом, **быстрый снежный крип (*rapid snow creep*)** весной, движение нивально-оловых отложений, **скольжение глыб на льдистом основании (*sliding of blocks on an ice crust*)**, **скольжение покрытых ледяной коркой обломков пород (*sliding of ice-coated rocks*)** и движение гравия, надвигаемого ветром на снежный покров. Ранее Гильен (Guillien, 1951) считал, что **склоновый смыв (*slope-wash*)** является доминирующим, но, как и **конгелифлюкционная склоново-эрозионная теория (*congelifluction-slope-wash theory*)** Журно (Journaux, 1976), она оказалась, к сожалению, не соответствующей свидетельствам из Charantes и других мест (Bertran *et al.*, 1992).

Полевые наблюдения Сасса и Краутблаттера (Sass & Krautblatter 2007) показали, что процессы, происходящие на поверхности осыпи, намного сложнее. Реседиментация за счет крупномасштабных обломочных потоков была редкой и ограничивалась склонами около 14° (Фишер, 1965). Эти потоки врезались в верхнюю часть осыпи и приводили к значительному перераспределению материала. Мелкомасштабные поверхностные потоки более распространены, но обычно их инициировали наземные водные потоки по оврагам на конусах выноса осыпей (см. Рис. 9.8), сильные ливневые осадки или сильная крутизна

склона осыпи в сухую погоду — так называемые **сухие зерновые потоки** (*dry grain flows*), по терминологии Lowe (1976). Также наблюдались потоки **ледяные зерновые потоки** (*frost-coated grain flows*) (Hètu *et al.*, 1994). Эти процессы создают локальные, более или менее параллельные слои, залегающие с несогласием, которые обычно не распространяются на весь конус выноса.

В районах с вечной мерзлотой могут быть найдены аналогичные отложения. Harris & Prick (2000) описали развитие стратифицированной осыпи в конусе ниже выветриваемого уступа в Национальном парке Клуане. Морозобойное растрескивание на поверхности скалы приводило к отрыву фрагментов породы в широком диапазоне — от пылеватых до гравийных, которые затем падали вниз по склону. Более мелкие частицы оставались на верхней части склона, в то время как более грубые частицы накапливались в нижней части в сухую погоду. Всякий раз, когда шел дождь весной и летом, мелкозернистые отложения насыщались водой и стекали по более грубому материалу, что приводило к более или менее регулярному чередованию слоев (рис. 9.12) такого типа, как найденный в ископаемых отложениях в Бельгии. Отдельные слои не простирались по всей территории, в основном встречаясь в нижней части склона. Поскольку они могут образовываться в районах, не имеющих вечной мерзлоты (Coltorti *et al.*, 1983), необходимо найти доказательства ее наличия в данном районе, прежде чем интерпретировать эти отложения как образующиеся в условиях вечной мерзлоты.

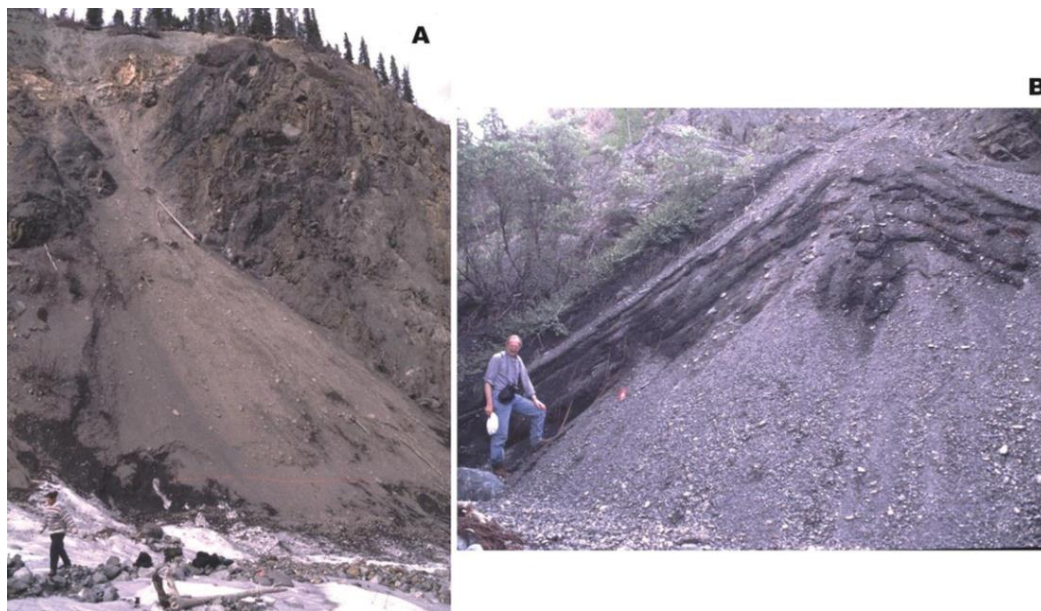


Рис. 9.12. Стратифицированные осыпные отложения вокруг озера Клуан, национальный парк Клуан. А, осыпной конус выноса 90 м и В, мелкая слоистость с покойным профессором Альбертом Писсаром для масштаба. © S. A. Harris

9.9.1. Каменные глетчеры

Каменный глетчер (*rock glacier*) определяется как «языкоподобное или лестообразное тело, обычно состоящее из угловатых глыб и льда, которое напоминает небольшой ледник, как правило, встречающееся в высокогорье местности, и часто на поверхности имеющее гребни, борозды и иногда лопасти и крутую

переднюю сторону» (Potter, 1969, стр. 1, 1972, стр. 3037). Эти тела движутся вниз в значительной степени за счет деформации льда, находящегося в пространстве между обломками. Примеры показаны на рисунках 9.1, 9.9 и 9.14. Barsch (1996) подробно рассматривает более раннюю литературу по каменным глетчерам. Они были впервые описаны Cross & Howe (1905) и названы так Carrs (1910, стр. 360). Альтернативные названия включают **blockgletscher** (Högbom, 1914), **glacier rocheux** (de Martonne, 1920) и каменные глетчеры (**kamennye gletcery**) в России.



Рис. 9.13. Активные языковые каменные глетчеры в Заилийском Алатау, Казахстан, где встречаются самые длинные и крупные каменные глетчеры (см. Горбунов, 1983). На переднем плане — каменный глетчер Моренный, а на заднем плане — каменный глетчер Городецкого. © А. П. Горбунов

Обычно они разделяются на две основные формы: **языковые каменные глетчеры** (*tongue-shaped rock glaciers*), сформированные часто ниже цирков, и **лепестковые каменные глетчеры** (*lobate rock glaciers*), сформированные обычно под осыпными склонами. Там, где каменный глетчер ограничен в своей более широкой нижней части (рис. 9.10), его иногда называют **лопаточным каменным глетчером** (*spatulate rock glacier*) (Wahrhaftig & Cox, 1959) или **предгорным каменным глетчером** (*piedmont rock glacier*) (Humlum, 1982). Хотя они, как правило, считаются языковыми каменными глетчерами (Parson, 1987), их также можно найти под осыпными склонами (рис. 9.8). Эта классификация основана на форме каменных глетчеров, при этом лепестковая форма каменных глетчеров имеет отношение длины к ширине <1 , в отличие от языковых каменных глетчеров с коэффициентами >1 (Domaradzki, 1951; Wahrhaftig & Cox, 1959). Попытки связать лепестковые каменные глетчеры, например, рис. 9.1, с осыпями

под скалами и скальными уступами, являются успешными только в 90–95 % примеров. Они также могут быть найдены под небольшими ледниками. В долинах ниже отступающих ледников обычно встречаются языковые каменные глетчеры (Domradszki, 1951; Foster & Holmes, 1965; Outcalt & Benedict, 1965), как на рис. 9.13. Некоторые активные азиатские каменные глетчеры могут простираться ниже границы распространения вечной мерзлоты (Bolch & Gorbunov, 2014), предположительно из-за температурной сдвижки, хотя это не было точно установлено.

Фактическая доля каждого типа каменных глетчеров зависит от рельефа и климата. Таким образом, в холодном полузасушливом Заилийском Алатау в Казахстане лепестковые каменные глетчеры составляют 60 % от общего объёма (Горбунов, 1983). Они занимают около 70 000 м², тогда как Luckman & Crockett (1978) оценили, что лепестковые каменные глетчеры составляют лишь 45 % горных ледников в более влажной зоне национального парка Банф, Канада. Высота верхней части и нижняя граница активных каменных глетчеров сходны для обоих типов (Barsch, 1996), причём их нижняя граница приближается к положению нижнего предела распространения сплошной вечной мерзлоты. Они обычно встречаются на склонах, обращённых к северу, в северном полушарии (White, 1979).



Рис. 9.14. Сложный каменный глетчер с перекрывающимися и перевёрнутыми лепестками

Barsch (1996) разделяет три класса, а именно, языковые, лепестковые и **сложные каменные глетчеры (*complex rock glaciers*)** (рис. 9.14). Последнее — когда одна часть перекрывает другую, а части могут быть разного возраста (Yarnal, 1979; Johnson, 1980) или если глетчер либо делится на несколько потоков, либо поглощен ледником. Горбунов (1983) и Горбунов и Северский (2010) описавшие каменные глетчеры в разных частях Сибири, совместно с Corte (1978) использовали **термин «техногенные каменные глетчеры» (*tecnogenic rock glaciers*)**. Более сложные классификации см. в Barsch (1987) и Corte (1987a).

Все типы каменных глетчеров могут быть *активными*, *неактивными* или *реликтовыми*. Активные продолжают двигаться вперёд со скоростью до 14 м/год, при этом обломки цементируются льдом. Это деформация льда под действием силы тяжести, превышающей силу сдвига льда, и вызывает движение. Во время этого процесса отдельные глыбы наклоняются и поворачиваются. Обычно наиболее быстро движущаяся часть каменного глетчера передвигается менее 2,5 м/год. В неактивных каменных глетчерах лёд все ещё может присутствовать, но он больше не цементирует блоки. Поскольку лёд медленно тает, происходит осаднение, включающее наклон и некоторое ограниченное движение вниз. Форма с поверхности при этом все ещё выглядит свежей, и границу между этими двумя видами каменного глетчера трудно определить без фактических измерений движения. Реликтовые ледниковые глетчеры недостаточно выделяются в рельефе, и отдельные глыбы обычно имеют лишайники, растущие на их устойчивых верхних поверхностях. Это невозможно в случае двух других групп из-за движения.

9.9.1.1. Состав отложений и строение активных каменных глетчеров

Каменные глетчеры развиваются в любом подходящем материале. В языковых каменных глетчерах основная минеральная масса часто состоит из ледникового глинистого осадка, но снежные лавины, сели и обвалы со стен долины обеспечивают дополнительный материал на поверхности каменных глетчеров. В случае лепестковых каменных глетчеров основная масса материала, как правило, происходит из осыпных конусов выноса и склонов. В редких случаях лёссы также включаются, в то время как они также развиваться из скоплений шахтных отходов в подходящем климате (Горбунов, 1983; Горбунов и Титков, 1989).

Естественно возникшие каменные глетчеры обычно представляют собой двухслойные формы (Varsch, 1996, стр. 67). В случае Murtel I (рис. 9.1) имеется богатая валунным материалом верхняя **каменная мантия (rock glacier mantle)** мощностью до 3 м, которая перекрывает **ядро каменного глетчера (rock glacier core)**. Она включает активный слой, и когда этот слой состоит в основном из блоков, он будет подвергаться воздействию температурной сдвижки, если не находится в зоне сильных снегопадов. Часто в языковых каменных глетчерах в ядре отсутствуют валуны, но присутствует ледниковый глинистый материал. В голоценовых лепестковых каменных глетчерах ядро состоит в основном из осыпных отложений. Обычно каменные глетчеры имеют около 30–40 % пустот от общего объёма, а если льда больше, это указывают на то, что он пересыщен льдом и будет течь вниз. В случае Murtel I (Haeblerli, 1989) в буровой скважине в каменном глетчере было обнаружено, что ядро каменного глетчера состоит из нескольких слоёв, верхний из которых содержит массивный лёд (глубина 3–15 м), ниже мёрзлый, сильноохлажденный глинистый материал, песок и гравий (глубина 15–28 м), затем льдонасыщенный мерзлый пылеватый песок и гравий (28–32 м), лежащий поверх грубых валунов со слоями льда (глубина 32–50 м). Он сформировался во время голоцена в районе, который покрывался ледниками в течение последнего крупного (Würm) оледенения.

Вондер Мюлл (Vonder Mühl, 1992) сообщил о сезонных колебаниях температуры на глубинах 52–56 м в Муртеле I и интерпретировал это как свидетельство существования потока подземных вод вблизи основания каменного глетчера. Он подсчитал, что общая мощность вечной мерзлоты составляет около 100 м. Используя геофизические методы, было обнаружено, что содержание льда

в каменном глетчере самое высокое в центре ядра, что может объяснить, почему в оттаявших реликтовых каменных глетчерах их поверхность в средней части ниже, чем их внешние края после оттаивания льда.

Другие способы изучения внутреннего строения включают сейсмические методы (Barsch, 1971; Barsch & Hell, 1975; Vonder Mühll, 1993; Gerber, 1994), которые могут обнаружить изменения плотности горных пород, которая является наименьшей в льдистом материале и более высокой в массивных коренных породах (Potter, 1972; Barsch, 1973; King, 1976; Haeblerli, 1979; Haeblerli & Patzelt, 1982). Также используются геоэлектрические зондирования (Fisch *et al.*, 1978; Evin, 1983b, 1987b, Barsch & King, 1989), которые помогают дифференцировать льдистую вечную мерзлоту (King, 1982). Мерзлые отложения могут иметь удельное электросопротивление от нескольких единиц до 10^6 Ом*м (для природного льда характерны значения 10^4 – 10^6 Ом*м) при увеличении льдистости (Haeblerli, 1985a, King *et al.*, 1987; Vonder Mühll, 1993). Последний обнаружил, что гравитационное зондирование может быть также успешным.

Время от времени использовалось измерение изменения наклона стенок ствола скважины (Girsperger, 1973; Johnson & Nickling, 1979; Wagner, 1992). Johnson & Nickling обнаружили, что после семи лет наблюдений возник наклон около 2° , но с уменьшением с глубиной. Верхний слой валунов, казалось, пассивно двигался на нижнем ядре, пересыщенным льдом. Вагнер обнаружил, что верхние слои на Муртеле I двигаются со скоростью только около 5–6 см/год по нижележащим слоям, которые перемещаются на небольшое расстояние. Когда эксперимент был повторен более тщательно во второй скважине (Haeblerli *et al.*, 1988; Haeblerli, 1990a) с использованием инклинометров с магнитными кольцами, потребовалось более 9 месяцев, чтобы инклинометры зафиксировали движение. Верхний слой двигался со скоростью на порядок больше нижнего слоя, в то время как 75 % деформации происходило на глубине между 28 и 32 м.

Измерения температуры в течение шести лет в Murtel I (Vonder Mühll & Haeblerli, 1990; Vonder Mühll, 1993), показали, что глубина нулевой амплитуды равна 20 м. Градиент температуры в каменном глетчере составлял $69,11$ °C/км для зоны 20–30 м, по сравнению с $47,5$ °C/км для слоя 30–35 м. Температура на подошве глетчера над коренной породой была чуть ниже 0 °C. Каменные глетчеры в более древних ландшафтах, чьи скальные отложения не были разрушены ледниками, могут иметь следы нескольких периодов активности (Aubekov & Gorbunov, 1999). Исследования, проведённые с использованием радиолокатора на Свальбарде (Isaksen *et al.*, 2000) и на юго-западе Колорадо (Degenhardt, 2008), подтвердили существование множества лепестков (рис. 9.15), которые можно интерпретировать как представляющие собой многократные события движения каменных глетчеров. Вполне вероятно, что ледниковые суглинки были захоронены каменными глетчерами, а ледники могут разрушать каменные глетчеры без полной переработки их отложений. Таким образом, сложные каменные глетчеры широко распространены во всех перигляциальных ландшафтах.

9.9.1.2. Происхождение льда в активных каменных глетчерах

Определение генезиса льда обычно довольно сложно (Barsch, 1996; Bolch & Gorbunov, 2014). Источники льда включают снег и, как следствие, инфильтрацию талой воды весной. Снежные и слякотные лавины добавляют лёд, воду и отложения к поверхности каменных глетчеров, особенно вблизи крутых склонов. Подземные воды могут разгружаться из подстилающих пород под гидравлическим

давлением, либо образовывать поток внутри или под каменным глетчером, например, под Murtel I (Vonder Mühl, 1992), либо вода может замёрзнуть как в качестве порового льда или как инъекционного льда. Такие льдистые слои в верхней части каменного глетчера могут привести к локализованному быстрому движению вниз по склону. Землетрясения также могут быть причиной движений, которые наблюдаются на Тянь-Шане (Bolch & Gorbunov, 2014).

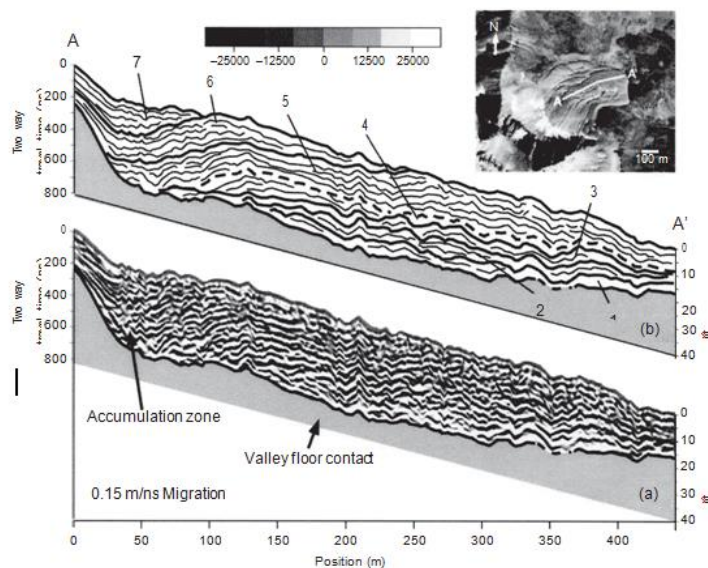


Рис. 9.15. Результаты радиолокации на продольном профиле каменного глетчера Хайорджелле, Шпицберген (Hiorthjellet rock glacier, Svalbard) (см. Isaksen *et al.*, 2000). Показана серия из семи осадочных лепестков: зона накопления (accumulation zone), контакт с дном долины (valley floor contact)

Tenthorey (1992) провел эксперименты с красителями-индикаторами для изучения движения воды, образованной частичным летним оттаиванием многолетних снежников в Верхнем Валь-де-Речи, Вале, Швейцария. В двух случаях активных каменных глетчеров талая вода быстро текла вниз по склону в поверхностном валунном слое глетчера (3,5 м / мин). Эти результаты аналогичны результатам, полученным Evin & Assier (1983) на активном каменном глетчере Marinette II в Приморских Альпах. В неактивном каменном глетчере Tenthorey обнаружил, что вода попала в пустоты ледяного ядра и медленно перемещалась к передней части формы (200 м через 15–30 дней). Это, вероятно, способствует таянию ледяного ядра.

9.9.1.3. Соотношение с растительностью

Обычным растительным покровом окружающей территории является тундра, как в полярных районах, так и в высоких горах. Там лишайники растут только на устойчивых поверхностях, хотя некоторым арктическим растениям (в основном однолетним) удаётся пройти свой жизненный цикл в качестве изолированных особей в расщелинах и местах с более мелкозернистыми отложениями. Таким образом, они не влияют на движение каменных глетчеров. Однако в горах

активные каменные глетчеры могут простираться вниз до бореального леса ниже линии деревьев (рис. 9.16А), а деревья в западной части Канады имеют мелкие корни, которые могут удовлетворительно расти, пока верхний блочный слой плавно перемещается вдоль лежащего под ним ледяного слоя. Рядом с конечным участком или там, где ледяное ядро движется неравномерно, стволы деревьев повреждаются (рис. 9.16В) и образуются «пьяные» леса (рис. 9.17В).



Рис. 9.16. А, Каменный глетчер East Slims ниже линии деревьев в Национальном парке Клуан, Юкон, и В, живое дерево со стволом, разделённым вблизи границы каменного глетчера. © S. A. Harris

9.9.2. Движение активных каменных глетчеров

Движения активных каменных глетчеров можно разделить на два вида: горизонтальная составляющая и движения на крутой фронтальной части. Обычно горизонтальное движение наибольшее вблизи конечной точки, уменьшаясь до верхней части каменного глетчера (Gorbunov *et al.*, 1992). На фронте движение вперёд значительно меньше, чем на поверхности каменного глетчера сразу над фронтом (Blumstengel, 1986; Blumstengel and Harris, 1988), так что фронт постепенно растёт в высоту с возрастом (Gorbunov *et al.*, 1992).

9.9.2.1. Горизонтальное перемещение

Горизонтальное движение активных каменных глетчеров может быть изучено с использованием аэрофотоснимков, сделанных в разные годы (Messerli & Zurbuchen, 1986; Barsch & Hell, 1975; Jackson & Macdonald, 1980; Evin & Assier, 1982, 1983; Haeberli & Schmid, 1988 и т. д.). Измерения движений на каменных глетчерах (рис. 9.16А) можно выполнить, построив сетку измерений между марками в стволах деревьев. Это должно сопровождаться проведением повторных

измерений расстояния в горизонтальном направлении, но обычно имеются значительные вертикальные компоненты. Хотя можно рассматривать верхний слой активных каменных глетчеров как единый движущийся покров, отдельные валуны могут наклоняться и вращаться во время движения, поскольку изменения происходят в объеме, а также на разных глубинах. Это приводит к расщеплению деревьев (рис. 9.16В) из-за дифференциального движения в лесных районах. Сниженная скорость движения вблизи конечной точки обусловлена оттаиванием льда из-за повышения температур на более низких высотах, что увеличивает внутреннее трение между обломками горных пород. Это, в свою очередь, приводит к накоплению обломочных отложений, тем самым увеличивая высоту фронта каменного глетчера. Факторы, влияющие на горизонтальное движение, включают: климат и его изменения, потоки подземных вод через каменный глетчер, изменения в градиенте рельефа подстилающей поверхности, изменения ширины стенок долины в языковых каменных глетчерах и добавление снега и обломков от оползней, камнепадов, снежных и слякотных лавин. Горбунов и др. (1992) описывают примеры воздействия некоторых из этих факторов. Движение грунтовых вод обычно является причиной движений, превышающих 2,5 м/год (Gorbunov *et al.*, 1992). Дегенхардт (Degenhardt, 2009) показал, что движение осенью было в 2 раза больше, что указывало на влияние климата, особенно температуры.

9.9.2.2. Движение фронта

Крутые передние части каменных глетчеров могут достигать 53° (White, 1976b, стр. 84) и могут достигать 122 м в высоту (Wahrhaftig & Cox, 1959, стр. 387). Они часто светлые на снимках (рис. 9.13), и не имеют лишайников. Гребни и борозды



могут быть дугообразными и выпуклыми вниз или продольными. Эти бугры представляют собой реакцию на сжатие и экстенсивные движения в активном каменном глетчере, вызванные колебаниями скорости движения и эффектами оттаивания порового льда. Фактическая форма фронта зависит от механизмов, связанных с его движением (Arenson *et al.*, 2002; Matsuoka *et al.*, 2005; Kääh & Reichmuth, 2005), наличия воды, протекающей вблизи каменного глетчера, изменения климата и наклона подстилающей поверхности (Горбунов и др., 1992).

Рис. 9.17. Сравнение А, передней части (фронта) каменного глетчера Городецкого под альпийской луговой растительностью в Казахстане, с В, каменного глетчера у реки Ист Слимс в бореальном лесу, Юкон. © S. A. Harris

Наличие или отсутствие растительного покрова (рис. 9.17) также может быть связано с типом движения и, вероятно, контролируется им в известной степени. Когда материал скользит вниз, на поверхности могут появляться участки грунта с кустами можжевельника. Склоновый размыв после дождей может привести к переработке отложений у подножия склона, как это наблюдается на северной конечности каменного глетчера Городецкого. Кусты можжевельника и ели могут расти на поверхности глетчера над линией растительности, если поверхность устойчива. Активные каменные глетчеры могут встречаться в бореальных лесах, например, вдоль восточной стороны долины реки Слимс, национального парка Клуан, Юкон (рис. 9.17А). В этом случае лес простирается вниз от каменного глетчера (рис. 9.17В).

Matsuoka *et al.* (2005) обсуждают морфометрию каменных глетчеров, найденных в Швейцарии, и приводят подробности количественных различий в морфологии между лепестковыми и языковыми каменными глетчерами в этой части Альп.

Измерение движений фронта глетчера осложняется оттаиванием льда, а также внешними процессами, такими как речная эрозия и крип. Эти измерения должны проводиться в течение нескольких лет (минимум трех), а результаты усредняются для преодоления вариаций микросреды из года в год. Zhu Cheng *et al.* (1992) окрашивали линии каждый год на определенной высоте в передней части каменного глетчера, надвигавшегося на дорогу в китайском Тянь-Шане (рис. 9.18). Отдельные камни с течением времени передвигались на разные расстояния, указывая на очевидный компонент движения вниз по склону.

Degenhardt (2009) использовал стальные стержни, установленные вертикально в гребень фронта. Они деформировались с течением времени, указывая на движение. Изменения наклона инклинометров, установленных в скважинах за фронтом, позволяют измерять движение отложений на определенной глубине. Затем их можно сравнить с фактическим горизонтальным движением фронта, а также проверить, происходят ли какие-либо резкие изменения в движении с глубиной.



Рис. 9.18. Фронт каменного глетчера, продвигающийся по бывшей дороге в Тянь-Шане, с профессором Чжу Чэном, стоящим у окрашенных камней — каждый цвет представляет собой остатки окрашенных линий в последовательные годы. Это доказывает движение вниз отдельных камней, вероятно, скользящих по льду, илидвигающихся с помощью крипа. © S. A. Harris

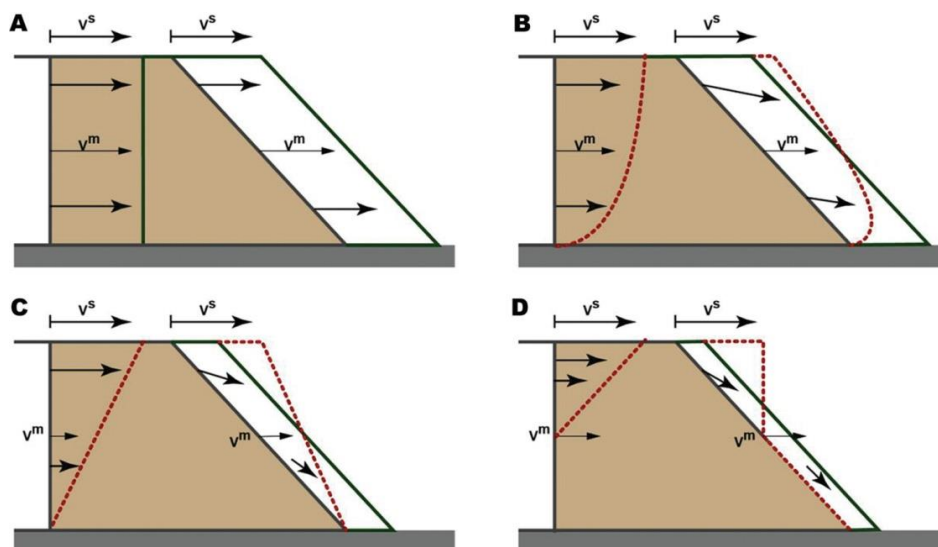


Рис. 9.19. Возможные механизмы движения фронта каменного глетчера (модифицировано из Kääh & Reichmuth, 2005, рис. 1). Черные линии показывают, как происходит равномерное движение вперед, красные линии, что происходит, если движение меняется, а зеленая линия показывает конечный результат

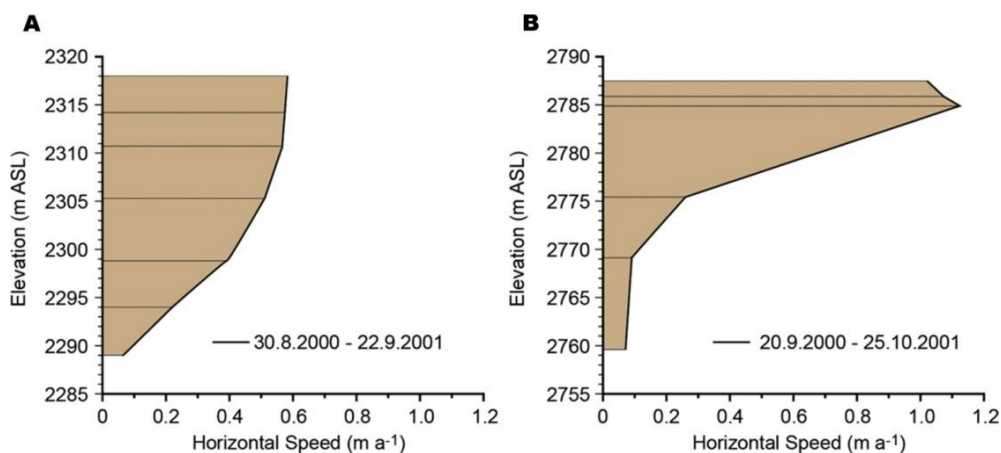


Рис. 9.20. Измеренные горизонтальные скорости (horizontal speed), м в год, движения фронтов на различной высоте (elevation), м над уровнем моря, А, каменного глетчера Сувретта и В, каменного глетчера Грубен в Альпах (модифицировано из Kääh & Reichmuth, 2005).

Теоретически существует, по крайней мере, четыре основные возможные формы движения фронта каменного глетчера в соответствии с Kääh & Reichmuth (2005), после Wahrhaftig & Cox (1959) как показано на рис. 9.19. Начальный вертикальный профиль и движение на различной глубине, обозначенное инклинометрами, показаны черным. Красная пунктирная линия отображает результаты добавления движения в зависимости от глубины к начальному наклону. Линия зелёным показывает, как должен выглядеть фронт в конечном итоге.

На практике величина горизонтальных перемещений основания фронта меньше, чем указано на рисунке 9.19 из-за плавления и абляции льда, что приводит к уменьшению массы материала. Разница считается объемом потерянного льда. Отдельные каменные глетчеры демонстрируют следование теоретическим схемам. Так, каменный глетчер Ист Слимс (рис. 9.17В) имеет фронт соответствующей схеме В на рисунке 9.19. Каменный глетчер Городецкого (рис. 9.17А) имеет фронт на своей северной стороне, соответствующий случаю С на рисунке 9.19, хотя с конусом выноса в его основании. На каменном глетчере Сувретта (рис. 9.20А) наблюдается картина вертикального движения как у каменного глетчера Ист Слимс, но геоморфологические процессы привели к преимущественно крутому фронту с увеличенным уклоном ниже отметки 2310,5 м. Каменный глетчер Грубен (рис. 9.20В) продемонстрировал фронтальный профиль, соответствующий рисунку 9.19D, поскольку только верхние 12 м его массы двигались относительно быстро. Таким образом, существует разнообразие как в процессах, так и в формах фронтов отдельных каменных глетчеров.

White (1971a, 1971b, 1975, 1976, 1987) интенсивно изучал каменный глетчер Арапахо в течение, по крайней мере, двух десятилетий. Он документировал падение обломков на крутом фронте (White, 1971b), а также горизонтальное движение выпуклых поперечных гряд. Используя триангуляцию между стальными штифтами, забитыми в щели на грядах, он показал, что сжатые и растянутые гряды перемещаются, расширяясь и закрываясь, до 11–27 см/год. Движение изменялось по направлению, иногда являясь поперечным, диагональным или продольным. В течение восьми лет исследования другие смежные гряды двигались только на 0,5–4,0 см/год. Предполагается, что причиной является дифференциальное перемещение нижележащих слоёв.

9.9.3. Распространение активных каменных глетчеров

Большинство каменных глетчеров встречается в континентальных горных районах с ограниченными зимними осадками. Они встречаются редко в морском климате, но их можно найти в Антарктиде (Mayewski & Hassinger, 1980; Mjagkov, 1980; Barsch *et al.*, 1985; Linder & Marks, 1985), вдоль Анд Южной Америки (Corte, 1976b; Marangunic, 1976, Corte & Espizua, 1981, Heine, 1976, Rangecroft *et al.*, 2014), Кордильерах Северной Америки (Höllermann, 1983), на севере Аляски, в Гренландии (Steenstrup, 1883, Humlum, 1982), Исландии (Martin & Whalley, 1987) и на Шпицбергене (Kristiansen & Sollid, 1986; Berthling *et al.*, 1998), а также в Альпах (Barsch, 1996) и на Тянь-Шане и Памире в Центральной Азии (Горбунов, 1973).

Активные каменные глетчеры также распространены на Кавказе и в южной части Центральной Сибири. В Китае они встречаются в высоких горах в поясе от юго-востока Китая вблизи Лицзян до Пакистана. Они известны только как реликтовые формы рельефа в горах Африки, например горы Хоггар (Rognon, 1967, Messerli, 1972), горы Кения (Mahoney, 1980) и Дракенбург, Южная Африка (Lewis & Hanvey, 1993; Lewis, 1994). Подробные описания см. в Barsch (1996, глава 5).

Чем шире полоса между линией снега и линией леса, тем лучше будут развиваться каменные глетчеры в подходящем климате (Barsch, 1996). На рис. 9.21 показано распределение активных каменных глетчеров ниже осыпных склонов к индексам промерзания и оттаивания, а на рисунке 5.1 показано распределение в сравнении со среднегодовыми осадками и средней годовой температурой воздуха. Наибольшая концентрация каменных глетчеров встречается в сухих высоких горах Центральной Азии и северо-центральных Андах.

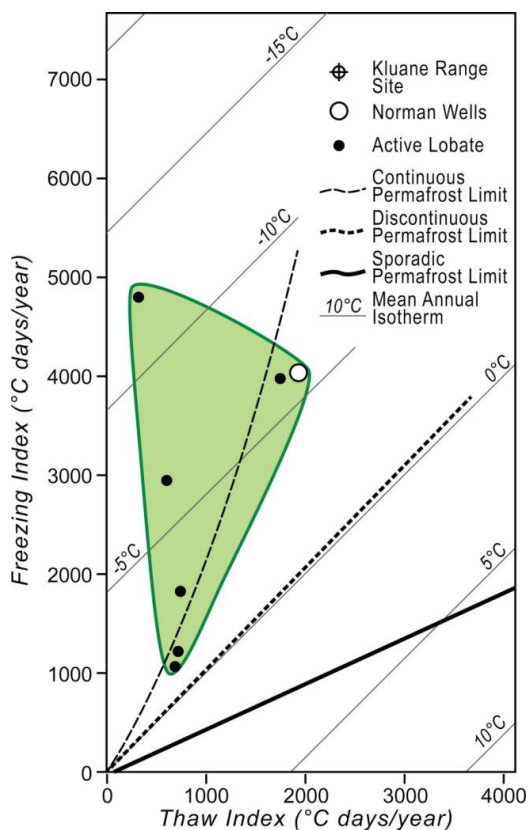


Рис. 9.21. Соотношение активных лепестковых каменных глетчеров с средними ежегодными индексами промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index) (Harris, 1981b, рис. 6): точка на хребте Клуан (Kluane range site), Норман Веллс (Norman Wells), активные лепестковые (active lobate) глетчеры, сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost), спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm)

в Национальном парке Джаспер (Harris, 1999). При дегляциации каменные глетчеры иногда перерабатывали как древние собственные отложения, так и более молодые ледниковые отложения (Isaksen *et al.*, 2000; Degenhardt, 2009).

9.9.4. Неактивные и реликтовые каменные глетчеры

Неактивные каменные глетчеры (inactive rock glaciers) — это каменные глетчеры с содержанием льда менее чем 40 %, что не позволяет поровому льду течь. **Реликтовые каменные глетчеры (fossil rock glaciers)** вообще

Моделирование в настоящее время используется, чтобы попытаться предсказать, где могут быть найдены активные каменные глетчеры (Brenning & Trombotto, 2006; Frauenfelder *et al.*, 2008), используя ряд внешних факторов, которые зависят от местного климата. Эти факторы включают накопление обломков горных пород, гидрологические условия, климат и распространение ледников. Существует переход от классических ледников и каменных глетчеров в Андах северного Перу на юг до почти исключительно каменных глетчеров в южной части Перу (Dornbusch, 2005). Осложнение — история холодных событий в данной области. В некоторых районах в прошлом, например, в Аргентине, происходило обширное оледенение, но с тех пор климат благоприятствовал развитию каменных глетчеров. В высоких горах Казахстана с момента эоплейстоцена (3,5–2,8 млн лет) произошли холодные события, связанные с развитием как ледников, так и каменных глетчеров (Aubekeroev & Gorbunov, 1999). Так, имеются случаи с несколькими этапами реактивации каменных глетчеров, производящих сложные каменные глетчеры. Только там, где каменные глетчеры развиваются на поверхности, которая была покрыта ледниками в течение позднего Висконсина (30–15 ка), структура относительно проста, например, Муртил I. В некоторых случаях ледники пересекали каменные глетчеры, но не смогли удалить все их отложения, например, на горе Мармот

не содержат льда. Последние, как правило, являются продуктом более холодных климатических условий, связанных с основными явлениями оледенений или вечной мерзлоты, когда лёд впоследствии оттаивает под воздействием более теплого климата. Неактивные каменные глетчеры часто являются результатом недавнего повышения среднегодовых температур воздуха после неогляциальных или других холодных голоценовых событий.

Движение поверхности реликтовых каменных глетчеров связано с незначительным крипом из-за колебаний температуры или морозного пучения. Могут развиваться солифлюкция (гелифлюкция) и склоновая эрозия, влияющая на тонкодисперсный материал между блоками. Их общая особенность — более низкий рельеф поверхности, чем когда они были активными каменными глетчерами, а гряды и склоны гораздо более округлены (рис. 9.22). Выветривание, как правило, приводит к тому, что поверхностные глыбы становятся менее угловатыми. Мелкозернистый материал, как правило, заполняет промежутки между блоками, позволяя растениям расти на поверхности. Конуса выноса осыпей могут образовываться под утёсами, закрывая части бывшего активного каменного глетчера.

Неактивные каменные глетчеры имеют промежуточные характеристики между активными и реликтовыми каменными глетчерами. Происходит незначительная осадка обломочных отложений по мере того, как расплавляется поровый лёд, но это $<0,2$ м/год. Поверхностные слои не устойчивы, но лишайники, как правило, начинают расти на более устойчивых поверхностных породах. Подземные воды продолжает течь из-под каменного глетчера, как это происходит на фронтах активных каменных глетчеров. Осадка, как правило, приводит к понижению центральной части больше, чем по краям или чем на участках, где ещё активен каменный глетчер. Дугообразные гряды становятся более округлыми. Движение останавливается, когда лёд растает, и потоки, несущие талую воду из порового льда, перестают течь.

9.9.5. Потоки, протекающие под каменными глетчерами

Часто водный поток вытекает из-под края каменного глетчера. Этот поток в активных каменных глетчерах может изменяться от 2–50 л/с в случае каменного глетчера Грубен (Haeberli, 1985) до 50–200 л/с в случае каменного глетчера Ист Слимс (Harris *et al.*, 1994). В неактивных каменных глетчерах поток может быть выше, например, 90–270 л/с для каменного глетчера у горы Хильда (Gardner & Bajewski, 1987), хотя это может быть связано с разгрузкой подземных вод под глетчером. На рис. 9.23 показано измерение потока воды с использованием V-образной выемки.

Расход потока изменяется в зависимости от погоды, времени года и осадков (рис. 9.24). Первый пик возникает, когда снег тает в начале лета и имеет тот же порядок величины, что и реакция на летние штормовые явления (Johnson, 1978; Jackson & Macdonald, 1980; Evin & Assier, 1983; Haeberli & Patzelt, 1982; Haeberli, 1985). Летний базовый поток на порядок меньше, и вода всегда прозрачна. Увеличение сброса после бурь происходит быстро и не намного медленнее, чем поверхностный поток в каменных глетчерах над линией деревьев. Скорости колеблются от 0,0–1,3 м/с (Johnson & Lacasse, 1978) до 0,01–0,1 м/с (Evin & Assier, 1993). Там, где на его поверхности есть лес, Harris *et al.* (1994) обнаружили, что наблюдается отставание в пиковом течении 10–14 дней после штормового события на каменном глетчере Ист Слимс (рис. 9.24).



Рис. 9.22. Каменный глетчер Рок-Нуар, Франция. Обратите внимание на выположенные долины, покрытые растительностью, и осыпной конус выноса, расположенный на участке образования реликтового каменного глетчера. © S. A. Harris



Рис. 9.23. Измерение потока воды у источника в передней части каменного глетчера Ист Слимс, Юкон. © S. A. Harris

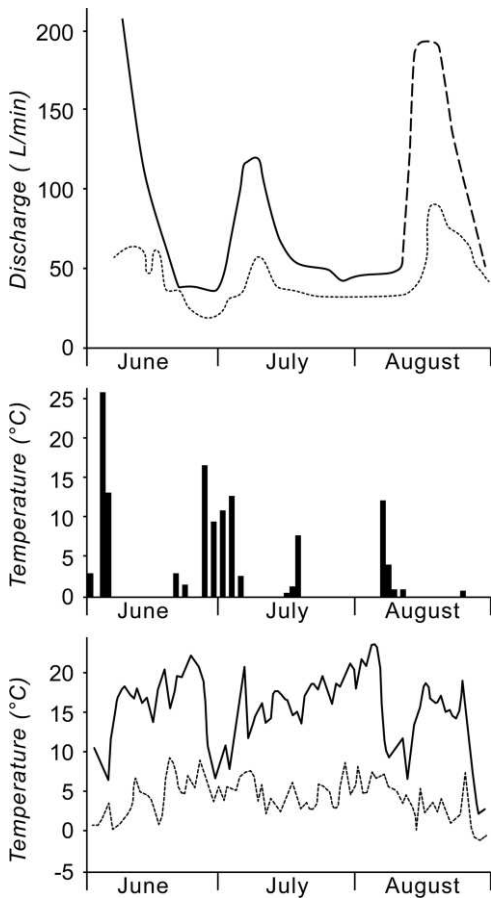


Рис. 9.24. Разгрузка (discharge), литры в минуту, из двух водных источников (сплошная и пунктирная линии) из передней части каменного глетчера Ист Слимс по сравнению со средней дневной температурой (temperature), а также временем выпадения осадков и временем (Harris *et al.*, 1994, Figure 6): июнь (June), июль (July), август (August)

В каменных глетчерах вода находится в контакте с породой гораздо дольше, чем в ледниках, и поэтому обладает более высокой минерализацией (Souchez & Lorrain, 1991; Harris *et al.*, 1994). Степень минерализации зависит от состава фрагментов породы, например, около 204–209 мг/л вокруг Мендоса (Corte, 1978) по сравнению с 77–92 мг/л во французских Альпах (Evin, 1993). Около океанов электропроводность воды может достигать $900 \mu\text{S cm}^{-1}$ во время весеннего таяния (Harris *et al.*, 1994). Температура воды постоянно ниже 2°C , а значения pH меняются менее чем на 0,4 единицы. Исследования

с помощью тритиевого метода показали, так что некоторое количество атмосферных осадков замерзает в верхних слоях каменных глетчеров и появляется в потоке с течением времени.

Внутри каменных глетчеров также может протекать вода (Evin & Assier, 1983; Haeblerli, 1985; Tenthorey, 1992; Vonder Mühll, 1993). Наилучшие оценки её расхода позволяет сделать флуоресцентный метод, использованный Tenthorey, который даёт величины около $2,5 \cdot 10^{-4}$ – $2,5 \cdot 10^{-5}$ м/с. Потребовалось от 1 до 12 месяцев для перемещения воды на 70 м.

9.10. КУРУМЫ

Курумы, или **криогенные глыбовые потоки (block streams)** (из древнетюрского *qorut* — каменные россыпи, обломки скал, валуны) потоки крупнообломочного материала, глыб горных пород на склонах, напоминающие русловые отложения, обычно в пологих долинах или в относительных понижениях (Washburn, 1979, White, 1981; Harris, 2016a). Угол наклона обычно больше 10° , но меньше максимального угла устойчивости этих отложений (Романовский и Тюрин, 1986), с. AGI (2005).

Эти формы называются также «каменные осыпи», «каменные россыпи», «глыбовые россыпи», «глыбовые потоки», «курумники», «уронники» и др. Сходное происхождение имеет название горной системы Каракорум или Каракурум.

Синонимы включают в себя **каменное течение (stone run)** (Darwin, 1839), **блокстрим (Blokströme)** (Büdel, 1939), **каменный поток (rock stream)** (Кессерли, 1941) и **обломочный поток (rubble stream)** (Ричмонд, 1962). В США они называются **курумами, или глыбовыми потоками (kurums, block streams)**. **Криогенные курумы (cryogenic block streams)** относятся к формам, сформированным в районах вечной мерзлоты, например, в Сибири или северо-восточном Тибете. На рисунке 9.25 показан типичный пример с восточных склонов Цинхай-Тибетского плато, Китай. Как на Фолклендских островах, так и в Сибири, они обычно возникают в **блоковых, или глыбовых полях (block fields)** выше по склону горы (Romanovsky *et al.*, 1989). Они представляют собой хороший пример рельефа, проявляющего **эквифинальность (equifinality)**, т. е. явления возникновения похожих форм рельефа в результате различных процессов в разных климатах. Хотя они не обязательно возникают в областях современного распространения вечной мерзлоты, каменистая поверхность всех курумов может приводить к заметной температурной сдвигке (Романовский и Тюрин, 1986; Harris, 1994).

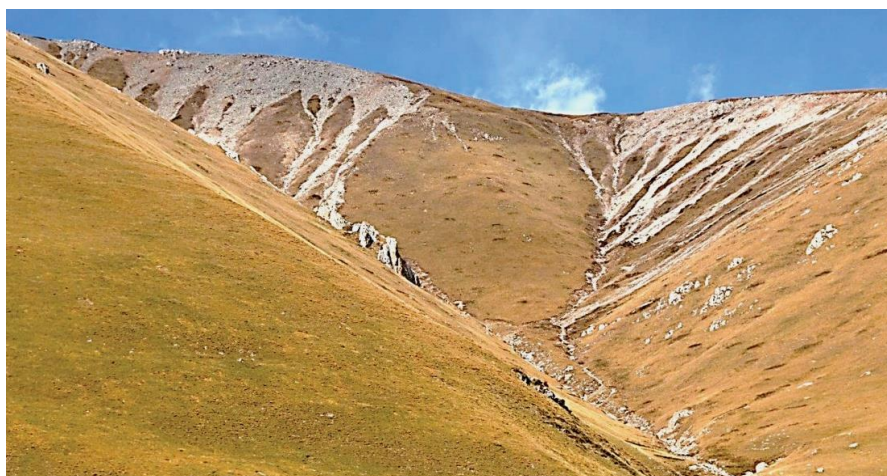


Рис. 9.25. Курумы, спускающиеся с осыпного склона около Маку ($34^{\circ} 2' N$, $102^{\circ} 30' E$.), восточные склоны Цинхай-Тибетского плато на 4300 м. Harris (2016a, рис. 1)

Курумы были впервые отмечены на Фолклендских островах Дарвином (1839) и в Сибири Миддендорфом (1867), и было множество теорий относительно их происхождения. Недавние исследования предоставляют достаточно данных и позволяют лучше понять их происхождение. Активно развивающиеся криогенные курумы обнаруживаются там, где есть очень холодный климат, например, на горных склонах на большой высоте в Китае (Harris, 1996; Harris *et al.*, 1998) и на склонах гор на разных высотах и широтах в Сибири. Климатические условия в районах, где активные курумы являются доминирующими формами рельефа, показаны на рисунках 5.1 и 9.26. Они характерны для сухих холодных регионов с вечной мерзлотой внизу или вблизи них.

9.10.1. Характеристика курумов

Активные криогенные курумы обнаружены там, где наклон превышает 10° , но меньше максимального угла устойчивости, что подразумевает, что какой-либо процесс, помимо силы тяжести, участвует в движении горных пород. Состав

курумов варьируется от угловатых и полуокатанных обломков выветрелых пород (Lozinski, 1912, Demek, 1960) до отложений селевых потоков (Matsumoto, 1970), или обломков пород, образованных при морозном выветривании, на плато Цинхай-Тибет (Harris *et al.*, 1998). Обломки пород, оставшиеся после вымывания продуктов выветривания в периоды потепления климата, были описаны как формирующие курумы в Тасмании (Caine, 1968a, 1968b, 1972, 1983) и Фолклендских островах (André *et al.*, 2008), а также в Фельзене, Германия (Büdel, 1937; Hövermann, 1949). Составляющий курумы материал изменяется от небольших угловатых обломков коренных пород гравийной размерности (Harris *et al.*, 1998), вплоть до больших валунов и глыб размером более 2 м, как в Фельзене в Германии. Там большие валуны имеют округлую форму, что свидетельствует о том, что они представляют собой окатанные обломки коренных пород, образованные тропическим выветриванием, после вымывания тонкодисперсного материала из отложений. В Фельзене колонна, вырезанная римлянами из одного из блоков, демонстрирует лишь незначительные признаки воздействия морозного выветривания несмотря на то, что она пережила два неогляциальных события.

Глыбы, образующиеся при морозобойном растрескивании коренных пород, обычно имеют окатанность от 0,4 до 0,8 по шкале Крумбейна (Krumbein, 1941), тогда как глыбы в **запаздывающих** (см. ниже) курумах имеют окатанность от 0,3 до 0,4 вблизи китайской верхней ледниковой станции к югу от Урумчи на основе измерения формы 100 обломков. Обломки коренных пород в Фельзене имеют ещё большую окатанность (0,5–0,8).

В активных курумах глыбы либо движутся, в то время как подстилающие отложения остаются относительно неподвижным (**динамические курумы (dynamic block streams)**), либо глыбы могут оставаться относительно неподвижными, в то время как тонкодисперсные отложения из внутреннего пространства удаляется проточной водой (**запаздывающие курумы (lag block streams)**). В последнем случае аллювиальный конус выноса обычно находится на конце курума и состоит из материала, вымытого из тела курума (Harris, 2016a). Активные динамические сибирские и тибетские курумы являются, как правило, положительными формами рельефа, т. е. они образуют небольшое плоское или слегка выпуклое скопление на поверхности

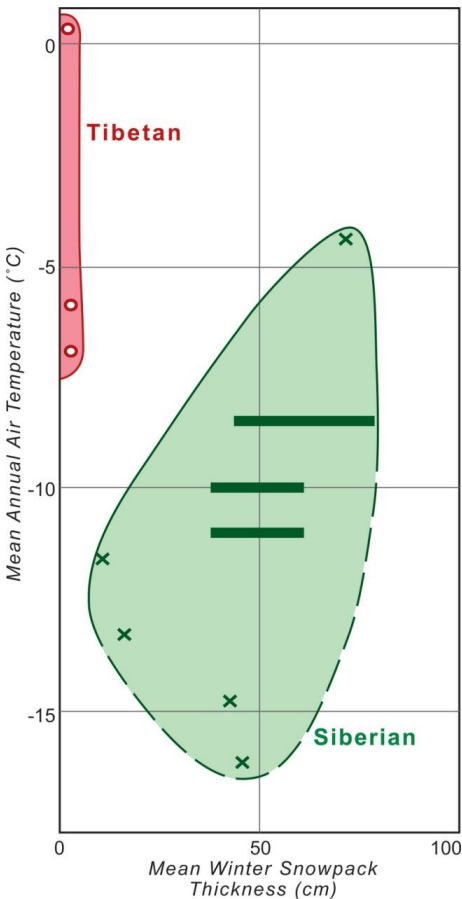


Рис. 9.26. Соотношение активных тибетских (Tibetan) и сибирских (Siberian) динамических курумов и среднегодовой температуры воздуха (mean annual air temperature) и средней глубины зимнего снежного покрова (mean winter snowpack thickness) (из Harris, 2016a, Рис. 2)

других отложений, на которых они залегают (Романовский и Тюрин, 1983, 1986; Harris *et al.*, 1998). Запаздывающие курумы — наоборот, отрицательные формы в ландшафте, обычно встречающиеся в оврагах. Те глыбы, которые движутся вниз, обычно имеют длинные оси блоков в направлении движения (Caine, 1968b, Harris *et al.*, 1998). Глыбы либо унаследуют характер коренного материала, либо иногда имеют случайный характер в случае некоторых обломков, оставшихся от тропического или субтропического выветривания.

На плато Цинхай-Тибет лёд зимой в активно движущихся блоках представляет собой тонкое покрытие, образованное плавлением небольшого снежного покрова. В Сибири захоронение до 45 см снега зимой приводит к образованию, таянию и восстановлению внутренних линз и включений. Фактическое ежегодное движение отдельных блоков горных пород было измерено до 120 см в Тибете, хотя среднее движение курумов составляет около 20 см/год. Мощность глыбового покрытия изменяется от одного слоя глыб до 50 см и более.

В Сибири мощность курумов колеблется от менее 30 см около Северного Ледовитого океана до 4 м в южной центральной Сибири. К сожалению, недостаточно данных о скорости их движения. Растительности обычно мало на всех активных динамических курумах, в отличие от окружающих тундр. Напротив, запаздывающие курумы, как правило, покрываются лишайниками, а иногда и деревьями, что указывает на то, что они оставались неподвижными продолжительное время, в то время как внутренний материал вымывается. Курумы могут образовываться в холодных условиях вне области вечной мерзлоты (Hack & Goodlett, 1960; Dahl, 1966; Ives, 1966; Rapp, 1967).

Таблица 9.2. Характеристики криогенных активных курумов на вечной мерзлоте (Harris, 2016a, табл. 1)

	Тибет	Сибирь	Запаздывающие курумы
Местоположение	Языки, исходящие из отложений		В оврагах или обрывах на склонах долин, обычно заканчивающиеся конусами выноса
Источник материала	Ледниковые отложения или коренные породы		Конечные морены, каменные глетчеры, крупнообломочные отложения
Окатанность по шкале Крумбейна (Krumbein, 1941)	0.17–0.2	Нет данных	0,3–0,4
Присутствие лишайников на обломках	Нет		Хорошо развиты, за исключением известняков
Формы рельефа	Положительные		Отрицательные

Распространение всех типов курумов контролируется климатом, литологическими характеристиками коренных пород или составом неконсолидированных отложений, расчленённостью рельефа местности и тектоническими особенностями этого района (Romanovsky & Tyurin, 1986). Однако, нет определенных сведений о том, что сегодня они формируются в тёплых умеренных климатических условиях. Изменение климата может привести к прекращению процессов их формирования, если курумы оказываются захороненными другими отложениями или

льдом (Kleman & Borgström, 1990; Marquette *et al.*, 2004). Когда захороненные курумы обнажаются на поверхности, может произойти возобновление процесса вымывания осадка из тела курума, независимо от местных климатических условий, при условии, что через них проходит вода. Тщательное изучение реликтовых курумов свидетельствует о сложной истории эволюции климата и ландшафта, которое может охватывать миллионы лет, особенно в южном полушарии.

9.10.2. Классификация курумов

В таблице 9.2 показана некоторая классификация криогенных курумов с использованием имеющихся в настоящее время данных. Криогенные курумы могут быть *активными* или *реликтовыми*. Как отмечалось выше, активно развивающиеся курумы делятся на две группы: *динамические курумы*, где глыбы фактически движутся вниз, и *запаздывающие курумы*, в которых блоки остаются неподвижными, а промежуточный материал медленно удаляется проточной водой, в первую очередь весной.

Криогенные динамические курумы (cryogenic dynamic block streams) являются результатом двух различных процессов, зависящих от климата. Тибетские динамические курумы формируются в районах с минимальным зимним снегопадом (Harris *et al.*, 1998a), тогда как сибирские динамические курумы встречаются в Уральских горах и в Северной Сибири, где зимних атмосферных осадков значительно больше, чем на Тибетском плато (Romanovsky, 1985; Romanovsky & Tyurin, 1983, 1986; Romanovsky *et al.*, 1989), а среднегодовая температура воздуха ниже (рис. 9.27).

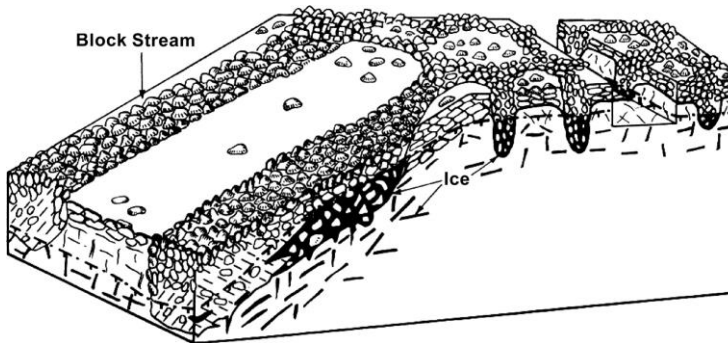


Рис. 9.27. Типичное строение активного курума (block stream) с ледяными (ice) включениями на вечной мерзлоте (её граница показана прерывистой линией) в Якутии (Tyurin, 1979)

Сообщалось о **криогенных запаздывающих курумах (cryogenic lag block streams)** в китайском Тянь-Шане (Harris *et al.*, 1998a) и из более южных частей Сибири, где существует реликтовая вечная мерзлота (Perov, 1969; Tyurin *et al.*, 1982; Romanovsky, 1985). Они обнаруживаются там, где в течение года существует водный источник, и вода двигается вниз по склону. Важно отметить, что запаздывающие курумы также могут быть активны в холодном климате, где вечная мерзлота отсутствует.

Реликтовые курумы (relict block streams) найдены по всему миру в самых разных условиях. До сих пор слишком мало описаний и подробных исследований для построения их генетической классификации. Вместо этого будет описано несколько примеров, показывающих широкий диапазон изменений в прошлой

истории ландшафта, в котором они найдены. Они найдены в разнообразных местах по всей Северной Америке, Европе, Азии, Австралии и на Антарктическом полуострове. Они обычно представляют собой реликтовые отложения, сформированные на остатках более старых ландшафтов, хотя их датировки в последнее время получаются методами космогенного датирования (Marquette *et al.*, 2004; Gray *et al.*, 2005). Rea *et al.* (1996) и Whalley *et al.* (1997, 2001) использовали содержание частиц глинистой фракции и мощность прилегающих отложений для доказательства того, что реликтовые курумы имели дочетвертичный возраст в Северной Норвегии. Однако наиболее убедительные аргументы найдены Caine (1968a), использовавшим подстилающие отложения в Тасмании, как обсуждается ниже.

9.10.2.1. Сибирские активные динамические курумы

Они были впервые описаны Миддендорфом (1867), но подробные исследования не проводились до 1911 года (см. Romanovsky & Tyurin, 1983). Первоначально Лозинский (1912) показал, что климат и состав грунтов тесно связаны с их ареалом в Сибири. Они встречаются как «поверхностные» слои мощностью около 30–40 см, близкие к уровню моря во влажных арктических районах, таких как Полярный Урал (Матвеев, 1963), но становятся мощнее на юге, достигая 1 м на северо-востоке России и Северной Сибири (Romanovsky & Tyurin, 1986). В Центральной и Южной Сибири они продолжают становиться мощнее (до 4 м), хотя многие из этих явлений являются реликтами, которые, по-видимому, формировались во время предыдущих холодных событий, соответствующих крупным оледенениям в более влажных районах. Они развиваются в регионе, где зимой выпадает небольшой снежный покров, что приводит к нескольким различным процессам, вызывающим движение вниз по склону. Они имеют тенденцию возникать на склонах вокруг крупнообломочных **каменных полей (block fields)**, которые покрывают вершины обнажений горных пород на холмах (рис. 9.27). Хорошее резюме прошлых исследований можно найти в публикации Романовского и Тюрина (1996). Тюрин (1985) также описал их влияние на строительство дорог в Сибири.

Klatka (1962) и Глазовский (Glazovskij, 1978) провели критическую работу по изучению того, как они формируются. Лозинский (Lozinski, 1912) доказал, что климат и состав горных пород определяют их распространение. Романовский и Тюрин (Romanovsky & Tyurin, 1986) пришли к выводу, что климат, литологические особенности скальных пород, состав неконсолидированных отложений, расчленённость рельефа и тектонические особенности повлияли на их распространение в Северной Азии. Они распространены и в арктическом регионе, и на юге до Южной Якутии и Северного Забайкалья. На юге их мощность составляет в среднем 3–4 м, и сегодня они чаще древние и неактивные, тогда как на острове Врангеля, Новой Земле и Северной Земле они активны, но их мощность составляет только от 3 до 40 см.

Активные динамические курумы требуют высокой влажности на Полярном Урале (Матвеев, 1963). В умеренном климате они находятся вблизи лесополосы, но они встречаются в разных поясах в каждом климатическом регионе. Так, на Земле Франца-Иосифа они встречаются в поясе с высотами 50–160 м, тогда как на севере Центрально-Сибирского плоскогорья они находятся между 700 и 1500 м. В Туве они находятся на высотах между 1600 и 3500 м. В сочетании с различиями в рельефе и природе коренных пород климат создаёт различные режимы движения в каждой области.

Лёд начинает формироваться в активном слое поздней осенью путём кристаллизации инфильтрационной воды (дождя или снега, или даже росы) на холодной поверхности блоков. Это приводит к ограниченному поднятию и продолжается до тех пор, пока весь разрез отложений не промёрзнет, что происходит примерно одновременно с образованием стабильного снежного покрова. Большая часть активного слоя является воздушно-сухой, и лёд имеет тенденцию образовывать льдистую криотекстуру в слое мощностью 5–15 см над кровлей вечной мерзлоты, хотя этот слой изменяется по мощности из года в год.

Небольшие изменения наблюдаются зимой, но весной талая вода движется вниз и образует практически непроницаемую ледяную корку. Пространство между обломками заполняются льдом, начиная с верхней части склона. Мощность льда зависит от теплоёмкости глыб. Лёд растёт из-за дневного плавления, расталкивая камни, в то время как избыток воды стекает по склону, чтобы замёрзнуть там, где отрицательные температуры. Ночью обледенелые глыбы охлаждаются до отрицательных температур, близких к температуре окружающего воздуха.

Количество образующегося льда зависит от размера блоков горных пород и глубины активного слоя. Меньшие глыбы накапливают больше льда, чем большие. Когда лёд лишь частично заполняет промежутки, часть воды проникает на подошву активного слоя, где лёд полностью заполняет пустоты.

Накопление воды в виде льда приводит к пучению, что соответствует расширению при фазовом переходе вода-лед. Ведерников (Vedernikov, 1959) показал, что более крупные глыбы быстрее охлаждаются при температурах ниже 0 °С. Вот почему на них образуются ледяные корки, а затем оставшаяся вода концентрируется в небольших замкнутых пространствах. Давление, создаваемое кристаллизацией льда, заставляет глыбы раздвигаться, что приводит к дальнейшему пучению. Общее движение вниз может достигать нескольких сантиметров в год, при этом никакие препятствия не мешают движению.

Лабораторный эксперимент показывает, что удержание влаги блоками горных пород значительно на склонах до 15°, но приводит к ограниченной скорости движения из-за малого угла склона. Годовое движение увеличивается по мере того, как угол наклона увеличивается до 20°, но после этого вода течёт слишком быстро через промежутки в блоках, и скорость движения уменьшается. На склонах более 40° интенсивнее действуют гравитационные процессы, и годовое движение увеличивается с увеличением угла наклона (Оспенников, 1979). **Криогенный крип (cryogenic creep)** блоков горных пород приводит к перемещению их как отдельных частей вниз по склону вместо движения, перпендикулярного к склону. Это возможно только вблизи поверхности. На глубине расширение по всем направлениям невозможно из-за проблемы бокового пространства. Когда происходит оттаивание поверхности, льдистый верхний слой сначала оттаивает из-за высокой теплопроводности льда, и это обнажает сотовую структуру в нижележащих слоях. Оттаивающий фронт принимает форму ячеек, а фрагменты проскальзывают вниз по склону по отдельности (Cigir, 1977). В Арктике этот процесс наблюдается каждые 1–2 года, тогда как в более глубоких крупнообломочных активных слоях дальше на юг он может происходить только раз в 5–6 лет.

Охлаждение в ночное время приводит к замерзанию водных прослоев, что приводит к поднятию блоков, перпендикулярных к склону. Оттаивание днём приводит к погружению материала в вертикальном направлении, по вектору силы тяжести. Большие глыбы имеют более толстые ледяные прослои, поэтому

двигаются дальше, но меньшие глыбы замораживаются чаще. Любое движение нижних фрагментов, когда они оттаивают, приводит к тому, что все слои выше движутся вниз по склону. Таким образом, общее движение уменьшается с глубиной в блочном активном слое, как при криогенном крипе.

Максимальное движение вниз можно увидеть в арктических маломощных курумах, где весь активный слой становится насыщенным льдом. На юге мощность блочного активного слоя увеличивается, а зона, насыщенная льдом, уменьшается. Более тёплый климат на юге также играет роль, хотя это менее важно, чем количество воды, превращающейся в лёд. В целом наблюдается уменьшение движения по мере увеличения мощности снежного покрова, что приводит к появлению таликов. Заметная температурная сдвигка возникает там, где есть небольшой снежный покров, но она невелика там, где снег глубже.

9.10.2.2. Тибетские активные динамические курумы

Динамические тибетские курумы — относительно маломощные активные курумы, встречающиеся на восточных участках Цинхай-Тибетского плато на высоте 4300–5100 м, которые не образуются, если снежный покров глубокий (рис. 9.26). Разница в зимнем снежном покрове явно обуславливает различные процессы для развития курумного рельефа, как и в Сибири.

Обломочный материал частично поставляется в виде блоков, получающихся в результате морозобойного растрескивания ледниковых отложений (Harris *et al.*, 1998a), но он также имеет своим происхождением выступы горных пород, скалы и скалистые ущелья в холодных климатических условиях (Lozinski, 1912; Demek, 1960). Формы курумов часто уникальны. Речная эрозия или развитие наледей может изменять форму и процессы, связанные с их образованием.

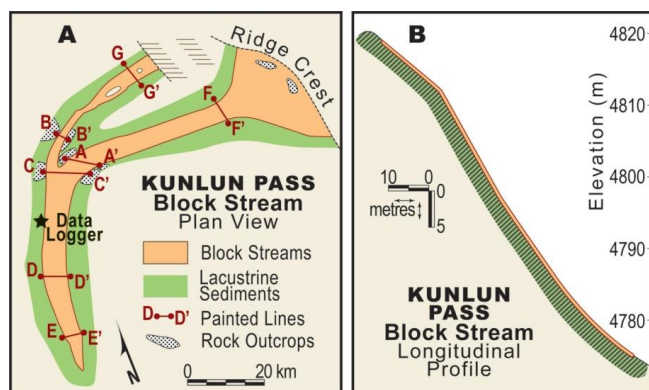


Рис. 9.28. План (А) и поперечный разрез (В) курума тибетского типа, изученного в горах Куньлунь (Harris *et al.*, 1998a, Рис. 3А and 3В): перевал Куньлунь (Kunlun pass), курум (block stream), вид в плане (plan view), логгер с данными (data logger), гребень хребта (ridge crest), озерные отложения (lacustrine deposits), окрашенные линии (painted lines), скальные обнажения (rock outcrops), меридиональный разрез (longitudinal profile), высота (elevation)

Harris *et al.* (1998a) исследовали тонкие активные динамические курумы Цинхай-Тибетского плато на южных склонах гор около 4800 м на горах Куньлунь на 35° 50 N и 94° 05 E. Участок состоял из слоя блоков горных пород мощностью 15 см, движущихся вниз по склону 31° над супесью озерного происхождения (рис. 9.28). Блоки были сформированы как в результате морозного выветривания

скального обнажения, так и падения обломков с вершины холма. В куруме не наблюдалось движения воды, а его поверхность слегка приподнималась над соседними формами. Среднегодовая температура воздуха составляет -6°C , а среднегодовое количество осадков — около 320 мм/год.

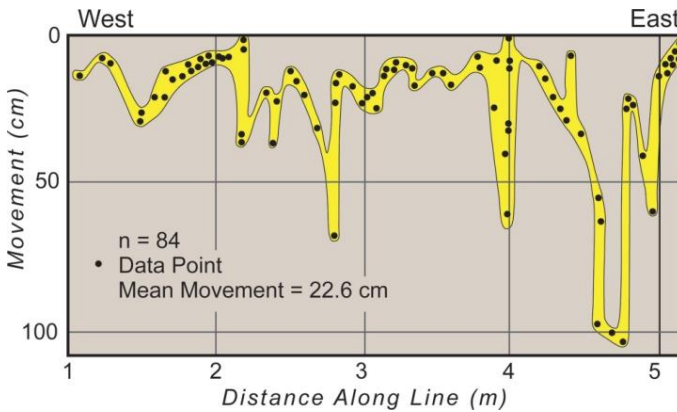


Рис. 9.29. Движение (movement) окрашенной линии курума вдоль линии A-A' с 24 июля 1990 года по 19 августа 1991 года (Harris *et al.*, 1998a, Рис. 3 C): расстояние вдоль линии (distance along line), измеряемая точка (data point), среднее движение (mean movement), запад (west), восток (east)

Несколько растений, растущих между блоками, имели удлинённые стебли и / или корни, что указывало на активное движение блоков горных пород вниз. Глыбы постепенно расширяются вниз.

Скорости движения блоков горных пород измерялись с использованием окрашенных линий курума (рис. 9.28А). Было обнаружено, что движение происходит преимущественно зимой, несмотря на минимальный снегопад. Породы, как правило, покрывались льдом, либо от образования ледяного покрытия, когда более тёплый воздух проходил над очень холодными блоками, либо в случае, когда небольшой снежный покров оттаивал, а затем вода замерзала на поверхности глыб. Любое нарушение приводило к тому, что отдельные глыбы скользили вниз на разные расстояния (рис. 9.29), вращаясь по мере перемещения. Среднее годовое движение составляло 22,6 см/год, при этом наибольшее движение отдельных камней составляло 105 см/год. Скорости передвижения изменялись как в поперечном, так и в продольном направлении на поверхности курума. Жидкая вода никак не была вовлечена в движение.

Курум отличается от осыпи, всегда находясь на склоне меньше максимального угла устойчивости блоков. Не наблюдается также сортировки по размеру обломков, в отличие от осыпей. Скорости движения предполагают, что курум начал свой рост около 500 лет назад, вероятно, в ответ на охлаждение в начале последнего неогляциального события. Курумы, которые находятся там дольше, вероятно, относятся к более ранним холодным фазам неогляциала.

Среднегодовая температура горных пород ниже глыб на 7°C ниже, чем на прилегающих участках, что означает проникновение холодного воздуха в тело курума (Harris, 1996). Вечная мерзлота присутствует в супеси на глубине около 1 м, хотя в соседних суглинистых отложениях она отсутствует. Отложения также имеют более высокое содержание влаги под курумом, что объясняет выборочный рост растений на его поверхности.

9.10.2.3. Активные запаздывающие курумы

Активные запаздывающие курумы имеют хорошее покрытие лишайников на их поверхности, в отличие от чистой поверхности в активных динамических курумах. Хорошие их примеры можно найти в китайском Тянь-Шане (рис. 9.30 и 9.31), недалеко от Верхней гляциологической полевой станции бывшего Ланьчжоуского института гляциологии и геокриологии (ныне CAREERI). Там они образуются в местах, где есть валунные суглинки, там, где есть потоки воды, чтобы вымыть тонкий материал. Это происходит и сегодня, когда талая вода и атмосферные осадки стекают по склону коренных пород в 30° (рис. 9.31), или где осуществляется дренаж из висячей долины, известной как Пустой Цирк, по крутому склону главной долины реки Урумчи (рис. 9.32). Ещё одна область с неактивным курумом находится перед мореной на дне долины на востоке. Морена небольшой мощности, но образуется перед ледником с холодным основанием, с минимальными отложениями во льду. Ледник находится в длительной практически неподвижной стадии развития, и большое количество талой воды разрушает отложения в зоне основного дренажа под мореной. Гляциологическая станция расположена на $43^\circ 04' N$ и $86^\circ 30' E$, на высоте 3550 м. Среднегодовая температура воздуха составляет $5,4^\circ C$, и температура остаётся ниже $0^\circ C$ с сентября по май. Среднее количество осадков составляет 420 мм/год. Активные запаздывающие курумы находятся между отметками 3700 и 3800 м. Валуны в них более округлые, чем те, которые встречаются в других активных курумах тибетского и сибирского типов, и покрыты лишайниками (рис. 9.32). Это было бы невозможно, если бы валуны двигались. Они имеют окатанность от 0,3 до 0,4 по шкале Крумбейна.



Рис. 9.30. Активный динамический курум на кварцитовидных песчаниках, Забайкалье, хребет Удокан. © А. Тюрин

9.10.2.4. Неактивные и реликтовые курумы

Неактивные и реликтовые курумы рассеяны на всех континентах, кроме Африки. В отличие от активных курумов, валуны в них часто являются полуугловатыми и полуокатанными. В случае курумов Оденвальда в Фельзене, Германия, на поверхности курума растут деревья (рис. 9.33). Подобный неактивный курум с валунами встречается на горе Витоша в Болгарии.

Реликтовые курумы могут возникать в самых разных условиях. Самый простой случай — когда климат изменился, стал теплее и суше. В Северной Америке такие реликтовые курумы обнаружены в нижней части оврагов и, как предполагается, были активны во время ранних холодных ледниковых событий, например, на валунном поле Хикори Ран в графстве Карбон, штат Пенсильвания (Смит, 1953). Они также известны в Эллистоне, Ньюфаундленд. Узкие курумы в оврагах также встречаются в Западных Кордильерах, например, к западу от Ларами, штат Вайоминг, хотя они не изучены подробно. Широко распространённая ледниковая эрозия и осадконакопление во время события позднего Висконсина, по-видимому, ответственны за их редкость в Канаде. Снег и дождь могут или не могут продолжать эрозионный процесс в нынешних климатических условиях.



Рис. 9.31. Активный запаздывающий курум в передней части висячей долины ниже Пустого Цирка над Верхней гляциологической полевой станцией в китайском Тянь-Шане. Дренаж из долины осуществляется по крутому склону, разрушая отложения между валунами в валунном суглинке (Harris, 2016a, Рис. 4)

Клеман и Боргстрем (Kleman & Borgström, 1990) предположили, что каменные поля и другие блоковые отложения сохранились под ледниковыми отложениями в западной и центральной Швеции, в то время как André (2004) представил доказательства такого вида сохранения в Норвегии. На горнолыжном курорте Мармот в районе Джаспера, Альберта, курум появляется из-под маломощных ледниковых отложений в долине над Миддл Шале (рис. 9.34 и 9.35).

Нижняя часть курума проявилась полностью, за исключением случаев, когда оператор лыжного курорта досыпал гравий для подъездной дороги. Выше вверх по долине можно увидеть, как постепенно происходит вымывание мелкозёма, обнажающее древний курум.

Шурф, отрытый в куруме, открыл около 90 см глыб, перекрывающих аналогичные глыбы с песчаным наполнителем. Вода течёт по поверхности песка и собирается в маленькой дамбе у границы курума, построенной 40 лет назад, для

снабжения курорта водой круглый год. Отсутствие дельты в пруду за плотиной предполагает, что в настоящее время наблюдается лишь незначительная эрозия песчаного наполнителя.



Рис. 9.32. Лишайники, покрывающие валуны активного запаздывающего курума на склоне под Верхним цирком на рисунке 9.31 (из Harris, 2016а, Рис. 5)



Рис. 9.33. Часть неактивного курума в Оденвальде, недалеко от Фельзена, Германия. Обратите внимание на лишайники и их местонахождение вдоль дна оврага, расположенного сегодня в зрелом, лесистом горном массиве. Средняя окатанность составляет от 0,6 до 0,7 по шкале Крумбейна, основанная на измерениях 50 блоков горных пород (Harris, 2016а, Рис. 6)



Рис. 9.34. Реликтовый курум, который сформировался до последнего оледенения в долине Миддл Шале, горнолыжный район горы Мармот, Национальный парк Джаспер, Канада. Эрозия удалила часть мелкодисперсного ледникового покрытия валунного суглинка, и вода движется внутри курума на глубине около 1,5 м. Ниже он представляет собой валунный материал с песчаным наполнителем. Нижний предел вечной мерзлоты находится примерно 40–50 м выше по склону, а вода собирается за плотиной на конце курума и поставляет на горнолыжный курорт воду в течение года (Harris, 2016а, Рис. 7)



Рис. 9.35. Крупный план края вновь появляющегося каменного глетчера над горнолыжным курортом Миддл Шале, гора Мармот, национальный парк Джаспер. © S. A. Harris



Рис. 9.36. Относительно плоская поверхность глыб на каменных полях Фолклендских островов

В южном полушарии сообщается о реликтовых курумах как из Тасмании, так и из Фолклендских островов. Обе области подверглись ограниченному оледенению, так что в горных породах развивались мерзлотные процессы в холодные периоды. Климат Австралии также в определенной степени находился под влиянием Антарктиды. Caine (1968a) исследовал курумы в Маунт-Барроу, Тасмания с помощью траншей. На дне траншей был слой глин с кастами долеритовой породы. Наблюдалось также их перекрытие глинами с примесью песка, но не было каст из валунов, которые, в свою очередь, перекрывались слоем долеритовых валунов в желто-бурой глине. Эти отложения вверху замещались желто-коричневым пылеватым песком с небольшим количеством валунов, а над ним был глинистый слой с глыбами и валунами. Наконец, на поверхности была масса глыб мощностью от 40 до 150 см. Caine интерпретировал средний слой как остатки отложений умеренного климата, отделённых от отложений тропиков, и перекрывающихся глыбовым материалом с несогласием. Таким образом, осадочная последовательность представляет собой результат серии различных климатических событий, кульминацией которых является образование курумов. Впоследствии Caine (1968b, 1972, 1983) смог продемонстрировать весь диапазон отложений от дна долины до вершины горы по всему ландшафту.

Было выдвинуто множество теорий о происхождении курумов и крупнообломочных каменных полей на Фолклендских островах. Тем не менее, André *et al.* (2008) недавно провели аналогичное с Caine исследование и обнаружили, что строение курумов подобно последовательности слоёв, найденных в Маунт-Барроу. Процесс, вероятно, начался с химического выветривания в субтропических условиях, т. е. образования **третичного реголита (Tertiary regolith)**. Реголит — горизонт неконсолидированных отложений, покрывающий коренные породы. За этим последовал период эрозии и развитие умеренной лесной почвы. Затем размыв реголита происходил с накоплением у подножья склона и удалением наполнителя, возможно, соответствующим четвертичным холодным этапам. Последующая перигляциальная переработка оставшихся глыб создавала курумы. Сегодня результатом биологического выветривания глыб является лимонит,

который окрашивает верхние слои подстилающих отложений. Третичный палеозоль (paleosol) — древняя почва — был описан неподалеку Halle (1912).

Возраст поверхностных блоков горных пород в реликтовых курумах изучался с использованием космогенного датирования на склонах на Фолклендских островах (Wilson *et al.*, 2008). Возраст колеблется, по крайней мере, до 731 тыс. лет, но непоследовательно в пределах данной долины, варьируясь от одних отложений к другим. Похоже, что более крупные курумы сформировались в течение более длительного периода времени, но это ещё предстоит проверить. Wilson *et al.* предполагают множественные холодные события, вызывающие накопление неокатанных глыб. Это не обязательно означает, что область не подвергалась оледенению. Различия в возрасте могут быть связаны с отслаиванием из-за разрушения поверхности лишайниками. Тем не менее, датировка дисперсных отложений ниже глыб показывает возраст 16–54 тыс. лет (Hansom *et al.*, 2008). Таким образом, датирование курумов этим способом все ещё проблематично.



Рис. 9.37. Валунный тротуар вдоль верховья реки к юго-западу от перевала Макмиллан, Юкон. © S. A. Harris

9.11. ВНЕШНИЙ ВИД ПОВЕРХНОСТИ БЛОКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ

В отличие каменных глетчеров, внешний вид курумов и каменных полей разный. Большинство из них имеют грубую поверхность, как у Оденвальда, Германия (рис. 9.33) или на горе Плато, Юго-Западная Альберта, но другие, такие как курумы Фолклендских островов и бассейн Мармот, имеют относительно плоскую поверхность (рис. 9.34 и 9.35). Именно поэтому британская армия легко смогла пересечь курумы на Фолклендских островах во время войны с Аргентиной. Pissart (1992) столкнулся с аналогичным явлением — появлением валунных тротуаров в долинах перед снежными балками во французских Альпах (см. Рис. 9.37). Он пришёл к выводу, что вес снежного покрова и связанного с ним льда вдавил валуны в лежащий под ними водонасыщенный мягкий осадок, чтобы создать плоскую поверхность, которую он назвал **валунным покрытием (boulder pavement)** («un dallage des pierres»). Это могло произойти и на Фолклендских островах в прошлом. Такое же явление наблюдается на поверхности курумов

в Ньюфаундленде, а также на некоторых каменных полях и на склонах в других местах. Альтернативное объяснение состоит в том, что в какой-то момент в прошлом сформировалась наледь и была достаточно мощной для того, чтобы вдавить валуны в нижележащие глины (Porter, 1966). В бассейне Мармот сглаживание поверхности курума, вероятно, было достигнуто весом ледника, который к настоящему времени исчез. Таким образом, любая нагрузка на курум или каменное поле в течение значительного периода времени, по-видимому, может привести к уплощению их поверхности.

Курумы могут влиять на инженерные сооружения на склонах (Рис. 9.38). Для прохода по курумам, когда это необходимо, устраивают временные переходы (Рис. 39).



Рис. 9.38. Активный динамический курум, сдвигающий дорогу, Забайкалье, хребет Удокан. @ А. Тюрин



Рис. 9.39. Лежневая дорога на куруме, предназначенная для прогона оленей. Левый борт р.Витим, Забайкалье. @ А. Тюрин

Глава 10. КРИОГЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ГРУНТЫ

10.1. ВВЕДЕНИЕ

Термин *криогенный структурный грунт (cryogenic patterned ground)* относится к расположению камней или нарушениям в растительном покрове, которые создают характерные структуры, возникающие в результате конвекции в активном или в сезонно-мёрзлом слое из-за промерзания и оттаивания. Типичный пример показан на рисунке 10.1. Термин *структурный грунт* является описательным и также ранее применялся к структурам, вызванным увлажнением и высыханием (Hallsworth *et al.*, 1955; Harris, 1958; Hunt & Washburn, 1966), эрозией во время ливней (Kellest, 1985), а также неоднородным распределением растительности. Это действительно удобное имя, применимое для множества форм, создаваемых несколькими различными процессами. Соответственно, этот термин должен иметь прилагательное — «криогенный» для правильного описания предмета этой главы.



Рис. 10.1. Сортированные каменные круги диаметром 2–3 м с границами из гравия высотой около 0,25 м в Броггерхалвоя (Broggerhalvøya) на северо-западе Шпицбергена. © В. Hallet

Уошборн (Washburn, 1956) рассмотрел 19 различных процессов, предложенных для объяснения формирования структурных грунтов. Вовлечённые процессы часто действуют вместе в разных комбинациях. Последующие полевые исследования показали, что существуют определенные условия, при которых развиваются структурные грунты. Большинство конвективных процессов не создают крупных форм рельефа, как будет показано ниже. Однако эти процессы могут влиять на инженерные объекты из-за сил, участвующих в движении.

В этой книге те процессы, которые приводят к образованию небольших поднятий на поверхности, не связанных с сезонным конвекционным движением грунта, рассматривались в главе 7 как формы различных бугров. Аналогично, закономерности, связанные с термическим расширением-сжатием и растрескиванием горных пород, рассматривались в главе 5.



Рис. 10.2. Изменение формы сортированных полигонов вниз по склону на Фолклендских островах. © M. Chambers

10.2. ФОРМЫ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ

Криогенные 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. В обеих группах могут быть выделены круги и многоугольники, которые образованы на практически плоских поверхностях. Эти структуры превращаются в сети, а затем в ступени или полосы по мере увеличения наклона (рис. 10.2), при этом угол наклона перехода зависит от микроландшафта. Matsuoka *et al.* (2003) обнаружили, что для сортированных полос и кругов на верхнем склоне горы в Верхнем Энгардине, Швейцария, существует также непрерывный ряд по диаметру от микроформ до 1,5 м.

Формы диаметром более 20 см были названы **промежуточными формами (intermediate forms)** и считаются образованными теми же процессами, что и макроформы. Эта интерпретация согласуется с интерпретацией Хаугланда (Haugland, 2004) в исследованиях в Йотенхаймене (Jotenheimen) в Норвегии.

Макро-полосы могут быть до 20 м в поперечнике, в то время как микроформы обычно расположены на расстоянии 10–20 см. Кроме того, круговые формы включают низкие, похожие на кочки формы в чрезвычайно холодных условиях (среднегодовая температура воздуха $<-5\text{ }^{\circ}\text{C}$) с маломощным активным слоем.

Иногда отложения имеют незначительную сортировку, и эта особенность проявляется как разрыв в растительном покрове. В других случаях хорошо видна сортировка материала из более крупных камней и гальки. Обычно более крупный материал накапливается по краю окружностей, полигонов или сеток или образует узкую полосу, идущую вниз по склону. Иногда более грубый материал находится в виде островов в окружающих отложениях.

10.3. ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ

Очевидно, что первым фактором является наличие температурных периодов, суточных или сезонных, с замерзанием, по крайней мере, части поверхности грунта. Чем интенсивнее и длительнее промерзание, тем более вероятно развитие таких форм рельефа. Другим ключевым климатическим фактором является наличие достаточного количества влаги в верхней части горных пород, поскольку неравномерный рост ледяных линз в этом слое и их частичное или полное оттаивание являются основополагающей частью большинства вовлечённых процессов. Ван и Френч (Wang & French, 1995) отметили ограниченное пучение на плато Цинхай-Тибет из-за роста ледяных линз и предположили, что осушение средней части активного слоя отвечает за отсутствие структурного грунта. Однако сегодня на вершине горы Плато развиты сортированные круги, несмотря на существование сухой зоны на глубинах 1,0–1,7 м в активном слое (Harris, 1998). Движение относительно сухой зоны, когда она присутствует, вероятно, следует учитывать при любой генетической классификации. Распределение размеров обломков в отложениях также является основополагающим фактором. Если в отложениях нет крупных обломков, процесс сортировки не может быть выполнен (Goldthwaite, 1976).

Масштабные сортированные структуры развиваются только на смешанном исходном материале, состоящем из обломков разного размера. Высокое содержание пылеватых частиц способствует перемещению влаги и мелких пылеватых частиц в область промерзания в активном слое (Corte, 1966b) и способствует развитию ледяных линз. При оттаивании они могут привести к разжижению части поверхностных слоёв, что приводит к вытеканию грунта, если они находятся в условиях сжатия. В некоторых случаях влажный грунт вытекает на поверхность в виде грязевой массы (Egginton & Shilts, 1978; Shilts, 1978; Dyke & Zoltai, 1980; Egginton & Dyke, 1982; Swanson *et al.*, 1999). Это разжижение помогает при круговых перемещениях материала. Низкие значения предела пластичности и текучести глинистых грунтов помогают при движении, вызванном нарастанием давления в активном слое (Shilts, 1978). Даже в более тонких отложениях вулканических выбросов могут развиваться мелкомасштабные структуры в пергумидном климате из-за высокой относительной влажности воздуха и отложений (рис. 10.3). Также важны гидрологические условия микроландшафта. В зоне промерзания и оттаивания должно быть достаточно влаги, чтобы обеспечить образование льда, даже если его мощность составляет всего несколько сантиметров (Noguchi *et al.*, 1987).

После сегрегации более крупных обломков блоки, образующие края полигонов, выступают в качестве дренажных каналов для летних осадков (Goldthwaite, 1976). Давно известно, что изменения в градиентах влажности намного важнее для развития конвекционных ячеек, чем различия в температуре грунта (Mortenson, 1932; Gripp & Simon, 1934). Сегрегация льда в пылеватых грунтах

способствует изменению скорости оттаивания, а во время весенней оттепели обеспечивает достаточное количество локализованной влаги в активном слое, чтобы инициировать процесс конвекции (Hallet & Waddington, 1992; Hallet, 2013). Присутствие соли в отложениях, бывших субаквальными и недавно оказавшихся в континентальных условиях, изменяет температуру начала замерзания грунта и делает грунт более восприимчивым к перемещению, хотя это не упоминалось в основной части литературы.

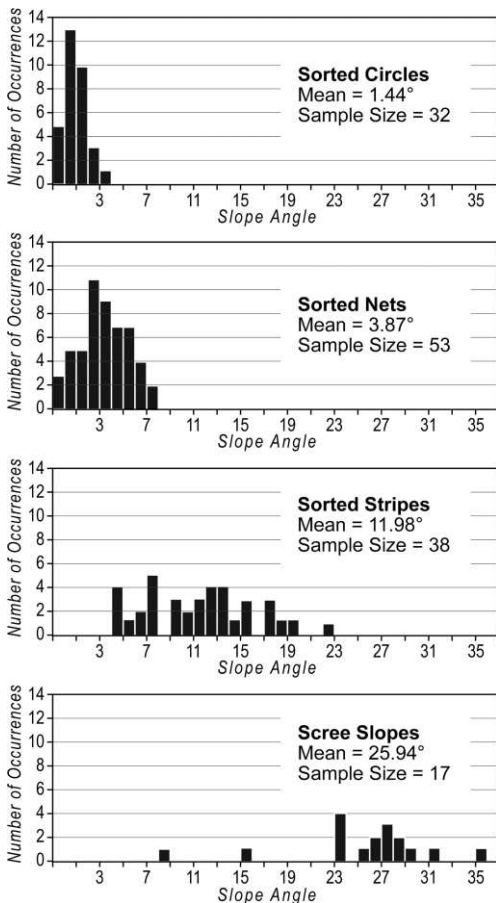


Рис. 10.3. Мелкомасштабные (ширина 12 см) структурные грунты в национальном парке Катмай, Аляска. © В. Burton

Сортированные круги особенно распространены в мелких водоёмах, где они, по-видимому, формируются очень быстро. Это может быть связано с высокой обводнённостью, снижающей прочность отложений. Рисунок 10.4 показывает типичный структурный грунт в высохшем существующем сезонно водоёме на Аляске. Фактические скорости формирования не были измерены, но, вероятно, они являются более высокими, чем в случае сортированных кругов на вершинах гор. До сих пор не проводились наблюдения за скоростью круговых перемещений обломков под водой и за началом сортировки. Сортированные круги, которые либо все ещё находятся в процессе сортировки обломков, либо процесс сортировки в них прекратился, либо сократился из-за изменений в микроландшафте, по-видимому, представляют из себя круги, состоящие из более крупных обломков, количество которых увеличивается к краю, и центрального ядра, сложенного тонким материалом, причём граница между крупнодисперсными и тонкодисперсными отложениями плохо определяется (см. Križek & Uxa, 2013, Рис. 5).



Рис. 10.4. Типичные зрелые сортированные круги на высохшем озере на Аляске. Более крупные камни перемещены в соединения между соседними структурами. Нож имеет длину 20 см. Обратите внимание на относительно равномерное распределение обломков камней по поверхности более мелкозернистого ядра. © S. A. Harris



Растительный покров очень важен, поскольку структурный грунт обычно встречается в незащищённых от ветра местах. Корни растений выступают в качестве «якорей», обычно противодействуя перемещению обломков. Так как давление, заставляющее отложения двигаться наружу, уменьшается с расстоянием от центра конвекционной ячейки, внешний край перемещающихся отложений в ячейке может продвинуться на значительное расстояние за пределы растительного покрова в несортированных кругах (Harris, 1998a). Однако некоторые растения специально приспособлены к движению, они вытягивают верхнюю

Рис. 10.5. Статистическое распределение (число случаев, number of occurrences) неактивных структурных грунтов разной формы в зависимости от угла наклона (slope angle) (в градусах) на вершине горы Плато (Woods, 1977, Рис. 11): сортированные круги (sorted circles), сортированные сети (sorted nets), сортированные полосы (sorted strips), осыпные склоны (scree slopes), среднее (mean), размер выборки (sample size)

часть своих корней, чтобы двигаться вместе с окружающими отложениями (рис. 8.12). Они могут расти отдельно на голой, подвижной почве. Как только поверхностное движение обнажённых, лишённых почвы отложений прекращается, сине-зелёные водоросли, или цианобактерии (рис. 10.3) укрепляют поверхность. Это объясняет твёрдую, гладкую поверхность верхнего горизонта тонкодисперсных отложений, который сопротивляется ветровой и водной эрозии на многих лишённых растительности структурных грунтах.

Как уже отмечалось, форма криогенного структурного грунта изменяется с увеличением угла наклона. На рис. 10.5 представлены результаты измерения угла наклона и формы неактивных структурных грунтов на горе Плато, Юго-Западная Альберта (Woods, 1977). Также показаны склоны, занятые осыпями или блочными откосами. Между склонами, на которых встречаются отдельные структуры, существуют некоторая общность, но структурные грунты обычно отсутствуют на склонах круче 23°. Углы наклона, при которых происходят изменения, меняются в зависимости от климата: в Кордильерах (Северная Америка), угол, необходимый для изменения, увеличивается с уменьшением среднегодового количества осадков (Таблица 10.1).

Таблица 10.1. Измеренные диапазоны предельного угла склона для криогенных сортированных структурных грунтов и областей каменных полей

Местоположение	Каменные круги или полигоны	Каменные ступени	Каменные полосы	Каменные поля	Курумы	Максимальный размер обломков	Источник
Plateau Mountain, Alberta	0–8°	2–16°	4–23°	0–8°	8–36°	25 см	Woods, 1977
Mesters Vig. 72 ^{oN}	0–7°	10°	>3°				Washburn, 1956, 1969
Greenland							
Alaska	0–5°	5–15°				30 см	Sharp, 1942
W. Snake River Plain, Idaho				2–5°			Malde, 1964
Potter County, Pennsylvania	0–3°	2–5°		0–10°		15–90 см	Denny, 1956
Lake District, England		9–19°					Caine, 1963
Mount Washington, New Hampshire	0–5°	5–7°			>25°	60 см	Antevs, 1932
Xeric Andes of Bolivia & Ecuador		20–40°					Graf, 1976

В таблице 10.2 показаны скорости движения вниз по склону полос разного размера, связанных с различными процессами. Скорости движения полос меньшего размера могут достигать почти 8 см/год и затрагивать гораздо более глубокие слои, чем те, в которые проникает стебельковый лёд. Несмотря на это, больший объем отложений перемещается при участии процессов гелифлюксии и морозного пучения. Эти отложения двигаются вниз по склону по своеобразной спирали.

Таблица 10.2. Измеренные скорости движения вниз по склону крупных и мелких сортированных структурных грунтов в зависимости от действующих склоновых процессов

Location	Время (годы)	Скорость, Крупные	см/год Мелкие	Процессы	Угол склона	Сортировка	Источник
Chambeyron	10	0,2–3,0	2,0–6,0	гелифлюкция, криогенный крип	7°	Active	Pissart, 1972
Basse Alpes		0,18–0,5	4,0–7,0	гелифлюкция, криогенный крип	6–9°	Active	Pissart, 1977
Colorado Front Range	3	1,3–3,9	2,6–7,8	гелифлюкция, криогенный крип	12–13°	Active	Benedict, 1970b
Cinder Cone, Garibaldi Park, B. C.	10	15	35	крип за счёт игольчатого льда	10–15°	Active	Mackay & Matthews, 1974b

10.4. МАКРОФОРМЫ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ

Структурные грунты образуются в условиях сплошного распространения вечной мерзлоты, прерывистого её распространения или даже в условиях сезонного промерзания. Тем не менее, когда в районах распространения вечной мерзлоты происходит потепление климата, эти структуры обычно сохраняются, если только поверхность не подвержена эрозии, что является свидетельством прежнего холодного климата. Поскольку в течение последних 3,5 млн лет (см. рис. 4.15) было много периодов похолодания, определить, когда именно образовалась та или иная форма, может быть затруднительно. Пучение, например, происходит в тонкодисперсном грунте каждый раз при наступлении достаточно холодных климатических условий, например, в течение неогляциальных эпизодов (Becher *et al.*, 2013), хотя имеющиеся каменные полосы могут либо перемещаться, либо не двигаться. Там, где захоронены органические почвенные горизонты, датировать климатические события, довольно просто. В случае сортированных полигонов на горе Плато (Альберта), где нет органических почв, но есть ложбины глубиной более 1,5 м, заставляющие предполагать, что в прошлом на их месте были ледяные жилы. Камни покрыты крупными лишайниками, свидетельствующими о том, что они не двигались в течение долгого времени. Это может помешать точным космогенной датировке из-за отслаивания поверхности камней за счёт биогенного выветривания.

Существует обширная дискуссия о том, как классифицировать эти формы (Washburn, 1956, 1979, Mackay & MacKay, 1976; Tarnocai & Zoltai, 1978; Shilts, 1980; Mackay, 1982 и т. д.). Они изменяются от однократного пучения слоёв грунта в одной точке в районах без вечной мерзлоты, до экстремального сезонного пучения, происходящего в тонком активном слое в полярных областях. В северных широтах движение происходит по всей глубине активного слоя, но по направлению к югу оно происходит в верхней зоне, богатой льдом, в поверхностной части активного слоя. Поскольку отложения в верхней и нижней частях активного слоя богаты льдом, они разделены сухой зоной (Mackay, 1980a), а движение может включать большую часть активного слоя или просто верхнюю зону, обогащённую льдом. Walker *et al.* (2004) утверждали, что эти формы рельефа переходят друг в друга, основываясь на результатах исследования

морфологии почв в несортированных структурах вдоль разреза север-юг в северо-западной части Северной Америки. Чернов и Матвеева (1997) дают близкое описание этих форм в российской Арктике, в то время как Peterson & Krantz (2003) и Peterson *et al.* (2003) обсуждают возможные модели задействованных процессов. К сожалению, фактические исследования процессов редки. Имеются исследования, в которых содержится некоторая важная информация, но отсутствуют точные данные о скоростях движения.

10.4.1. Криогенные несортированные кольца

Криогенные несортированные круги, или кольца (*cryogenic nonsorted circles*) представляют собой тип структурных грунтов, возникающие при сезонном движении конвективного типа в результате замораживания и оттаивания либо в активном слое, либо в сезонно- или **кратковременно-мёрзлых грунтах (*diurnally frozen grounds*)** в результате гидростатических или температурных градиентов. Они обычно делятся на многолетние **грязевые фурункулы (*mudboils*) или грязевые пятна-медальоны, морозные фурункулы (*frost boils*) или морозные пятна-медальоны, несортированные кольца (*nonsorted circles*) и круги-пробки (*plug circles*).**

Таблица 10.3. Сравнение характеристик четырёх основных типов криогенных несортированных кругов, исключая круги-пробки. LL — полная влагёмкость, а PL — предел пластичности. Известны также два других типа несортированных кругов (морские несортированные кольца и круги-пробки), но их характеристики требуют большего изучения

Тип	Арктические грязевые фурункулы	Субарктические грязевые фурункулы	Несортированные кольца	Морозные фурункулы
Топография	Болотистые низменности	Плато и плоские вершины	Вершины гор	Различна, часто в горах
Растительность	Влажная тундра	Тундра	Альпийская тундра и кустарничковая тундра	Леса
Отложения	Глинистые и пылеватые	Глинистые и пылеватые LL <20 %; PL <10 %	Суглинки	Пылеватые
Дренаж	Недостаточный	Относительно хороший	Хороший и очень хороший	Хороший
Мерзлотные условия	Активный слой менее 40 см	Активный слой до 150 см	Активный слой 1,5–2,5 м	Сезонное промерзание и активный слой
Процессы	Медленная конвекция во всем активном слое	Внедрение через средний сухой горизонт типа диапира	Медленная конвекция в верхней части активного слоя выше сухого горизонта	Однократный диапир
Источник	Maskay, 1980	Shifts, 1978	Harris, 1998	

Грязевые фурункулы, или грязевые пятна-медальоны состоят из изометрических пятен голого грунта в районах с тундровой растительностью, где на поверхность выходят и растекаются по ней глинистые отложения в текучем или близком к нему состоянии из-за высокой влажности, окружённые растительностью.

Морозные фурункулы, или морозные пятна-медальоны — это мёрзлые пятна голого грунта, обнаруженные первоначально в субарктической зоне альпийских тундр с вечной мерзлотой, а также в лесных районах, где нет вечной мерзлоты. Субарктические формы являются многолетними, но те, которые находятся в районах сезонного промерзания, являются временными формами, поверхность которых восстанавливается в течение некоторого, обычно короткого периода времени. Сохраняется потребность в дальнейшем изучении несортированных кругов, развитых в мощном активном слое во влажном климате, поскольку, по-видимому, не существует реальных исследований механики их движений, несмотря на изучение некоторых их характеристик и описаний их распределения на северо-западе Северной Америки. Круги-пробки образуются, когда восходящее движение отложений происходит не до самой поверхности, вызывая разрывы сплошности и образование небольших бугров в экстремальных климатических условиях, например, в Resolute.

Климатические и гидрологические условия являются основными контролирующими факторами, определяющими возникающие процессы, как и наличие или отсутствие растительного покрова. Маккеем в своё время (Maskau, 1971), а в России ещё раньше, была предложена концепция трёх слоёв в активном слое с различными режимами влажности (водонасыщенные или льдонасыщенные у поверхности и на подошве активного слоя и иссушенный горизонт между ними), и это используется в настоящей работе для классификации криогенных несортированных кругов, изученных на сегодняшний день. В таблице 10.3 представлены характеристики их различных видов.

Термин *boils*, который можно перевести как *фурункулы*, или *закипания*, или даже, может быть, *котлы*, распространённый в англоязычной литературе, отражает суть процессов, происходящих в этих формах — конвекция и движение материала в объёме в активном слое, а также в слое сезонного промерзания, с выбросом этого материала наружу, а название *пятна-медальоны* — традиционное в русской литературе — удачно отражает их явление на поверхности. Потому здесь приводятся оба названия.

10.4.1.1. Криогенные грязевые фурункулы (пятна-медальоны)

Криогенные грязевые фурункулы (*cryogenic mudboils*), или криогенные грязевые пятна-медальоны, образуются на низменностях с пылевато-глинистыми отложениями и с тундровой растительностью вокруг Арктического бассейна (Egginton & Shilts, 1978; Shilts, 1978; Dyke & Zoltai, 1980; Egginton & Dyke, 1982; Maskau, 1980a, 1980b). Их можно разделить на две группы: **арктические**, встречающиеся во влажных низменностях, в районах с активным слоем менее 40 см, и **субарктические**, встречающиеся на более дренированных холмистых тундрах с активным слоем мощностью до 150 см. Граница между ними не вполне определена.

10.4.1.2. Арктические грязевые фурункулы (пятна-медальоны)

Арктические грязевые фурункулы (*arctic cryogenic mudboils*), или арктические грязевые пятна-медальоны характеризуются приплюснутой небольшой формой и встречаются во влажных тундрах или, реже, на северной окраине бореального леса, например, вокруг Красной Реки, Северо-Западные территории. Они также широко распространены во влажных низменных

тундровых районах Северной Канады. Синонимы включают **морозные фурункулы (frost boils)** (Walker, 2008), **грязевые кочки (mud hummocks)** (Maskay, 1979b, 1980b). Они обычно округлые или удлинённой формы, до 0,5 м в диаметре, до 10–15 см в высоту, многолетние и часто имеют участки обнажённого грунта на поверхности там, где вытекала грязь. Отложения в них имеют высокое содержание пылеватых и глинистых частиц с пределом текучести менее 20 % и пределом пластичности ниже 10 %. Это означает, что они легко разжижаются. В случаях, описанных Маккеем (Maskay, 1980b), пучение распространяется до кровли вечной мерзлоты. Несомненно, подобные формы встречаются и в верхних частях более мощного активного слоя, но там их ещё предстоит детально изучить. На склонах они удлиняются.

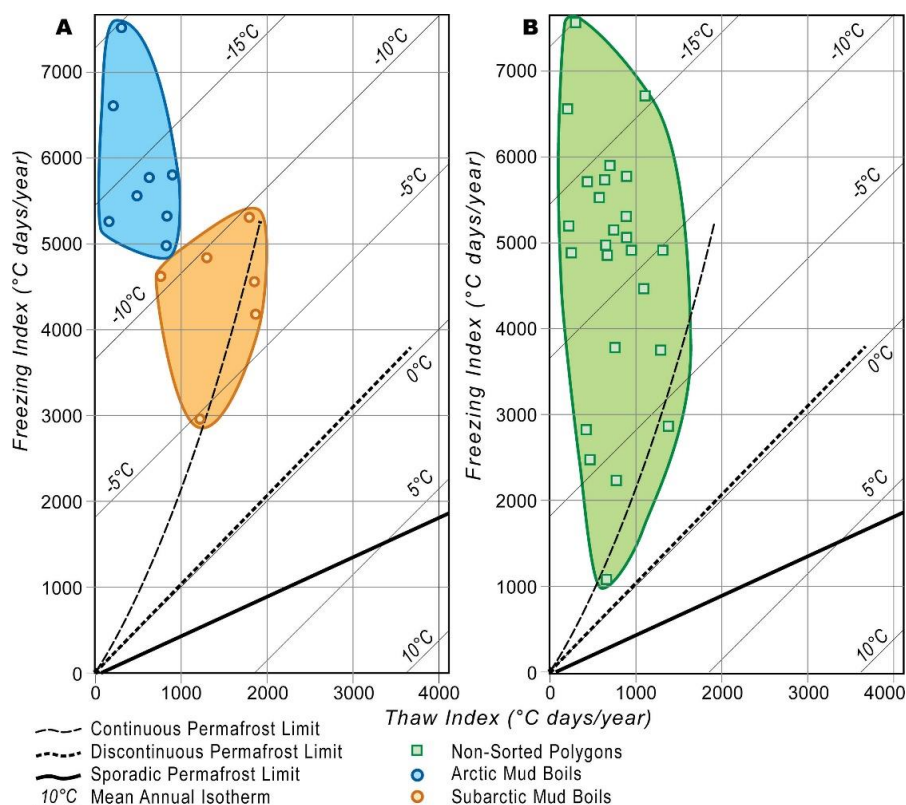


Рис. 10.6. А, отношение арктических (arctic mud boils) и субарктических (subarctic mud boils) грязевых фурункулов (пятен-медальонов) и известных несортированных кругов (non-sorted polygons) к индексам промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm).

На рис. 10.6А показана зависимость распределения арктических грязевых фурункулов от индексов промерзания и оттаивания. Эти формы нарушают естественный поверхностный сток на влажных низменностях. Поверхностные воды в итоге двигаются по впадинам между кочками (Quinton & Marsh, 1998), а маломощная вечная мерзлота предотвращает инфильтрацию. Тем не менее, грязевые фурункулы способствуют развитию кустарников (Frost *et al.*, 2013).

Ранее теории относительно их происхождения включали криостатическое давление в областях, что заставляло грунт испытывать движение типа диапиров, когда ледяные линзы таяли (Crampton, 1977), хотя, возможно, летние осадки также могут увеличивать влажность, способствуя развитию этого процесса. Частое появление грязи через трещины на поверхности летом указывает на то, что, по крайней мере, иногда повышение давления создаётся в течение лета между поверхностным слоем и кровлей вечной мерзлоты.

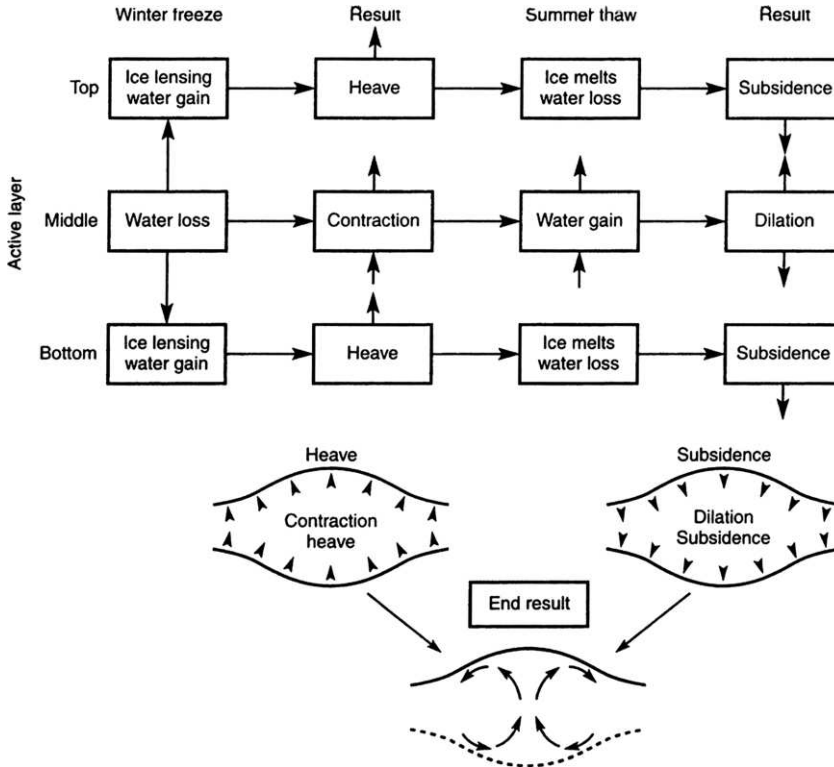


Рис. 10.7. Формирование несортированных кругов (грязевых фурункулов, или пятен-медальонов) в долине Макензи, Канада, по равновесной модели Маккея (из Mackay, 1980b, Рис. 4): активный слой (active layer), зимнее замерзание (winter freeze), результат (result), летнее оттаивание (summer thaw), верх (top), середина (middle), дно (bottom), приток воды при образовании ледяных шлиров (ice lensing water gain), потеря воды (water loss), пучение (heave), оттаивание льда (ice melts), осадка (subsidence), расширение, или дилатация (dilation), сжатие (contraction), конечный результат (end result)

После продолжительных исследований Маккей (Mackay, 1979b, 1980b) разработал теорию равновесия, которая в основном принимается сегодня (рис. 10.7). Противоположный изгиб верхней и нижней части активного слоя помогает в развивающемся процессе. Ледяные линзы формируются в верхней и нижней части активного слоя зимой, а при таянии происходит гравитационное движение. Эта теория объясняет распределение размера обломков, радиоуглеродные даты органических включений в кочках, а также перевёрнутые языки водонасыщенного материала в конце лета (Zoltai & Tarnocai, 1974; Zoltai *et al.*, 1978). Она также не требует возникновения значительных криостатических давлений (Mackay & Mackay, 1976). Тот факт, что отложения на арктических берегах были под водой

во время дегляциации и с тех пор оказались подняты, может указывать на то, что засоление может быть важным фактором в некоторых местах. Ray *et al.* (1983) и Gleason *et al.* (1986) предположили, что разность плотности между водой при температуре около 0 °С в основании оттаиваемой зоны и водой при температуре 3–4 °С на верхней поверхности кочки может быть достаточной для индуцирования свободной конвекции воды в грязевой ячейке. Это могло бы объяснить вогнутую форму кровли вечной мерзлоты, хотя эффект летнего прогревания большей площади поверхности кочки также может быть задействован. Shur & Ping (2003) обсудили начальный этап формирования грязевых ячеек, начинающийся с растрескивания. Однако их предположение о постепенном перемещении органического вещества по краевым трещинам не согласуется с датировками, полученными из захороненных органических веществ, которые иногда относятся к нескольким тысячам лет (8000–10 000 лет — Douglas & Tedrow, 1961, 4750 лет — Trautman, 1963; 2140–3800 лет — Dyke & Zoltai, 1980). Очевидно, что захороненное органическое вещество представляет собой продукты прошлых условий и климата, а не те, которые действуют сегодня. Однако они дают представление о древности этих форм рельефа.

Сообщалось об активных арктических грязевых фурункулах (пятна-медальонах) на Аляске (Hopkins & Zigafoos, 1951), Арктических островах (Washburn, 1947, 1950, Mackay, 1953), в Гренландии (Jahn, 1948), Швеции (Lundqvist, 1962), Антарктиде (Vieira & Ramos, 2003), а также в северной Сибири. Систематическое изучение этих особенностей было проведено на северных канадских арктических островах и вдоль дороги Халль до залива Прудо (Daanen *et al.*, 2008). Оно показало, что растительный покров и маломощный снежный покров обеспечивают гетерогенную, неравномерную изоляцию поверхности почвы. Во время промерзания сначала промерзали вершины голых бугров, создавая преимущественное накопление льда в этих областях. Этот лёд затем препятствовал росту растительного покрова, стабилизируя эту форму (Peterson *et al.*, 2003).

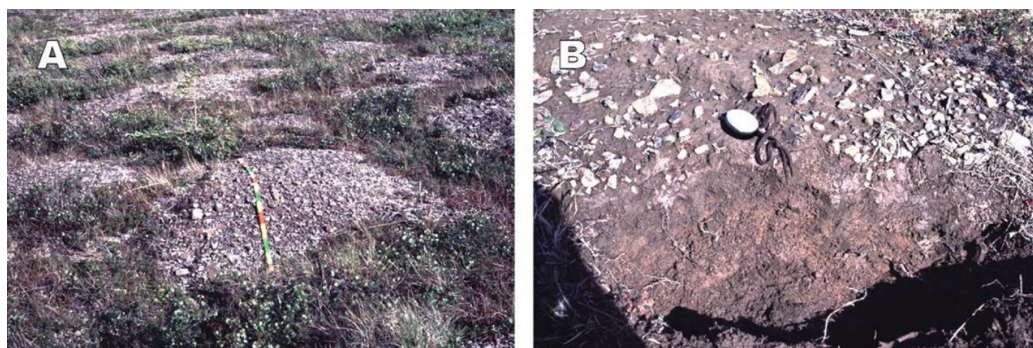


Рис. 10.8. Субарктические грязевые фурункулы (пятна-медальоны) вблизи Полярного круга вдоль шоссе Демпстер, Канада. А, общий вид, и В — поперечное сечение в середине снимка. © S. A. Harris

Наличие воды имеет решающее значение для поддержания устойчивости этих форм. Климатические изменения, по-видимому, незначительно влияют на процесс промерзания. Это не удивительно, учитывая чрезвычайно холодные зимы в тех районах, где они происходят. Michaelson *et al.* (2008) описал изменение свойств отложений по разрезу вместе с изменением содержания углерода.

Величина пучения составляла от 4 до 5 см в холодных местах северных арктических островов (Raynolds *et al.*, 2008). Время, потраченное на полный цикл перемещения материала в нынешних климатических условиях, не было измерено.

10.4.1.3. Субарктические грязевые фурункулы (пятна-медальоны)

Субарктические **грязевые фурункулы (пятна-медальоны)**, из-за частого содержания в них каменных обломков также называемые **каменные земляные круги (stony earth circles)** (Williams, 1959), встречаются в тундре вблизи тундрово-лесной границы в Северной Америке. На рисунке 10.8 показаны типичные примеры на шоссе Демпстер, Канада вблизи Полярного круга. Голые грязевые фурункулы больше (0,7–3 м) и выше (0,15–0,4 м), чем арктические, и окружены более высоким растительным покровом (около 90 %), как на участке Счастливого долины (Happy Valley). Они были сначала описаны подробно на более сухих участках в Ранкин Инлет (Rankin Inlet) (James, 1972).

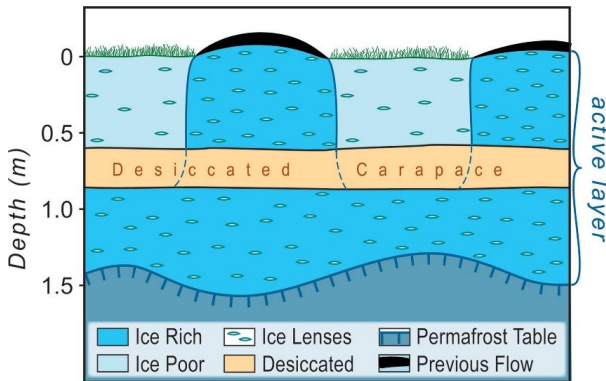


Рис. 10.9. Схематический поперечный разрез субарктических грязевых фурункулов (пятна-медальонов) зимой: глубина (depth), активный слой (active layer), «щиток», защитный слой (carapace), сильнольдистый (ice rich), ледяные шпильки (ice lenses), кровля мерзлоты (permafrost table), малольдистый (ice poor), обезвоженный (desiccated), предыдущий поток, или «пятно» (previous flow)

Тирелл (Tyrell, 1897, стр. 50F) впервые заметил «маленькие глинистые низинки или диски, окружённые высокими кольцами травы» на севере Канады, и с тех пор они были изучены многими учёными. Шилтс (Shilts, 1978) выполнил их наиболее всестороннее исследование, изучая район Центрального Кеятина, к западу от Ранкина Инлета. Он обнаружил глинистые фурункулы с поднятыми обнажёнными поверхностями, в отложениях с высоким содержанием пылеватых и глинистых частиц и низкой влагоёмкостью (<20 %) и пределом пластичности (<10 %). Эти участки были суше, чем арктические гря-

зевые фурункулы (пятна-медальоны), а растительность состояла из субарктической тундры, к северу от линии деревьев. Активный слой, как правило, составлял около 0,8–1,5 м и состоял из верхней сильнольдистой зоны мощностью до 70 см, центральной осушённой зоны мощностью около 30–40 см и нижней сильнольдистой зоны, расположенной над кровлей вечной мерзлоты, в соответствии с описаниями Маккея (Mackey, 1971). Raynolds *et al.* (2008) сообщили о грязевых пятнах-медальонах, к концу зимы пучение на которых достигало 20 см. На рис. 10.9 показано расположение слоёв и содержание ледяных линз в активном слое зимой.

Избыток льда формируется из воды, движущейся по поверхности минеральных зёрен до фронтов замерзания сверху и от основания активного слоя. Конечным результатом является обезвоживание средней части сезонно-талого слоя, который превращается в сухой плотный слой, консервируя нижнюю сильнольдистую часть активного слоя. Когда лёд оттаивает, образуется вода, выходящая

на поверхность по ослабленным зонам, таким как трещины. Шилтс (Shilts, 1978) отметил, что давление в активном слое под сухим слоем грунта может быть снижено за счёт оттока воды вниз по кровле вечной мерзлоты или по скальному основанию, и в этом случае грязевые фурункулы (пятна-медальоны) не образуются.

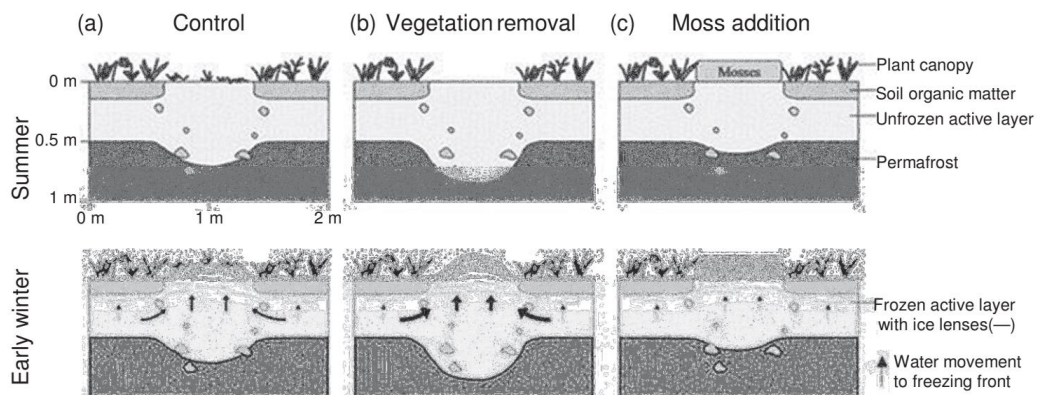


Рис. 10.10. Влияние изменения поверхности морозных фурункулов (пятен-медальонов), образовавшихся в маломощном активном слое в северной части Аляски (из Kade & Walker, 2008, Рис. 6): контроль (control), снятие растительности (vegetation removal), добавление мха (moss addition), лето (summer), начало зимы (early winter), растительный покров (plant canopy), органический материал почвы (soil organic matter), немёрзлый активный слой (unfrozen active layer), вечная мерзлота (permafrost), мёрзлый активный слой с ледяными шлирами (frozen active layer with ice lenses), движение воды к фронту промерзания (water movement to freezing front)

Восходящее движение может образовывать формы типа *каст* (*casts*) (Kling, 1997). Чтобы инициировать движение вверх под давлением, Ван Влайт-Ланоз (Van Vleit-Lanoe, 1991) предположил, что криогенная текстура в материале должна быть разрушена, а содержание воды должно быть на 10 % выше полной влагоёмкости. Считается, что вес вышележащих слоёв обеспечивает необходимое давление, чтобы вызвать локальное движение вверх.

Рисунок 10.8В представляет собой фотографию поперечного сечения грязевого фурункула (пятна-медальона) вдоль шоссе Демпстер, показывающую отсутствие развития почвенного горизонта внутри этой формы. Маленькие камни, как правило, сосредоточены на вершине грязевого выброса, тогда как более тонкий материал вымывается / сдувается с его поверхности. Не наблюдается признаков сортировки частиц. Измерения, проведенные в Счастливой долине (Happy Valley) на Аляске, свидетельствуют, что пучение примерно на 26 % больше в фурункуле по сравнению с окружающими отложениями с растительностью, что указывает на большую сегрегацию льда зимой, что сопровождается увеличением нестабильности грунта. Зимние температуры в фурункуле ниже, что приводит к преимущественному накоплению ледяных линз. Таким образом, движение в фурункуле, по-видимому, даже усиливается после разрушения поверхностной растительности. В бореальном лесу, который имеет сплошной растительный покров, как правило, грязевые фурункулы отсутствуют.

Пожар уничтожил растительность вокруг активных грязевых фурункулов вблизи озера Эннарди, Северо-Западных территории Канады, и обнажил кольцо больших камней вокруг обнаженного грязевого участка (Shilts, 1978). Камни не распространялись в глубину, как в случае сортированных кругов. В окрестностях Абиско, Северная Швеция, подобный рельеф был описан Клингом (Kling, 1997), предоставляя определенные доказательства восходящего движения обломков горных пород и их накопления на поверхности вдоль краев оголенных участков пятен-медальонов. Структура такого каменного накопления отличается от структуры сортированных кругов, что, по-видимому, подтверждает вывод о том, что они образованы процессами различного характера, хотя и похожими на те, которые действуют в активных сортированных кругах. Он также обнаружил доказательства течения отложений на поверхности со временем в верхних 50 см грунта. Тем не менее, ни один каменный круг не был замечен в Счастливой Долине, на Аляске или вдоль шоссе Демпстер вблизи Полярного круга.

Каде и Уокер (Kade & Walker, 2008) провели эксперимент с добавлением мха, а также с полным удалением редкой растительности на каменистом морозном фурункуле (пятне-медальоне) (рис. 10.10). Удаление растительности способствовало более глубокому оттаиванию летом, а также большему развитию ледяных линз с результирующим поверхностным выдавливаем отложений зимой. Добавление мха вызвало прекращение развития ледяных линз и остановку движения. Теоретически, морозные фурункулы могут превращаться в грязевые, если растительность не может закрыть поверхность грунта, хотя такие случаи пока не описаны в литературе.

Kaiser *et al.* (2005) опубликовали данные по содержанию углерода и азота в отложениях в грязевых фурункулах в Сибири. Две трети улавливаемого углерода находились в окаймляющих пятна-медальоны желобах. Nicolsky *et al.* (2008) смоделировали биогеофизические взаимодействия в грязевых фурункулах на северном склоне хребта Брукс. Субарктические фурункулы (пятна-медальоны) также встречаются в Антарктиде (Serrano & López-Martínez, 1998 год). Скорость пучения и движения в таких фурункулах неизвестна. Дрю и Тедроу (Drew & Tedrow, 1962), работавшие на Аляске, отметили несортированные полосы на умеренных склонах. Считается, что они образуются аналогично фурункулам (пятнам-медальонам), но с дополнительными эффектами силы тяжести при движении на склонах. Несортированные кольца активны в областях прерывистой вечной мерзлоты, а также сплошной вечной мерзлоты, хотя в целом они встречаются в более холодных областях, чем отсортированные кольца (рис. 10.8B).

10.4.1.4. Ксерические несортированные кольца

Ксерические (устойчивые к высыханию) несортированные кольца (*xeric nonsorted circles*) развиваются в верхней, более влажной части активного слоя на холодных, хорошо дренированных вершинах и верхних склонах гор в более низких широтах. Пучение в таких кругах не распространяется в среднюю осушенную зону активного слоя. Тундровая растительность является редкой в сухих континентальных условиях, таких как Скалистые горы Альберты, но близкие особенности бывают и в морских районах, таких как северная Швеция, если погода достаточно суровая (Becher *et al.*, 2013). На горе Плато (широта 50° 55 N) активный слой имеет глубину более 2,5 м, а конвективное движение распространяется до глубины около 80 см (Harris, 1998a). Таким образом, эти кольца встречаются

в верхней части активного слоя, отделённые средней сухой зоной от нижней зоны с высоким содержанием влаги над кровлей вечной мерзлоты.

На 2519 м в альпийской тундре на плоской вершине горы Плато в 1974 году не наблюдалось выраженных несортированных кругов, когда начались климатические измерения. В активное слое наблюдалось ограниченное почвообразование (Bryant & Scheinberg, 1970), а его мощность составляла около 3 м. К 1979 году средняя годовая температура воздуха снизилась на 1,5 °С, и появились области оттока жидкообразного тонкодисперсного грунта, прорезая растительный покров в начале лета (рис. 10.11). Эти области часто были связаны, и потоки сливались. Отток продолжался до 1984 года. Два телескопических стержня были поставлены в центр одной ячейки, а второй стержень — за её пределами (рис. 10.11 С). Стержни проверялись каждый месяц в течение трёх лет, регистрируя перемещения. Движения начались с первого снегопада в конце августа — начале сентября, и продолжались до декабря, а затем снова появились весной. Результаты трёхлетних измерений относительных движений разных сегментов стержней показали картину движения, показанного на рисунке 10.12. В верхних 80 см грунта наблюдалась конвекция, которая значительно расширилась за пределы пятна поверхностного оттока материала. Основание центра циркуляции было выпуклым, в отличие от наблюдавшегося Маккеем (Maskey, 1971).

Харрис (1998) предложил название **ксерические (устойчивые к высыханию) несортированные кольца (xeric nonsorted circles)**, чтобы различать эти формы более низкой широты от грязевых фурункулов (пятен-медальонов) Арктики. Средняя скорость движения составляет около 12 см/год, так что требуется около 480 лет для полного цикла с текущей скоростью. При этом поверхность этих кругов была стабилизирована цианобактериями и микроскопическими водорослями. Окружающие высшие растения не колонизировали их даже после 30 лет.

За пределами круга (пятна-медальона) растительность сумела выжить, по-видимому, потому что зона движения находилась ниже глубины расположения её корневой системы. Источником влаги должен быть снег осенью, который падает

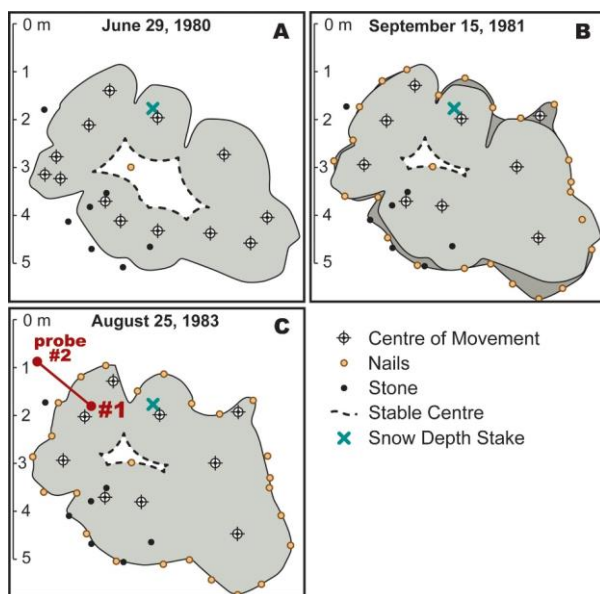


Рис. 10.11. Изменение формы грязевого пятна-медальона, возникшего при конвекции в зарождающихся несортированных кругах на горе Плато, Альберта, между 1980 и 1983 годами (по Harris, 1998а, Рис. 4): центр движения (centre of movement), марки — гвозди (nails), камень (stone), стабильный центр (stable centre), снегомерная рейка (snow depth stake), измерительный стержень (probe)

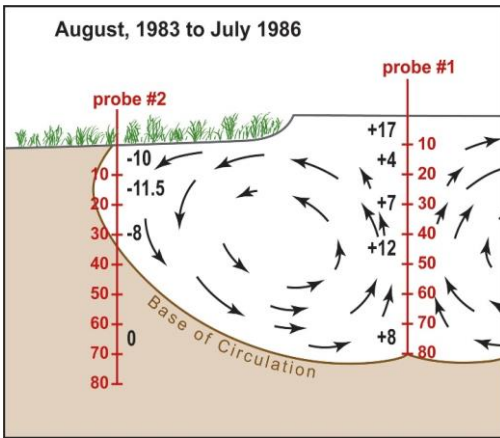


Рис. 10.12. Средние скорости конвекции (мм/год) отложений в ксерических (устойчивых к высыханию) несортированных кругах на горе Плато, Альберта (Plateau Mountain, Alberta) (по Harris, 1998a, Рис. 7): измерительный стержень (probe), основание конвекции, или циркуляции отложений (base of circulation)

на тёплую поверхность активного слоя. Там он сначала плавится, проникая в верхнюю часть активного слоя, где замерзает. Дополнительная вода поднимается вверх к фронту промерзания. Периодически тёплые ветра приводят к тому, что некоторые дополнительные объёмы воды проникают в грунт в течение зимы, и есть ещё вклад влаги из снежного покрова весной. По-видимому, оттаивание ледяных линз в верхней части активного слоя приводит к достаточной влажности, чтобы вызвать конвективное, круговое движение. Индекс промерзания составлял около 1700 градусов*дней/год, тогда как индекс оттаивания в 1983 году — около 960 градусов*дней/год (Harris, 2009). Вполне вероятно, что этот тип несортированных кругов встречается и в более низких широтах, где активный слой заметно глубже глубины возможной циркуляции материала.

10.4.1.5. Несортированные кольца в морских климатических условиях

В отличие от несортированных ксерических кругов, формы, называемые **несортированными кругами в морских климатических условиях (nonsorted circles in maritime climates)**, часто имеют хороший растительный покров в окрестностях или даже непосредственно на них. Högström (2011) изучал эти формы в районе Абиско в Швеции. Becher *et al.* (2013) исследовали разрезы несортированных кругов с хорошим растительным покровом вокруг них на горных хребтах на высотах от 400 м до 1150 м, к востоку от Абиско. Несортированные кольца занимают 16 % ландшафта над линией деревьев, а окружающие отложения почвенный органический слой до 15 см на поверхности. Криотурбации пересекают почвенные горизонты, и в пределах нарушенных отложений было найдено несколько захороненных органических слоёв. Разрастание кустарничковой растительности, охватывающее около 10 % несортированных кругов и произошедшее между 1959 и 2008 годами, было оценено с помощью аэрофото съёмки, что указывает на то, что криотурбации прекратилась до 1959 года, поскольку кустарники не могут расти на почвах в районах, подверженных криотурбациям (Jonasson, 1986; Makoto & Klaminder, 2012).

Датировка по изотопам ^{14}C и ^{210}Pb захороненных органических слоёв десяти разрезов в криотурбированных отложениях соответствует трём основным временным периодам, а именно: 0–100 лет н. э., 900–1250 лет н. э. и 1650–1950 лет н. э. Они соответствуют периодам, которые были интерпретированы как соответствующие более холодному климату по другим данным (Karlén, 1988), тогда как считается, что период между 1250 и 1650 годами н. э. был более тёплым (Johansson, 2009). Becher (2015) интерпретирует поверхностный органический горизонт как образовавшийся в более тёплые времена и предполагает, что

захоронение органических горизонтов является результатом накопления минеральных осадков над поверхностным органическим слоем в более тёплых условиях. Формирование горизонтов почвы в этом климате медленное. Возраст В-горизонта в ненарушенных отложениях Ridunjohnka A составляет 1000–6000 лет (Ellis, 1980; Protz *et al.*, 1984; Barret & Schaetzel, 1992). Медленная скорость почвообразования может быть частично обусловлена малым количеством атмосферных осадков (Klaminder *et al.*, 2009).

Эти данные не согласуются с теорией эволюции несортированных кругов, которая недавно была предложена на Аляске, например, Shur *et al.* (2008). Она была основана на моделировании и использовании фотографий, а не на фактических данных. По-видимому, ксерические несортированные кольца не развиваются в земляные кочки, во всяком случае, в северной Швеции.

Там, где обломки камней присутствуют на вершинах реликтовых несортированных кругов на севере Швеции, скорость восстановления растительности лишайниками может быть измерена, если использовать средний размер *Rhizocarpon geographicum* на камнях на разных расстояниях от центра круга (рис. 10.13). Возраст возрастает

к краям круга, а в случае, рассмотренном на рис. 10.13, диапазон возраста был от почти нулевого в центре до примерно 250 лет на краях. Это интерпретировалось двумя способами, либо как указание на повторное промерзание в центре с колонизацией лишайниками, происходящей при движении грунта наружу, или как постепенное уменьшение частоты прошлых криогенных возмущений по краю круга (Washburn, 1980; French, 2007). Makoto & Klaminder (2012) обнаружили, что травы колонизировали центр круга, а кустарники были найдены только на внешних участках реликтового круга. Наибольшее разнообразие растений оказалось там, где возраст лишайников составлял примерно 150 лет, что согласуется с другими исследованиями колонизации растений, которые показали, что максимальное разнообразие растений наблюдается в середине преобладающего градиента сукцессии (Aubert *et al.*, 2003; Malacska *et al.*, 2004; Zhu *et al.*, 2009). Таким образом, Makoto & Klaminder (2012) пришли к выводу, что первая точка зрения, вероятно, наиболее применима.

Альтернативная интерпретация, не обсуждавшаяся до сих пор, заключается в том, что колонизация сосудистыми растениями начинается с края круга после того, как основное вращательное перемещение достаточно уменьшилось, а затем постепенно распространяется по направлению к центру. Очевидной исходной областью для реколонизации будет окружающая растительность, и появление кустов сначала на полях круга, как правило, поддерживает эту

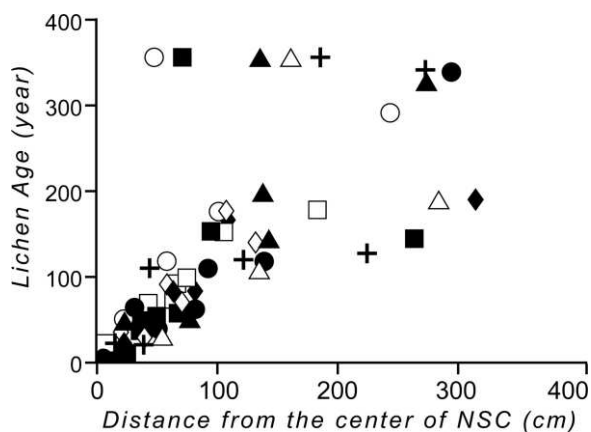


Рис. 10.13. Увеличение возраста лишайников *Rhizocarpon geographicum phalli* на каменных обломках к краям реликтовых несортированных кругов на севере Швеции (из Makoto & Klaminder, 2012, Рис. 3)

интерпретацию. Подразумевается, что движение сортировки уменьшается с границ во время потепления. Подтверждением этому является тот факт, что по возрасту ^{14}C органических включений *Becher et al.* (2013) предполагают вращательное движение сортировки ещё в 1650–1950 годах, в то время как данные исследований роста лишайников показывают, что движение начало уменьшаться 250 лет назад, то есть около 1750 года (*Makato & Klaminder* 2012).

10.4.1.6. Морозные фурункулы (пятна-медальоны)

В районах со спорадической вечной мерзлотой или там, где она отсутствует, основными формами структурных грунтов являются **морозные фурункулы**, или **морозные пятна-медальоны (*frost boils*)**. Они состоят из свежей поверхности или небольшого возвышения менее 50 см в поперечнике, где коренной дисперсный минеральный материал и корни растений образуют нарушение в естественном растительном покрове, что обычно встречается в бореальном лесу (рис. 10.14А).



Рис. 10.14. Морозные фурункулы: А, развитый в альпийских тундрах на вершине Харт-Маунтин, Альберта и В, разбивающий тротуар в центре города Якутска, через год после того, как он был вымощен. © S. A. Harris.

В отличие от других похожих форм, они не всегда повторяются в том же месте в последующие годы. Материал из всех нижележащих горизонтов смешивается вместе в отложениях, вытесненных через растительность (*Van Everdingen*, 2005). Действующие силы могут быть достаточно мощными, чтобы поднимать тротуар и разрушать его (рис. 10.14В). Растительность вокруг фурункула вскоре колонизирует нарушенную область, поэтому нарушения скоро скрываются от глаз. Однако в поперечном сечении нарушение почвенных горизонтов очевидно из-за смешения почвенных горизонтов с фрагментами корней. Морозные фурункулы представляют собой тип несортированных кругов, и аналогичные извержения материала сквозь растительный покров можно обнаружить в большинстве влажных, холодных областей, от районов с сезонным промерзанием до сплошной вечной мерзлоты.

10.4.1.7. Круги-пробки

Уошборн (*Washburn*, 1952, 1956, 1979, 1997) описал формы с восходящим движением отложений без очевидной сортировки, которое он классифицировал как несортированные круги. Он провёл много лет, изучая их в Резолюте,

на острове Корнуоллис и на Северо-Западных территориях, и обнаружил, что они могут развиваться в течение 20 лет в нарушенной почве. Другие такие формы могут быть на 9 тысяч лет старше на самых высоких морских террасах. Он пришел к выводу, что они были результатом восходящего движения отложений в жидком, пластичном или мёрзлом состоянии по причинам, вызванным промерзанием. Обычно они имеют низкую кочку в качестве поверхностного выражения, а всплывающее восходящее движение ясно видно в поперечном сечении. Уошборн классифицировал их как несортированные кольца, хотя внутренний материал может быть как частично сортированным, так и несортированным.

Круги-пробки представляют собой круглые формы структурного грунта, обычно на плоских, плохо дренированных участках, характеризующиеся отложениями с высоким содержанием глинистых и пылеватых частиц, которые продолжается вниз как пробка или заглушка. Она может быть цилиндрической или более нерегулярной по форме и состоит из каменистых или без камней отложений, сортированных либо несортированных. Сортированные отложения имеют резко несогласный контакт с окружающими отложениями. Эта форма практически такая же, как и морозные фурункулы, только без выраженного излияния (исторгания) материала на поверхность. Так что она представляют собой высокоширотную форму криотурбации в общем смысле. Её связь с другими формами несортированных кругов неясна. Круги-пробки также известны в Гренландии, на Шпицбергене и в Евразийской Арктике.

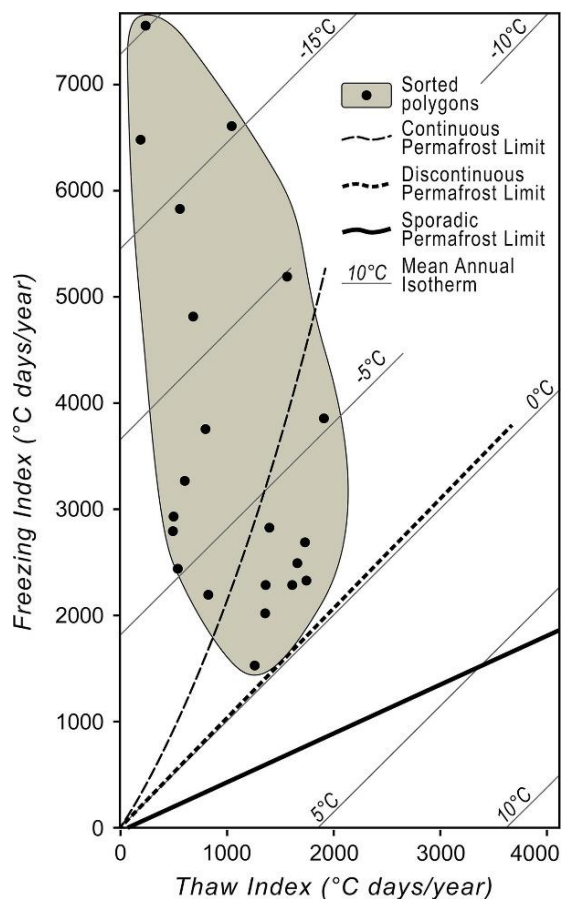


Рис. 10.15. Связь активных криогенных сортированных полигонов (sorted polygons) с индексами промерзания (freezing index) и оттаивания (thaw index): сплошная вечная мерзлота (continuous permafrost) (> 70 %), прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost) и спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost) (< 30 %), границы (limits), среднегодовая изотерма (mean annual isotherm) (из Harris, 1981с, Рис. 5В, 1982а)

10.5. КРИОГЕННЫЕ СОРТИРОВАННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ГРУНТЫ

Криогенный сортированный структурный грунт (*cryogenic sorted patterned ground*) — это название, данное явлению, где есть чёткое разделение или сортировка крупных обломков, окружающих мелкозернистую массу отложений в кругах, причём граница между ними опускается до 3 м в глубину, или же они чередуются как широкие полосы, идущие вниз по склону. На рис. 10.15 показана зависимость активных криогенных сортированных структурных грунтов и индексов промерзания и оттаивания.

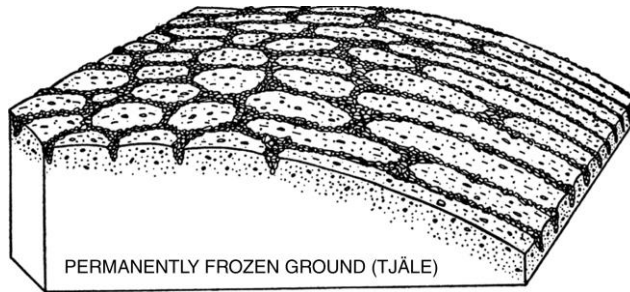


Рис. 10.16. Изменение сортированных форм на склоне (после С. F. S. Sharpe, 1938). Обратите внимание на последовательность из сортированных полигонов до сортированных сеток и сортированных каменных полос: вечная мерзлота (**permanently frozen ground** или **permafrost**, или **tjäle** — финск., и **sol gelé en permanence** — франц.)

Тонкодисперсный материал в сортированных кругах движется по круговой схеме, подобной той, что изображена на рис. 10.12 во время оттаивания или промерзания в течение года. Каменные обломки переносятся вверх на поверхность, а затем перемещаются к периферии, где они накапливаются на различной глубине (рис. 10.4, выше), где, по-видимому, иногда также находятся в движении (Hallet & Prestrud, 1986). На склонах отдельные полосы отложений перемещаются по спирали, когда они медленно движутся вниз. Как отмечалось ранее, сортированные кольца и сортированные многоугольники (полигоны) формируются на горизонтальных поверхностях, но становятся удлинёнными вниз по склону (рис. 10.16). Сначала они становятся сортированными сетями и, в конечном счёте, сортированными полосами с увеличением угла склона до 20°. Точный угол склона, при котором происходят изменения, зависит от режима влажности. Чем больше грунтовой влаги, тем ниже угол наклона, на котором кольца превращаются в сети и затем в полосы. Ниже различные типы структур будут обсуждаться отдельно.

10.5.1. Криогенные сортированные кольца

Наиболее информативными исследованиями **криогенных сортированных кругов (*cryogenic sorted circles*)** являются работы Hallet & Prestrud (1986) и Hallet *et al.* (1988), изучавшие хорошо выраженные каменные кольца на западном Шпицбергене более 20 лет (рис. 10.1). Возникшие на поднятых пляжах, они считаются лучшими примерами в мире. Движение происходит летом с небольшими изменениями в течение остальной части года. На Рис. 10.17 показано движение сортированных кругов на поднятом пляже в Западном Шпицбергене, показывающее циркуляцию отложений, как первоначально интерпретировалось Hallet

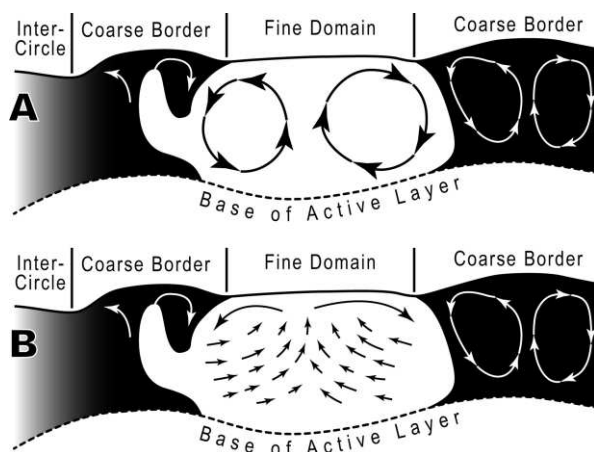


Рис. 10.17. Движение сортированных кругов на поднятом пляже на Западном Шпицбергене, как его интерпретировали: А — Халле и Пре-струд (Hallet and Prestrud, 1986, рис. 7), и В — Писсар (Pissart, 1990): пространство между кругами (inter-circle), граница из крупнообломочного материала (coarse border), мелкозернистая область (fine domain), подошва активного слоя (base of active layer)

Маркеры в более тонких отложениях указывают на вертикальные перемещения на глубине 25 см, достигающие 10 мм/год. Почва движется горизонтально со скоростью 4 мм в год. По-видимому, кольца находятся в состоянии некоторого равновесия и не изменяются по размеру. Пляжи были сформированы 3–4 тыс. лет до н. э. Измерения с помощью жёстких нейлоновых стержней продемонстрировали прогрессивный наклон с удалением от центра через 20 лет (Hallet, 2013), в то время как поверхностная скорость движения частично зависела от наклона поверхности земли. Расчётное время рециркуляции, основанное на измеренных значениях скорости перемещения поверхности, составляет около 500 лет для активного слоя мощностью 1 м и радиусом круга 1,5 м. На Шпицбергене предполагается, что циркуляция распространяется до кровли вечной мерзлоты, основываясь на результатах непрерывных измерений. Пучение происходит в течение сентября и октября и составляет в целом от 5 до 12 см, начиная с 0,4 см/сут., а затем замедляется. Это связано с тем, что ледяные линзы формируются в верхних 20 см активного слоя, и расширение продолжается до одного месяца после промерзания. Движение гравия во внешних кольцах указывает на другую возможную вращательную ячейку. Подробности можно найти в публикации Hallet (2013). Последние данные показывают, что движение в отложениях на глубине менее 50 см в центре меньше, чем можно было ожидать в более сухой центральной части активного слоя. Это отражено в интерпретации на рисунке 10.17В.

На рисунках 10.18А и 10.18В показано отделение более тонкого материала от камней на полях типичных сортированных кругов на Аляске. Большие обломки перемещаются вверх к поверхности более тонкого материала в центре, и затем поддерживаются там процессом взбалтывания. Промерзание происходит раньше

& Prestrud (1986, Рис. 7), в то время как Pissart (1990) предлагает более реалистичный рисунок на 10.17В. Кольца являются округлыми формами диаметром 3–4 м, активными и в значительной степени лишёнными всякой растительности, включая лишайники. Верхняя поверхность более тонкого материала в центре выпуклая с высотой 5–10 см выше контакта с более грубым кольцом. Граница между тонким материалом и крупными обломками резкая, а внешнее кольцо обломков, преимущественно гравия, имеет тенденцию подниматься выше центра, от 0,5 до 50 см в высоту. В глубину эта граница сначала падает примерно на 20°, становясь почти вертикальным ниже 20 см.

Активный слой мощностью чуть более 1,5 м в области исследования. Внешняя граница изменяется от 0,5 до 1,0 м в ширину.

на грубых периферийных границах, чем в центральных более дисперсных отложениях (Schmertmann & Taylor, 1965), что приводит к потоку тепла к границам. В проявившемся сортированном круге камни на поверхности будут либо уноситься движением мелкодисперсного материала к периферии, либо скользить вниз по небольшому склону к краю, где они накапливаются, образуя каменистую границу. В этом случае считается, что каменная граница остаётся неподвижной, но меньшие камни двигаются в циркуляционном движении вместе с более мелкой фракцией. Это принятое в настоящее время объяснение сегрегации, и поэтому, по сути, диапазон размеров в родительском материале определяет, развивается несортированный или сортированный круг.

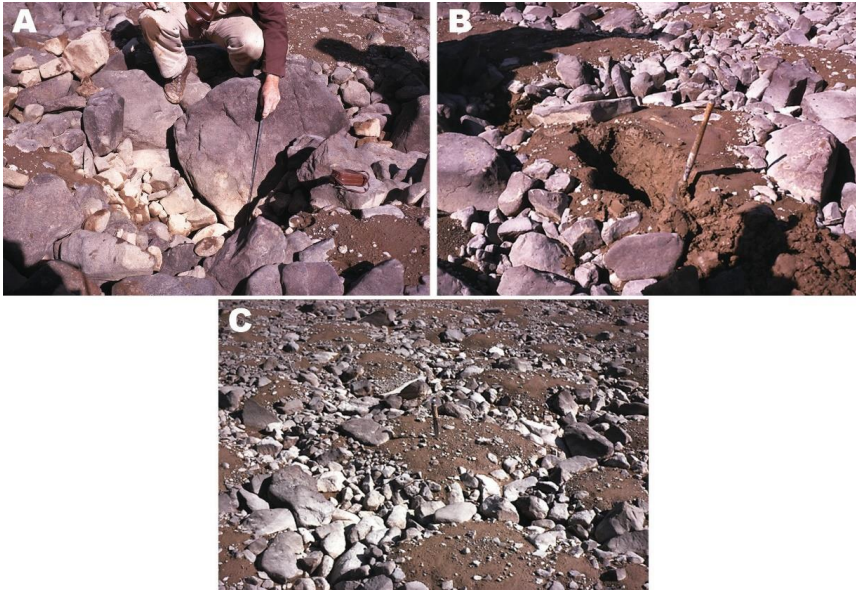


Рис. 10.18. Строение сортированного круга: А, более грубый материал вдоль границ круга, и В, более тонкий материал в центре; С — этот же круг с ножом в центре. Обратите внимание на чистое разделение материалов, составляющих кольца. Аляска. © S. A. Harris

Сортированные кольца на Западном Шпицбергене, вероятно, являются репрезентативными для конвекции с плавучестью, происходящей во всех мощных активных слоях (0,5–1,5 м), рассмотренных выше. Подобная сегрегация тонкой фракции от крупных обломков происходит во всех сортированных образцах, например, на высохших озёрах (Рис. 10.4 и 10.18 С). В последнем случае вместо столетий для достижения сортировки, как на Свальбарде, сортировка завершается за несколько сезонов, хотя точная скорость образования сортированных кругов неизвестна.

Причина глубокого проникновения крупных камней в активный слой не вполне ясна. На горе Плато, Альберта, реликтовые сортированные кольца содержат камни, проникающие не менее чем на 2,5 м в активный слой. Может быть, это результат растрескивания вдоль более холодных каменистых скоплений. Вдоль таких скоплений можно видеть депрессии глубиной до 90 см. Это, возможно, указывает на то, что ледяные жилы сформировались вдоль трещин в каменистых скоплениях в какой-то момент в прошлом, но впоследствии растаяли, оставив на поверхности депрессию.

Ray *et al.* (1983a, 1983b) разработали модель для объяснения развития сортированных структурных грунтов. Они пришли к выводу, что отношение ширины и глубины для сортированных полигонов на суше должно составлять 3,81, по сравнению с 3,57 с 18 мест, где проводились полевые работы. Однако сортированные кольца на горе Плато демонстрируют большую глубину, чем прогнозирует их модель. Как уже отмечалось выше, считается, что эти структуры самоорганизуются, но это подразумевает определенный предел глубины для конвективного движения. В Арктике это неважно, так как там ограничивающим фактором является мощность активного слоя. В направлении к югу активный слой увеличивается и вскоре превышает нижнюю границу конвективной циркуляции.

10.5.2. Криогенные сортированные полигоны и сети

Сортированные полигоны (многоугольники) также найдены на плоских поверхностях. Когда центры конвекции взаимодействуют, многие кольца становятся искажёнными, образуя **криогенные сортированные полигоны (cryogenic sorted polygons)** с 4–5 прямыми сторонами, но процессы действуют те же, что и в смежных кругах. Когда они прослеживаются на склонах, полигоны становятся модифицированными, образуя **cemu (nets)** с более длинной осью, направленной вниз по склону, или **ступеням (steps)** с их более длинной осью, параллельной контурам рельефа. Это прослеживается как для микроструктур, так и для макроструктур, и для всех промежуточных размеров (Matsuoka *et al.*, 2003). Точный угол перехода одних форм в другие изменяется в зависимости от особенностей микроландшафта, особенно увлажнения, и существуют различные промежуточные формы (рис. 10.5). Телескопические трубки, подобные тем, которые используются на горе Плато, указывают на то, что грунт взбалтывается, когда он движется вниз по склону. Однако необходимы дополнительные наблюдения для определения моделей движения.

10.5.2.1. Сортированные полосы

В случае **cemeй (nets)** на склоне они превращаются в **сортированные полосы (sorted stripes)** отложений с различными текстурами, выровненными вдоль по склону (рис. 10.3, 10.16 и 10.20). Обычно на мелкозернистых отложениях между крупными полосами наблюдается незначительный рост растительности. На рис. 10.19В показаны макроформы с растительностью на острове Девон в канадской Арктике, а граница между микрополосками, обусловленными сортировкой стебельковым льдом, показана на рис. 10.19А.

Мало того, что форма рисунка меняется, отдельные полосы перемещаются «штопором» вниз по склону с более тонким материалом, циркулирующим и оставляющим обломки в более грубой полосе. Это модификация схемы циркуляции, наблюдаемой в кругах, из-за добавления влияния силы тяжести. Хотя полосы были найдены во многих местах, например, в Антарктиде (Hall, 1983), они мало изучались таким образом, чтобы были измерены точные направления и скорости движений.

Было проведено много исследований фактической скорости движения отдельных полос вниз по склону (таблица 10.2). Скорость движения вниз по склону зависит от преобладающих процессов. Более тонкие отложения всегда двигаются быстрее, чем более крупный материал, вопреки предположению Бенедикта (Benedict, 1970), что это может быть иначе. Движение поверхности намного

больше, если причиной является игольчатый лёд, но он влияет только на верхние 10–20 см грунта, и это всегда связано с микроформами. Как макро-, так и микрополосы, по-видимому, приводят к тому, что отложения постепенно расширяются, вытягиваясь вниз по склону с течением времени, пока процессы активны. Когда процессы, вызывающие сегрегацию, останавливаются, как крупный, так и мелкий материал перемещаются вниз из-за других склоновых процессов, и тогда, как правило, уже оба движутся примерно с одинаковой скоростью.

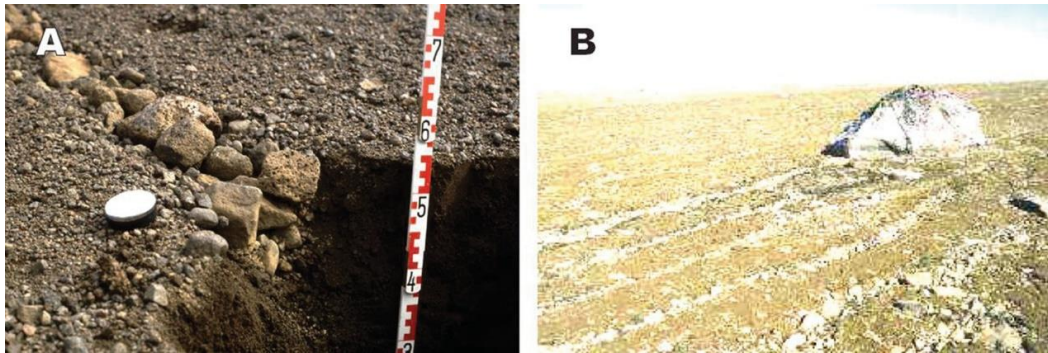


Рис. 10.19. А: Поперечное сечение сортированной микрополоски, наблюдаемой на склоне вулканического выброса в Исландии. В: Сортированные каменные полосы на острове Девон, Арктическая Канада



Рис. 10.20. Каменные полосы среднего размера, возникшие на вулканических выбросах в Исландии. Обратите внимание на рост лишайников на каменных обломках на поверхности полос с более крупным материалом. © S. A. Harris

10.5.2.2. Каменные ямы

В районах с осадками, включающими отдельные крупные глыбы, можно найти так называемые **каменные ямы (stone pits)** (рис. 10.21). Gallin & Erdenbat (2005) использовали для них термин **каменные острова (stone islands)**.



Рис. 10.21. Каменная яма в Швейцарских Альпах (Swiss Alps). Заметьте знаки сортировки, образующие остаточные каменные ступени (rudimentary stone steps). © S. A. Harris

Они представляют собой изолированные ямы, наполненные большими камнями, разделенные сортированной границей от окружающих отложений, что свидетельствует о участии в их образовании конвекционных ячеек. Они относительно редки, но Gallin & Erdenbat (2005) описывают их в Монголии. Они образуются там, где небольшое количество крупных камней находится в мелкозернистой матрице. Это согласуется с моделью Кесслера и Вернера (Kessler & Werner, 2003), в которой предполагалось, что камни сначала «всплыли» к поверхности вследствие действия морозного пучения (Washburn, 1979). Как только камни оказываются на поверхности, они ползут вниз к местам с низким рельефом. Если будет накоплено достаточно камней, они могут начать двигаться в горизонтальном направлении, чтобы сформировать каменные полигоны. В примере на рис. 10.21 такая яма, по-видимому, сосуществует с рудиментарными сортированными каменными ступенями на склоне 2° .

10.6. ИДЕНТИФИКАЦИЯ АКТИВНЫХ И НЕАКТИВНЫХ МАКРОФОРМ СОРТИРОВАННЫХ ГРУНТОВ

Необходимо с осторожностью интерпретировать климатические условия образования макроформ структурных грунтов. Активная сортировка наблюдается, если обломки не имеют роста лишайников и кажутся чистыми. Лишайники на камнях указывают на вероятное прекращение процесса сортировки, хотя это может не обязательно подразумевать полную остановку движения на глубине в более мелкодисперсных центрах. Лишайникам требуется много времени для развития на известковых субстратах, тогда как они легко колонизируют кремнистые обломки. Ballantyne & Matthews (1982) обнаружили, что сортированные макроформы развивались сразу после дегляциации перед ледниками в Йотенхейме (Норвегия), по-видимому, из-за холодных «снижающихся», **катабатических ветров (katabatic winds)**, от греческого $\kappa\alpha\tau\acute{\alpha}\beta\alpha\sigma\iota\varsigma$ — «снижающийся», название

сильного ветра, который переносит воздух высокой плотности с высоты вниз по склону под действием силы тяжести, например, «бора» в Адриатике), но по мере того, как ледники продолжали отступление, развитие прекратилось везде, кроме ветровых моренных гребней.

10.7. МИКРОФОРМЫ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ГРУНТОВ

Они имеют сходные очертания с сортированными макроформами, но находятся в прохладных, влажных климатических условиях, подверженных сезонному промерзанию. Они отражают деление каменных отложений на крупные и мелкие обломки с помощью дифференциального пучения и / или роста льда. Сортировка происходит в верхнем 5–10 см слое отложений (Matsuoka *et al.*, 2003), при этом возникают сортированные формы диаметром 15 см или менее (рис. 10.3 и 10.14А). Ширина отдельных полос разных текстур связана с размером частиц исходных отложений.

Ballantyne (1996) провёл эксперимент по росту сортированных сетей вблизи уровня моря в Шотландии, после восьми циклов промерзания-оттаивания с минимальной температурой поверхности $-5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и замораживанием до глубины 17 см. Через два года развилась миниатюрная каменная сетка с диаметром ячейки 56–172 мм и каменными границами 4–9 см. Рост игольчатого льда под камнями поднимал их над поверхностью земли, во время процесса замораживания происходит сбой при наличии мелких частиц в верхних 5 см осадка. Во время оттаивания иглы изгибаются, в результате чего сетка камней приближается к краям формы. Это повторяется в течение каждого цикла. Это похоже на опыт Чамберса (Chambers, 1967) на острове Сигни на Южных Оркнейских островах (South Orkney Islands).

Почему происходит концентрация тонкодисперсных частиц в этих микрокругах не объяснено. Meentemeyer & Zippin (1981) показали, что содержание глинистых частиц около 12–19 % является оптимальным для роста игольчатого льда. Вторая проблема заключается в развитии краевого пространства, где накапливаются камни. Chambers (1967), Pissart (1973b, 1977) и Ballantyne & Matthews (1983) связывают его с растрескиванием, хотя Ballantyne утверждает, что несортированность сетки не согласована с растрескиванием. Нет доказательств наличия наклонных плоскостей промерзания или циркуляции материала, как это было предложено некоторыми авторами. Предполагается, что максимальный размер обломков составляет около 15 см.

Matsuoka *et al.* (2001) изучали дифференциальное морозное пучение в Верхнем Энгардине, Швейцарские Альпы. Там, где имеется гравийное покрытие в 5 см на суглинке, который подвергается периодическому промерзанию, пучение происходит в меньшей степени и на более короткое время, чем в суглинке без крупных включений. Это приводит к боковому движению суглинка к гравию, что может привести к сортировке верхних 5 см. В этом случае не развивался игольчатый лёд. Это, следовательно, является второй потенциальной причиной сортировки верхних 5 см грунта в течение суточных циклов промерзания.

В результате микроформы криогенных структурных грунтов не связаны с распространением вечной мерзлоты. Вместо этого они встречаются в областях, которые подвергаются суточным циклам промерзания-оттаивания с температурами поверхности ниже $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и где отложения имеют высокое содержание влаги, вместе со структурой, способствующей миграции влаги к фронту промерзания (Outcalt, 1971a). Тролл (Troll, 1944, 1958) сообщал, что формирование

игольчатого льда широко распространено в высоких экваториальных горах, субтропических горах, континентальных средних широтах и океанических полярных условиях. В обзоре Lawler (1988a) указано, что игольчатый лёд встречается только вблизи уровня моря между широтами 34–41 °N в Японии и на востоке Северной Америки и 52–65 °N в северо-западной Европе. Он отметил, что верхний предел развития микроформ, по-видимому, совпадает с нижней границей вечной мерзлоты. Они могут потенциально развиваться в более тонких центрах неактивных сортированных кругов. Ballantyne (1996) также предоставляет список мест, где обнаружены микроформы. На рис. 8.2 показаны различия в распределении сезонного игольчатого льда с широтой в обоих полушариях. Эти различия обусловлены большой высотой гор в северных Андах, распределением подходящих климатических условий, а также составом отложений на определенной широте.

Глава 11. ТЕРМОКАРСТ И ТЕРМОЭРОЗИЯ

11.1. ВВЕДЕНИЕ

Первоначально термин *термокарст (thermokarst)* был введен М. М. Ермолаевым (1932) для описания нарушенного рельефа, образованного таянием и разрушением подземного льда вдоль прибрежных низменностей северной Сибири (Рис. 11.1). *Льдонасыщенные многолетнемерзлые породы (ice-rich permafrost)* широко распространены в вечной мерзлоте, и использование термина термокарст в настоящее время расширилось. К термокарсту относят любое нарушение поверхности земли процессами, связанными с оттаиванием всех видов подземного льда (Соловьев, 1973). Таким образом, термокарст может быть вызван любым изменением среды, которое приводит к таянию льда в грунте. Эти нарушения могут быть естественными или искусственными. Jones *et al.* (2013) предоставляют аннотированную библиографию, в которой подчеркивается влияние термокарста на среду обитания и дикую природу.



Рис. 11.1. Береговая эрозия, вызванная оттаиванием ледяных жил в северной Якутии. Ледяной уступ отступает примерно на несколько метров в год, в результате отложения стекают вниз по склону и возникают ретрогрессивные оплывины при оттаивании (retrogressive thaw slumps). @ А. Чжан

Термическая эрозия или **термоэрозия (thermal erosion or thermo-erosion)** относится к эрозии льдистых многолетнемерзлых пород за счет термического и механического одновременных воздействий движущейся воды (Walker & Arnborg, 1966; Mackay, 1970; Are, 1978; Newbury *et al.*, 1978; ACGR, 1988). Она включает в себя термокарст, но с дополнительным эффектом механического воздействия движущейся воды.

Термокарстовые явления занимают до 40 % ландшафта в Сибири, большая часть которой не была подвержена действию ледников. Высокое содержание льда частично связано с последовательными оледенениями в течение последних 3,5 млн лет (Рис. 11.2), но термокарст может потенциально возникать на всех участках, которые подвергаются промерзанию в зимний период, сопровождаемому образованием льда в поверхностных слоях грунта. Таким образом, существование льда зимой под дорогами приводит к созданию кармана воды. В течение весеннего оттаивания, если транспортное средство передает большую нагрузку на поверхность асфальта над заполненным водой карманом, образуется яма. Это является причиной того, что в северных районах весной устанавливаются ограничения веса для транспортных средств. Морские пальсы, описанные в главе 7, проходят цикл роста и распада, причем последний также является формой термокарста.

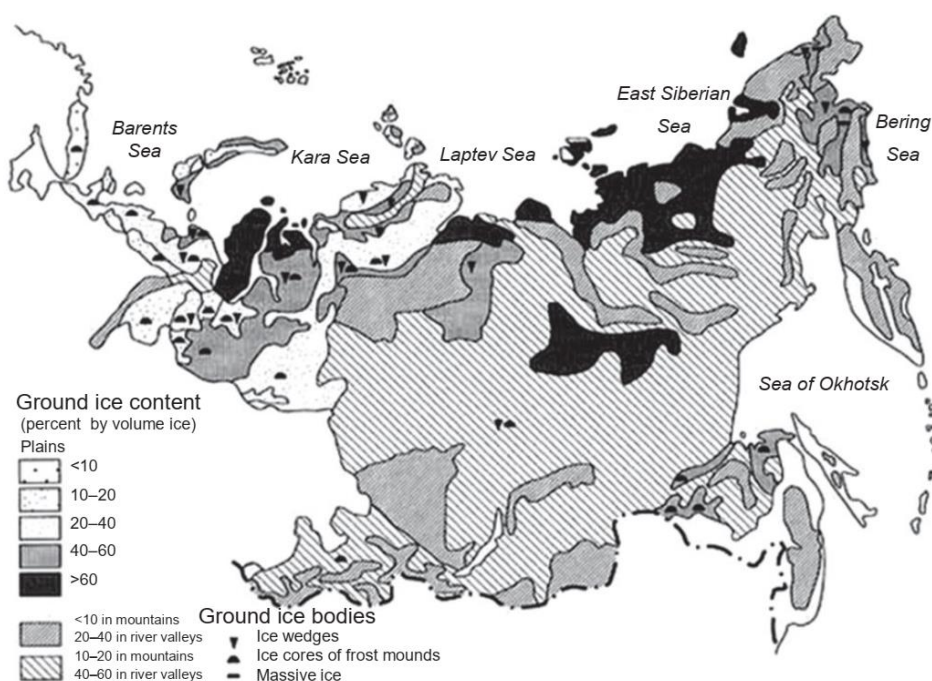


Рис. 11.2. Содержание подземного льда (ground ice content) в районах вечной мерзлоты (permafrost area) Сибири. По материалам В. Н. Конищева и кафедры криолитологии и гляциологии МГУ, http://www.rusnature.info/geo/06_3.htm. Содержание подземного льда дано в объёмных процентах (percent by volume ice) и показано для равнин (plains), гор (mountains) и речных долин (river valleys). Условными знаками показаны ледяные тела (ground ice bodies): ледяные жилы (ice wedges), ледяные ядра бугров пучения (ice cores of frost mounds) и пластовые льды (massive ice)

В Западной Европе течение Эль-Ниньо проходило между Северной и Южной Америкой и поддерживало теплой северную часть Северной Атлантики до примерно 2,4 млн лет назад (Harris, 2013). Холодные периоды начались около 1,8 млн лет назад (Ehlers & Gibbard, 2008). К сожалению, есть довольно неполные данные о последовательности ранних климатических событий в Западной Европе, хотя имеются обильные остатки как термокарстовых, так и холодных

событий, которые там сохраняются (например, Jahn, 1975). В России термокарст широко распространен, особенно в Западной Сибири и вдоль южной границы криолитозоны. Особенно активный период термокарстового развития наблюдался в течение **альтitherмального / гипситермального / мегатермального (Altithermal/Hypsithermal/Megathermal) теплого периода**, называемого также **климатическим оптимумом голоцена (Holocene Climate Optimum)** (примерно 9,000–5,000 лет до н. э.), в течение которого в Восточной Сибири были сформированы обширные аласы.

В Северной Америке термокарст менее распространен в более молодых послеледниковых ландшафтах, поскольку вечная мерзлота может развиваться в большинстве районов только после дегляциации. Вечная мерзлота там маломощная, за исключением районов, не покрывавшихся ледниковым щитом, прежде всего на Аляске и территории Юкона. Тем не менее, существует полный спектр термокарстовых форм рельефа, за исключением, возможно, аласов.

В Антарктиде термокарстовые явления, по существу, ограничены относительно умеренным морским климатом Южных Шетландских островов. В других местах в Антарктиде климат слишком холодный и сухой, и это также ограничивает развитие термокарстовых форм в Южной Америке.

В Китае вечная мерзлота на крайнем севере и северо-востоке — это южное ответвление сибирской вечной мерзлоты в России. На плато Цинхай-Тибет вечная мерзлота развивается только в последние 140 тыс. лет в ответ на быстрое поднятие. Сплошная и прерывистая вечная мерзлота встречается выше 4500 м. Самые ранние остатки вечной мерзлоты представляют собой касты (псевдоморфозы) по повторно-жильным льдам в гравийном слое речных и аллювиальных отложений, датированных 135,7 тыс. лет. на песчаной отмели Да'Хеба в Синьхай, провинция Цинхай на 35 °50 N, 99 °40 E, на высоте 3350 м (Pan *et al.*, 1997). Другие свидетельства предпоследнего холодного события были обнаружены в лёссах в селевых отложениях Северного Янгсигэгузу, Юнгер Баннер (Junger Banner) во Внешней Монголии (39 °59 N, 111 °18 E, 1231 м), датированные 132 тыс. лет (Zhou *et al.*, 2008). Последнее оледенение привело к широкому распространению вечной мерзлоты, о чем свидетельствуют признаки, которые интерпретируются как **погребенные пинговые шрамы (buried pingo scars)** (Xu *et al.*, 1984), «песчаные касты (псевдоморфозы)» («sand-wedge casts») и «песчаные жилы» («sand-wedges»), «грунтовые касты» (soil-wedge casts) (Wang, 1989), псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ice-wedge pseudomorphs), полигональные сети с морозобойными трещинами (frost-crack polygonal nets) и каменные тесселлоны (rock tessellons) (Harris and Jin, 2012), все они датируются между 7,05 и 33,4 тыс. лет (Cui *et al.*, 2002; Chang *et al.*, 2014). Было обнаружено, что «песчаные касты» по меньшей мере, в одной области соответствует двум различным размерам: один имеет отношение глубины к ширине между 1,7 и 2,7, вероятно, соответствующее **кастам по ледяным жилам (ice-wedge casts)** (вероятно, с сингенетическим механизмом образования), в то время как другие имеют коэффициенты около 0,6–1,3 (Cheng *et al.*, 2006), типичные для заполненных, крупных **каст по ледяным глыбам (ice-block casts)**, возможно, возникших на месте залежей погребённого, пластового или инъекционного льда.

Необходимы **три условия для развития термокарста (three conditions for the development of thermokarst)**. 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, как, например, на полуострове Сьюард (Parkesian *et al.*, 2011), либо поступить в подземные воды или уйти в речные долины.

11.2. ПРИЧИНЫ ТЕРМОКАРСТА

Основными естественными причинами развития термокарста являются изменения среднегодовой температуры воздуха, среднегодового количества осадков, местных гидрологических условий, изменения растительности, эрозия и удары молнии, приводящие к пожару. Антропогенные причины включают лесные пожары и нарушение ландшафта. В течение освоения, например, сельское хозяйство, лесное хозяйство, строительство также вызывает термокарст.

В неледниковых районах Сибири и Берингии повторяющиеся циклы холодных ледниковых и теплых межледниковых периодов, начинающиеся еще 3,5 млн лет назад (Рис. 4.15), приводили к чередованию периодов, связанных с образованием льдистых многолетнемерзлых пород и, по крайней мере, частичной деструкции подземного льда термокарстовыми процессами. Оттаивание подземного льда было полным по отношению к границам зоны прежнего распространения многолетнемерзлых толщ, но было неполным в высоких широтах и вершинах высоких гор. На севере это привело к развитию отложений **едомы (yedoma)**, рассмотренных в главе 6. Оно также произвело различные термокарстовые формы, описанные в этой главе.

Первая волна потепления в конце последнего оледенения вызвала образование озер ледникового происхождения, когда ледники отступили. В холодных, горных районах, таких как Алтайские горы, в этих озёрах развивались пинго (Бляхарчук *и др.*, 2008). В течение среднеголоценового потепления, вода поступала в озёра за счёт таяния ледникового льда, останавливая образование пинго. Впоследствии климат стал холоднее, и новые пинго развивались в широкой зоне на окраине молодых озёр, где они находятся и сегодня.

Потепление климата после Последнего Неогляциального события (the Last Neoglacial event), которое закончилось в первой половине 20-го века, привело к развитию новой волны термокарстовой активности, которой способствуют антропогенные изменения в области вечной мерзлоты. Каждый раз, когда происходит потепление климата, на вечной мерзлоте развивается термокарст, а его скорость и продолжительность находится в зависимости от величины потепления. Длительность тёплой погоды, как и широта, являются факторами в определении степени деградации вечной мерзлоты.

Существует довольно быстрая реакция на любые заметные изменения среднегодовой температуры воздуха. Таким образом, в Северной Америке, в Альптермальном/Гипсирмальном теплом периоде (голоценовом оптимуме), возможно, произошло повышение среднегодовой температуры воздуха на 2 °C (Harris, 2002c), но этого было достаточно, чтобы произвести значительное оттаивание вечной мерзлоты вдоль долины Маккензи (Maskay, 1975b). Начало более тёплых условий изменяется от места к месту, но в целом, похоже, началось здесь около 7000 лет назад и, возможно, около 8200 лет назад дальше на севере (Maskay & Terasmae, 1963). Основная фаза потепления в Евразии произошла в середине голоцена, и достигла около 1,5 °C (Величко *и др.*, 1997). В большинстве случаев аккумуляцию талой воды на поверхности земли в депрессиях ускорил

процесс термокарста. В Сибири Качурин (1958, 1961) и Фукуда *и др.* (1995) показали, что большая часть аласов возникла в эти более теплые периоды.

Около 6 тыс. лет назад в северо-восточном Китае и 4500 лет назад в других местах климат охлаждается, и развитие термокарста в значительной степени прекращается, за исключением более теплых периодов в течение неогляциальных событий. Маскау (1975b) смог зафиксировать последовательные изменения в распределении, развитии и оттаивании многолетнемерзлых пород в течение последних 10 тыс. лет в нижней долине Макензи, Северо-западной территории.

Таблица 11.1. Характеристики переходного слоя на Абалахской равнине на правом берегу реки Лены, Якутия (Brouchkov *et al.*, 2004)

Ландшафт	Глубина до ледяных жил, см	Мощность активного слоя, см	Мощность переходного слоя, см	Содержание воды в переходном слое (% от объема)
Лиственный лес (возраст 130–150 лет)	200	140	60	19–39
Лиственный лес (возраст 80 лет)	195	130	65	18–37
Лиственный лес (возраст 50 лет)	185	155	25	18–35
Лиственный лес (возраст 15–20 лет)	200	135	65	20–35
Луг между аласами	210	190	10	17–33
Термокарстовая впадина (алас)	225	220	5	66

Соловьев (1973b) показал, что относительно небольшой термокарст развился после окончания последнего неогляциального события в России до 1973 года, а Любомиров (1987) продемонстрировал, что увлажнение поверхности не всегда приводит к повышению температуры грунта и большей глубине активного слоя. Причиной может быть то, что вода замерзает зимой, а мерзлые льдистые отложения имеют более высокую теплопроводность, чем талые отложения. Другим фактором является неустойчивый водный баланс в регионе, который приводит к тому, что озера определенного размера высыхают (Григорьев & Барановский, 1990). В Якутии растворенные соли остаются в грунте, когда вода испаряется. Если существует незначительный зимний снежный покров, холодная погода более чем компенсирует последствия более короткого периода летнего потепления. Значительное изменение толщины активного слоя из года в год заставило Шура (1988a, 1988b) ввести термин **переходный слой (transient layer)** для мерзлой зоны между основанием активного слоя в холодные годы и кровлей ледяных жил, что соответствует максимальной мощности активного слоя. В таблице 11.1 приведены данные о мощностях переходного и активного слоев под различными растительными покровами на правом берегу реки Лены.

Неглубокий водный покров действует как особенно эффективная среда для поглощения солнечной радиации, поскольку является полупрозрачной. В результате он поглощает примерно в пять раз больше поступающего излучения, чем открытая земная поверхность (Grave, 1944, Pavlov, 1999; Harris, 2002a), и только

переизлучает тепло с поверхности. Конвекция и ветер вызывают смешение воды и намного эффективнее переносят тепло, чем кондуктивная теплопередача в горных породах. Таким образом, когда на земле появляется лужа воды, теплота, поглощаемая водой, приводит к таянию льда в отложениях летом. Это приводит к расширению термокарстового водоема до тех пор, пока он больше не доберётся до льдистых отложений или не сольётся в долину (Harris, 2002b). Это основной механизм, определяющий развитие талых озёр и аласов (см. ниже).

Увеличение летних осадков не только приносит дополнительное тепло на поверхность земли, но также способствует развитию как поверхностных водоёмов, так и добавлению влаги на кровле вечной мерзлоты. Последнее увеличивает мощность активного слоя. Там, где вечная мерзлота оттаяла, и в грунте нет относительно непроницаемых слоев, чтобы вызвать высокое содержание влаги, средняя годовая температура грунта будет повышаться.

Стрелецкий и др. (2015) описывают результаты влияния потепления климата на изотопный состав воды в ручьях, дренирующихся в зоне деградации вечной мерзлоты в бассейн реки Енисей в Сибири. Понижение уровня грунтовых вод приводит к увеличению стока воды в реку. Уменьшение сезонных заморозков за последние 40 лет привело к увеличению вклада подземных вод в зимний сток. Сроки и количество поздних летних осадков влияют на вклад подземных вод в зимний поток, а также на его изотопный состав.

Изменения растительности меняют тепловые условия. Они могут быть вызваны изменениями климата или гидрологии, или естественными сменами растительности — сукцессиями (Smith, 1975; Viereck, 1970, 1973). Одной из наиболее важных причин временного или постоянного изменения растительности является пожар. Удары молнии приводят к лесным пожарам, которые являются довольно распространенным явлением к югу от 65 ° широты в Северной Америке, а также в тайге России.

В бореальном лесу существует значительная разница между эффектами верховых и наземных пожаров. В верховых пожарах огонь быстро перемещается по верхушкам деревьев, но обычно имеет место ограниченный ущерб наземной растительности и почве. Влияние древесных и кустарниковых покровов на температурную сдвигку изменяется, в то время как почерневшая почва имеет другое альbedo. Слои торфа обычно выживают, так что температурная сдвигка торфа все еще действует. В результате наблюдается относительно ограниченное изменение мощности активного слоя и подстилающих льдистых слоёв. Так, на озере Фокс, Юкон, верховой пожар уничтожил деревья и кустарники, но **литальсы (lithalsas)** остались относительно незатронутыми, за исключением более тёплых мест.

Другое дело — наземные пожары и пожары на тундре. Примером может служить лесной пожар, который произошёл вблизи Инувика в 1968 году (Heginbottom, 1973; Maskau, 1977). Деревья были уничтожены. В течение четырех лет мощность активного слоя увеличилась в среднем на 40 см. Существовали значительные различия по территории, наихудшие последствия были в результате срезания поверхности бульдозерами в попытках ограничить степень пожара. Активный слой увеличивался в этих местах даже спустя десятилетия после пожара, но, когда растительность была восстановлена в относительно хорошо дренированных областях, глубина активного слоя начала уменьшаться.

11.3. ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛОСТЕЙ В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Полосты (cavities) в многолетнемерзлых породах были описаны в работах Halliday (1954) и Качурина (1959). Они играют важную роль для гидрогеологических условий. Такие полости были обнаружены в оттаявших **буграх пучения (frost blisters)** (ACGR, 1988), буграх с воздушным куполом (Maskau, 1965), на культивируемых полях в льдистой вечной мерзлоте (Péwé, 1954), а также в льдистых моренах (Healy, 1975). Когда они стабильны, они способны пропускать большие количества воды через относительно непроницаемые осадки (French & Harry, 1988). Если они становятся неустойчивыми, проявляется термокарст (Péwé *et al.*, 1990).

Устойчивость полостей зависит от их размера, формы, мощности перекрывающих отложений и прочности окружающих отложений (Huang & Speck, 1989). Последняя зависит от времени, напряжения и температуры. Прочность отложений быстро понижается при более высоких температурах грунта, поэтому потепление может вызвать развитие термокарста и дислокацию подземной дренажной системы (Walsh, 1991).

Huatt (1992) изучал развитие и устойчивость полостей в льдистых мёрзлых породах в Пангниртунге, на острове Баффин, после выпадения большого количества атмосферных осадков. Он разделил их на **докритические полости (subcritical cavities)**, стабильные из-за поддержки кровли, и **сверхкритические полости (supercritical cavities)**, где поддержка кровли была недостаточной для поддержания их стабильности. Эти названия следуют за подобным использованием этих терминов в угольной промышленности (Whittaker & Reddish, 1989, стр. 51). Сверхкритические полости имеют высоту земляной арки, равную или превышающую мощность перекрывающего слоя в условиях постоянной температуры грунта ниже глубины нулевых годовых амплитуд. В этом случае кровля рухнет. Докритические полости имеют более низкие высоты. Если сезонные колебания температуры грунта делают полость неустойчивой в течение части года из-за уменьшения прочности отложений, полость называется **переменной докритической или переменной надкритической (variable subcritical or variable supracritical)**, в отличие от **постоянной докритической и постоянной надкритической (constant subcritical and constant supracritical)**. Huatt (1992) обсуждает их особенности, но в целом постоянные докритические полости находятся на более низких высотах, где протекают большие количества воды. Сверхкритические полости чаще встречаются на возвышенных участках.

11.4. ВЛИЯНИЕ ТЕРМОКАРСТА НА ОТЛОЖЕНИЯ

Маскау (Maskau, 1970) показал, что, когда верхние слои многолетнемерзлых пород начинают оттаивать, происходит осадка поверхности, которая стабилизируется после достижения новой равновесной кровли вечной мерзлоты и удаления излишков талой воды (Рис. 11.3). Эта новая кровля вечной мерзлоты останется, по существу, статической до тех пор, пока не произойдет другое изменение температурных условий. Общая потеря мощности при оттаивании верхней части кровли вечной мерзлоты лучше коррелирует с потеплением климата, чем новая глубина активного слоя.

Минеральные горизонты в активном слое обычно подвергаются чрезмерному уплотнению из-за многократного замерзания и оттаивания (суточного

и сезонного), что приводит к увеличению плотности, увеличению теплопроводности и ещё большей осадке поверхности (Vrouchkov *et al.*, 2005). Это снижает проницаемость почвы, что приводит к увеличению поверхностного стока и эрозии. В крайних случаях возникают **фрагипаны (fragipans)** (см. Главу 1). Корни растений часто испытывают трудности с проникновением в плотную почву (Harris, 1960), поэтому это приводит к изменениям в растительном покрове, в то время как отсутствие корней усиливает эффект уплотнения. Изменение плотности особенно заметно в верхнем органическом слое.

Могут также быть изменения в режиме влажности в грунте. Потенциально это может привести к усиленному выщелачиванию растворимых веществ, таких как питательные вещества для растений. Органическое вещество, которое сохранялось в вечной мерзлоте на протяжении веков, становится уязвимым к разложению. Органические вещества быстрее разлагаются в приповерхностных грунтах при более высоких температурах, а растворимое органическое вещество становится более лабильным (Schuur *et al.*, 2008).

Там, где происходит затопление, пузырьки метана выходят на поверхность у границ оттаивающих озёр в возрастающих количествах (Walter *et al.*, 2006), но там, где наблюдается увеличение поверхностной влажности, сопровождающееся расширением болот, рост торфа действует как поглотитель углерода, например, вдоль низменности Гудзонова залива (Dyke & Sladden, 2010).

Когда большие количества талой воды и тёплых летних осадков движутся по относительно непроницаемой мёрзлой поверхности ниже снежного покрова, происходит **термоэрозия (thermo-erosion)**.

Этот термин используется для названия процесса разрушения мёрзлых пород текущей водой, в результате действия которой лёд оттаивает в области контакта. Там, где отсутствуют ледяные жилы, могут развиться широкие (1–3 м) и неглубокие (5–25 см) эрозионные каналы, образующие **анастомозирующую структуру (anastomosing pattern)**, т. е. структуру со многими сосуществующими каналами стока как на пологих склонах, так и на скругленных склонах гор в хребте Огилви, Юкон. Каналы отмечены верхним песчаным слоем и пионерными видами растений.

Промежуточные острова имеют зрелые почвы с ненарушенным кульминационным растительным покровом. Там, где присутствуют ледяные жилы, термоэрозия вершин ледяных жил создает овраги, которые развиваются по структуре ледяных жил вдоль самой нижней части склона (Fortier *et al.*, 2007; Godin & Fortier, 2012a,

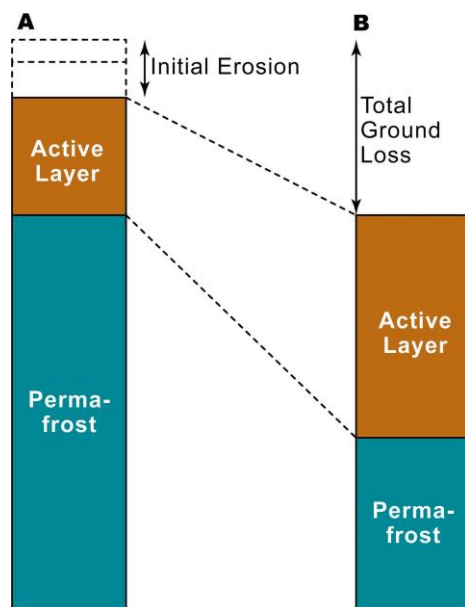


Рис. 11.3. Осадка, вызванная оттаиванием верхней части кровли вечной мерзлоты (permafrost) (MacKay, 1970, Рис. 3, с изменениями). Эта диаграмма предполагает незначительную начальную эрозию грунтов (initial erosion), но без изменения плотности материала в активном слое (active layer) (A). В колонке B показано общая осадка земной поверхности (total ground loss)

2012b; Morgenstern *et al.*, 2013). Точный рисунок зависит от текстуры грунта, содержания торфа и характера рельефа.

Пожар влияет на энергетический баланс и запас воды, а также на свойства грунта. К ним относятся поверхностное альbedo, плотность и влажность грунта, скорость инфильтрации и испарения, а также теплопроводность (Рис. 11.5) и теплоёмкость грунта (Viereck, 1982; Hinzman *et al.*, 2001). Грунт летом имеет более высокую температуру (Павлов, 1984), в результате чего активный слой в минеральных отложениях составляет в среднем 1,6–1,7 м в лесу под Якутском, а на открытых, выжженных областях его мощность 1,8–1,9 м. Присутствие или отсутствие слоя мха также изменяет летнюю температуру отложений, хотя и меньше зимой из-за высокого содержания льда. Это приводит к большему риску развития термокарста.

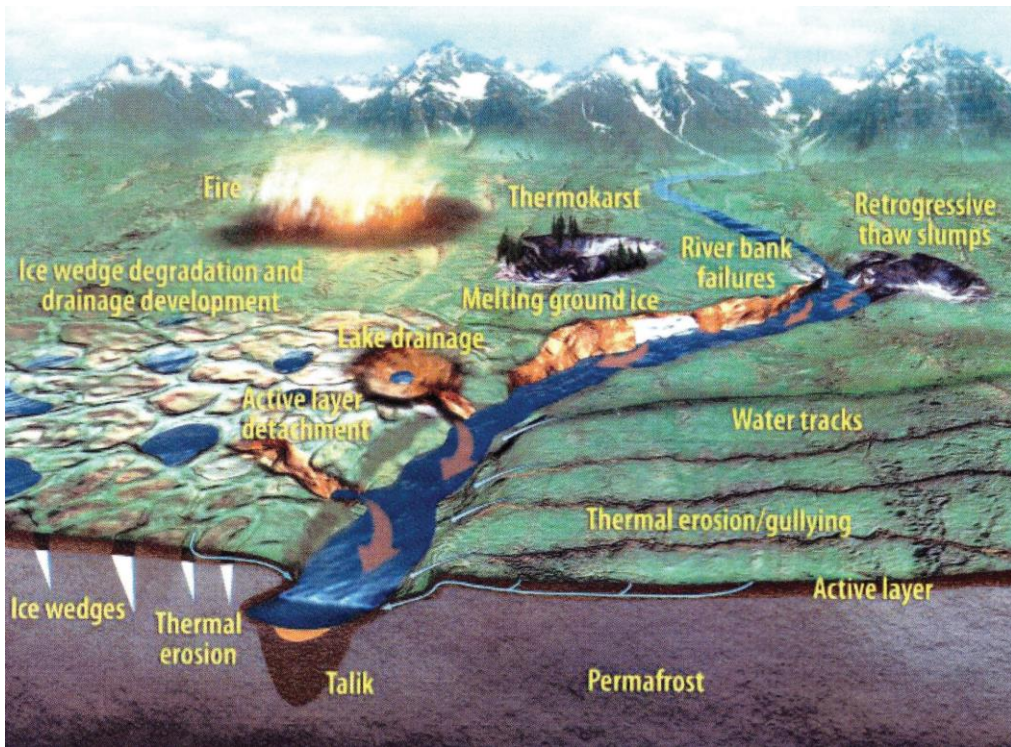


Рис. 11.4. Диаграмма, показывающая реакцию арктического ландшафта на развитие некоторых термокарстовых форм рельефа (по Roland *et al.*, 2010). Отложения и твердые компоненты следуют по пути, обозначенным стрелками: активный слой (active layer), многолетнемерзлые породы (permafrost), повторно-жильные льды (ice wedges), термоэрозия (thermal erosion), талик (talik), деградация ледяных жил и развитие дренажа (ice wedge degradation and drainage development), пожар (fire), отделение активного слоя (active layer detachment), дренаж озера (lake drainage), таяние подземного льда (melting ground ice), речные береговые нарушения (river bank failures), ретрогрессивные оплывины при оттаивании (retrogressive thaw slumps), термокарст (thermokarst), водные русла (water tracks), термоэрозия (thermal erosion/gullying)

Характерной чертой отложений Якутии является наличие мёрзлых засоленных пород континентального типа. Это обусловлено преобладанием испарения

над осадками, что приводит к накоплению ионов карбоната и сульфата. Мёрзлые засоленные породы определяются как содержащие >0,05 мас.% растворимых солей в высушенном состоянии. Лесные почвы содержат минимальное количество соли, но засоление увеличивается в аласах. Это приводит к изменению растительности и к положительной обратной связи. Засоленные породы замерзают при более низких температурах и имеют разные тепловые свойства в отличие от незасоленных грунтов (Табл. 11.2). Они часто образуются при формировании термокарста (Десяткин, 1993).

11.5. ТЕРМОКАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Термокарстовые формы рельефа могут быть подразделены на ряд различных типов, каждый из которых вызван оттаиванием льда (Рис. 11.4). Тот факт, что вода поглощает в пять раз больше поступающей солнечной радиации, чем почвы, приводит к тому, что таяние льда практически невозможно остановить, когда вода появляется на поверхности. Это было названо Алешинской и др. (1972) **саморазвивающимся термокарстом (self-developing thermokarst)**.

Только дренирование поверхностных вод или значительное изменение климата могут остановить процесс до полного расплавления льда. Термоэрозия происходит там, где оттаивание льда сочетается с механической эрозией, например, по оврагам или вдоль берегов рек.

11.5.1. Термокарстовые ямы

Примеры таких форм около Фэрбенкса, Аляска, показаны на Рис. 6.19. Крупные залежи льда довольно распространены в вечной мерзлоте в внеледниковых районах, хотя их происхождение не было тщательно изучено. Хороший их пример показан на Рис. 6.20 на участке вдоль автодороги Аляски. Многочисленные примеры были описаны в Сибири. Повышение температуры грунта является основной причиной таяния льда, хотя пример на Рис. 6.19А был результатом вырубки деревьев во дворе дома, построенного на гравии. Хотя трава была высокой, потеря деревьев привела к повышению температуры грунта. Вода, полученная из оттаивающего льда, стекала через гравий, а вышележащий грунт рухнул. Результирующие ямы имеют отношение глубины к ширине <0,2–1,3, и могут быть довольно глубокими. В слабо проницаемых пылеватых грунтах вода остаётся в полости, но, если грунт падает в воду, возникает бассейн глубиной 2 м, заполненный ледяной водой (Рис. 6.19В).

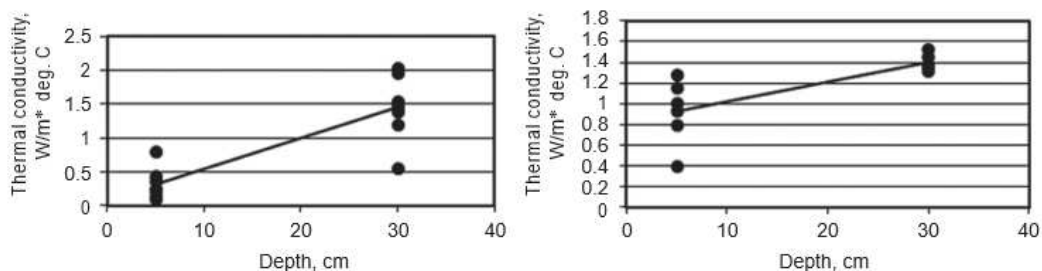


Рис. 11.5. Теплопроводность грунта на глубине 5 и 30 см, слева, до, и справа, после экспериментального пожара в лиственничном лесу вблизи Якутска. Обратите внимание на разные масштабы: коэффициент теплопроводности (thermal conductivity)

Таблица 11.2. Рассчитанные среднегодовые температуры засоленных и незасоленных пород и результирующая мощность активного слоя

Засоленность, %	Коэффициент теплопроводности мерзлой породы, Вт/м*°К	Мощность активного слоя, м	Среднегодовая температура, °С
0	1,39	1,6	-2,0
0,5	1,25	1,9	-1,6



Рис. 11.6. Результат удаления поверхностного почвенного слоя над ледяными жилами в верхней долине реки Блэкстон, Демпстер-Шоу, Юкон. Обратите внимание на быстрое оттаивание открытого льда, в результате чего между жилами образуются блоки мерзлых грунтов. © O. L. Hughes

На плато Цинхай-Тибет эти депрессии называются «песчаными жилами», так как они заполнены лёссом или золотым песком. Они имеют такое же отношение глубины к ширине, как и на Аляске (Cheng *et al.*, 2006), которое весьма отличается от близлежащих псевдоморфоз по ледяным жилам. Последний основной этап их заполнения в Китае был датирован примерно в 13,6 тыс. лет.

Термокарстовые ямы (***thermokarst pits***) также могут быть образованы путем обрушения частей кровли естественных водосточных тоннелей. Коллапс обычно вызван потеплением, например, после выпадения теплых летних осадков (Hyatt, 1992), изменениями в растительном покрове, повышением среднегодовой температуры воздуха, увеличением снегопадов, пожаров или изменениями микро-среды в результате деятельности человека. Эти ямы могут быть удлинёнными, следуя направлению дренажного пути.

11.5.2. Термокарстовые бугры

При деградации ледяных жил окружающий грунт обрушается в пустое пространство, образуя **термокарстовые бугры (*thermokarst mounds*)**, которые являются индикаторами их присутствия в прошлом, как описано в главе 5. В России их называют **байджепаху (*baydjarakhs*)** (якут.), и пример показан на Рис. 5.29.

На Рис. 11.6 показана структура ледяных жил, которые неожиданно были открыты во время дорожного строительства вдоль шоссе Демпстер, Юкон. Лед уже начал оттаивать, и инженеры должны были быстро закрыть их, чтобы попытаться предотвратить развитие термокарста. Несколько километров дальше слишком низко установленное дренажное сооружение привело к образованию термокарстовых бугров за один год. Это примеры вмешательства человека. Réwé (1954) представил подробное описание попыток ведения сельского хозяйства на льдистых грунтах вблизи Фэрбенкса. Сельскохозяйственная станция там была закрыта после того, как они начали терять тракторы в термокарстовых ямах, возникших в результате начала развития термокарстовых бугров.

Термокарстовые бугры (байджерахи) развиваются вполне естественно, когда изменяется среда, а подстилающая поверхность, содержащая ледяные жилы, подвергается нагреванию. Неактивные жилы остаются стабильными при температурах ниже 0 °С до тех пор, пока не будут созданы условия для возобновления активного растрескивания грунта или до тех пор, пока отложения не нагреются выше 0 °С. Как только это происходит, оттаивание жилы приводит к началу образования термокарстовых бугров.

Этапы оттаивания ледяных жил обсуждались в главе 5. Активные или неактивные, стабильные ледяные жилы (Рис. 5.4) имеют низкий центр с двумя низкими гребнями с обеих сторон ледяных жил — это **полигоны с низким центром (low centre polygons)**. Как только начинается оттаивание льда в жиле, осадка вдоль краев ледяных жил приводит к высоким центрам с впадинами, обозначающими положение оттаивающих ледяных жил (Рис. 5.21). Они называются **полигонами с высоким центром (high centre polygons)**. Если оттаивание прекращается, они могут оставаться в этом состоянии в течение длительных периодов времени до тех пор, пока не произойдет изменение микроклимата. На Рис. 11.7 показана фотография сибирского лиственничного леса, видны полигоны с высоким центром и с деревьями, сползающими в желоба, по мере того как происходит оттаивание.

Первоначальная ледяная жила называется **первичной жилой (primary wedge)**, тогда как **каст (cast)** по ледяной жиле, представляющий собой заполнение полости, освобожденной от тающего льда, рассматривается как **вторичная жила (secondary wedge)**. В процессе заполнения полости, создаваемой таянием льда в верхней части ледяной жилы, структура имеет тенденцию расширяться по мере того, как материал падает или течет из стенок первичной жилы. Это приводит к тому, что отношение глубины к ширине уменьшается до 1,7–2,7, как на плато Цинхай-Тибет, где произошло заполнение с 13 тыс. лет назад, которое состоит главным образом из лёссового или золотого песка (Cheng *et al.*, 2006). Первичные жилы, не имеющие льда, такие как скальные, песчаные и лёссовые тесселлоны в той же области, имеют отношение 3,5 до > 10. Измерения должны проводиться только на тех жильных структурах, которые не пострадали от эрозии их поверхности. Когда определенное отношение глубины к ширине верхней части объекта сочетается с наличием вертикальной стратификации осадка в первичных жилах, разделение первичных, вторичных (каст по повторно-жильным льдам) и оттаивающих ям довольно легко, хотя в прошлом это редко делалось. В результате термин «песчаная жила» включает в себя несколько различных форм рельефа в литературе, как в Китае, так и в других местах, и его лучше избегать (см. Главу 7).



Рис. 11.7. Ранние стадии оттаивания ледяных жил в лиственничном лесу в Сибири.
© В. Попов

11.5.3. Шрамы пинго, палец и литальс

Шрамы пинго (*pingo scars*) — это круговые хребты, возникающие в результате оттаивания ледяных ядер пинго (Рис. 7.3). Гидравлические (открытые системы) пинго расположены там, где артезианская вода перемещается к поверхности от возвышенности. Поток воды, который замерзает, обычно колеблется в зависимости от сезона, но может оставаться непрерывным в течение длительных периодов времени. Пинго обычно увеличивается до тех пор, пока ледяное ядро не обнажится из-за растрескивания почвенного покрова на вершине. Как только лед обнажается, он начинает плавиться в течение лета, образуя небольшое озеро в кратере (Рис. 11.8). Затем он поглощает больше тепла летом, что приводит к постепенному оттаиванию ледяного ядра. В конце концов, сторона озера рушится, и вода стекает.

Между тем, отложения на склоне падают вниз по бокам, чтобы создать круговой бугор, называемый **шрамом пинго**. Однако, если оставшийся лёд покрывают достаточно мощные отложения, бугор может продолжать существовать и даже расти в течение короткого времени, пока дальнейший рост не обнажит лёд снова. В конечном итоге остаётся низкий круговой вал с небольшой депрессией в центре. Так как вода будет продолжать поступать на поверхность, бугор будет развиваться до тех пор, пока продолжается артезианский приток. Таким образом, эти пинго проходят определенный цикл роста и разрушения. В противоположность этому, гидростатические (замкнутые системы) пинго могут расти только до тех пор, пока вода, вытекающая из нижележащего резервуара, замерзает. Когда подача воды под давлением прекращается, бугор перестает расти. Как

и гидравлические пинго, они могут пройти цикл оттаивания, если ледяное ядро становится открытым, но подъём продолжается. Оба типа пинго могут взорваться, если рост будет достаточно быстрым, чтобы вызвать серьезные внутренние напряжения в бугре, в результате чего ледяное ядро разбивается и рассеивается по окрестностям.



Рис. 11.8. Озеро на оттаивающей вершине гидравлического пинго непосредственно к юго-западу от аэропорта Доусон-Сити, Юкон. Наблюдаются сползающие склоны бугра, движение которых вызвано водой из оттаивающего ядра, спускающейся по сторонам бугра. © R. O. Van Everdingen

Seppälä (1982, 1986, 1988, 2006) описывает цикл роста и распада морских **пальс (palsas)**. Поскольку они развиваются в торфе и прекращают развитие, как только вечная мерзлота достигает минерального субстрата, они могут образовывать относительно слабые торфяные круговые валы при их распаде, хотя их иногда можно увидеть (Seppälä, 2005b). Обычно сфагновые мхи и осоки способны генерировать достаточное количество торфа, чтобы заполнить впадину, и вскоре сделать ободок неотличимым от окружающего болота, поэтому они недолговечны. Тем не менее, континентальные пальсы могут оставить ободок, когда ледяные ядра оттаивают (Brown, 1968) и эти **шрамы пальс (palsa scars)** довольно распространены в Северном Квебеке. Ободок состоит из торфяных и минеральных отложений, и они, как правило, встречаются в болотах, так что они, очевидно, отличаются от результата разложения морских пальс.

Schunke (1973) сообщил, что в Исландии наблюдается определенная последовательность распада пальс, включающая большие плато морских пальс с формированием каналов, что привело к возникновению нескольких меньших пальс, заканчивающихся сначала шрамами и, наконец, полным исчезновением видимых следов исходного рельефа (Рис. 11.9). Должны быть доказательства этой истории в стратиграфии, хотя Schunke (1973) об этом не сообщает. При исследовании

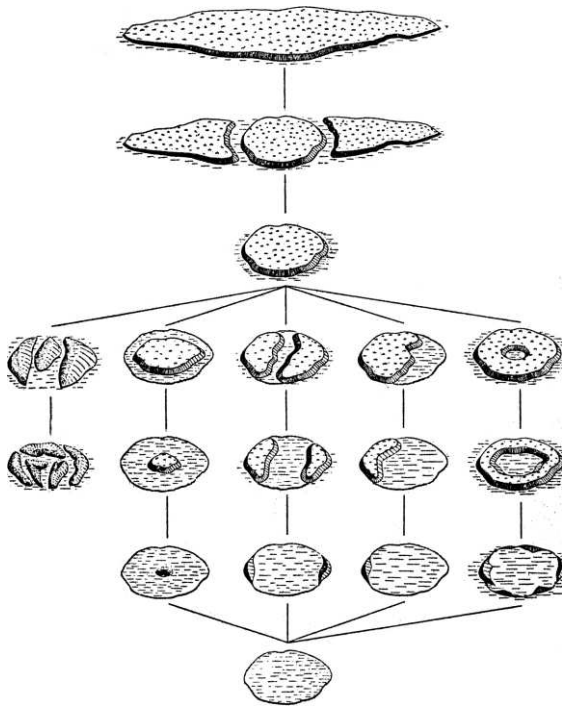


Рис. 11.9. Последовательность распада плато-пальс в Исландии (по Schunke, 1973)

роста и распада морской пальсы в Швеции Zuidhoff & Kolstrup (2000, 2005) обнаружили расщепление одной пальсы на несколько небольших бугров по мере её разложения. Там, где расщепления не было, конечный продукт представляет собой низкое, короткоживущее кольцо торфа, окружающее мелкий водоем.

Payette *et al.* (2004) зафиксировали случай оттаивания континентальных пальс, который они первоначально считали **плато-пальсаму (plateau palsas)** в северном Квебеке. По мере того, как они деградировали, они разделились на ряд субпараллельных удлиненных пальс, которые простирались через долину. За последние 50 лет они превратились в слабо выраженную структуру в пределах болота, занимающего дно долины.

Континентальные литальсы (continental lithalsas)

в плохо дренированных обстанов-

ках, таких как северный Квебек, могут также образовывать **шрамы литальс (lithalsa scars)** (Camels *et al.*, 2008a, 2008b). Они состоят из ободов минерального грунта, окружающих мелкую впадину глубиной до 2 м при оттаивании ледяного ядра. В этом случае может происходить и внешнее распространение сторон бугра, на что указывает расщепление стволов деревьев (см. Главу 7). Из-за влажного глинистого осадка, в котором они образовались, этот внешний крип/поток легко обнаружить

Чтобы различать эти три типа шрамов, необходимо попытаться определить **микросреду (microenvironment)** в области, когда они образуются. Именно это вызвало сложности в более ранней литературе между шрамами пинго, пальс и литальс. В настоящее время считается, что последние широко распространены в плейстоценовых отложениях, как в низинах, так и на склонах гор, например, в Уэльсе, или на плато, например, в Hautes Fagnes в Бельгии, в местах, где образование шрамов пинго было бы маловероятным.

11.5.4. Бисерные потоки (чётковидные русла)

Бисерные потоки (beaded streams) появляются на аэрофотоснимках или спутниковых снимках в виде бусинообразных расширений потоков, рассеянных на довольно близких, но нерегулярных расстояниях вдоль небольшого, но постоянного потока в низинной области над ледяными жилами (Рис. 11.10). В России они называются **чётковидными руслами**. Отдельные бусины, по-видимому, являются результатом нагрева от текущей воды, плавящей лёд в ледяных жилах

на берегах. Это пример комбинированных эффектов термокарста и термической эрозии из-за оттаивания путём передачи тепла от текущей воды ко льду в ледяной жиле в сочетании с ограниченной механической эрозией.

Четковидные русла, которые чередуют округлые расширения и более узкие протоки, довольно распространены в области вечной мерзлоты. Например, они часто встречаются на Таймыре и других местах. Они считаются примером деградации ледяных жил, хотя были мнения об их происхождении, связанные с гидродинамикой и прочностью мёрзлых берегов. Исследования А. М. Тарбеевой (2018) показали, что «они не являются признаком деградации мерзлоты и полигонально-жильных структур...», но связаны «с термокарстом, избирательной термоэрозией, русловыми и ледовыми процессами, роль каждого из которых зависит от локальных природных условий».

11.5.5. Термокарстовые озера

Это небольшие озера, занимающие замкнутую впадину в районах вечной мерзлоты в результате оттаивания подземного льда. Они находятся там, где возникает локальное оттаивание в отложениях, содержащих ограниченное количество льда, что приводит к развитию небольшого мелкого озера. Локализованная осадка грунта в результате перехода лед-вода может обеспечить необходимую



Рис. 11.10. Бисерный поток, или четковидное русло на Северо-Западных территориях. © W. W. Shiels

депрессию для образования озера, поскольку находящаяся в основании вечная мерзлота, по существу, водонепроницаема (Соловьев, 1973а, 1973б). Как только вода появляется на поверхности, она поглощает больше солнечной энергии, чем окружающие отложения, что приводит к оттаиванию мёрзлого грунта под ней. Годовые темпы отступления берегов озера оценивались в 15–20 см/год Wallace (1948) на Аляске, хотя они значительно изменяются (Hinkel *et al.*, 2012b). Niu *et al.* (2014) обсуждают последние достижения в исследовании термокарстовых озера.

В кровле вечной мерзлоты могут находиться сегрегационные льды, вершины ледяных жил или крупные блоки льда. Небольшая депрессия из-за глубокого оттаивания активного слоя может привести к накоплению воды на поверхности земли летом, что может инициировать развитие термокарстового озера. Начальная форма нерегулярна, но вскоре становится округлой или удлинённой (см. Ниже) из-за термоэрозии берегов

озера. Озера обычно мелководные, часто около 30–50 см у берега. Единственными исключениями являются те случаи, когда озеро возникает в результате оттаивания ледяных жил или блоков льда. Иногда озеро может достигать глубины 9 м (Hinkel *и др.*, 2012a). Тёплая вода летом перемешивается, опускается глубже в озеро и вызывает оттаивание вечной мерзлоты, что приводит к углублению озера до 1–2 м. Кроме того, под озером развивается талик, который со временем может стать сквозным, дренируя озеро. Озера редко превышают 2 км в поперечнике перед тем, как они высохнут или дренируются. Вечная мерзлота затем возникает вновь в верхних слоях отложений в бывшем озёрном талике, и, если талик не проникает сквозь лежащую под ним вечную мерзлоту, может развиваться пинго (рисунок 11.12). Такая же последовательность происходит в Северо-Западных территориях, где Маскау осушил озеро в Иллисарвике в 1978 году, и затем описал этапы восстановления вечной мерзлоты вместе с последовательностью развития типичных форм рельефа (Burgess *et al.*, 1982; Maskay, 1980a, 1981b, 1982, 1986b, 1997, 1998; Maskay & Burn, 2002).



Рис. 11.11. Термокарстовые озера в дельте Макензи к северо-востоку от Инувика. © S. A. Harris

На Аляске и в полусасушливых частях Сибири и Китая испарение с поверхности озера может в конечном итоге быть больше, чем поступление воды, что приведет к высыханию озера. Это затем инициирует рост наземной растительности и восстановление вечной мерзлоты. Расширение из-за промерзания грунтовой влаги приводит к тому, что поверхность поднимается, пока она в конечном итоге не восстановит свое прежнее положение (Норкинс, 1949). В течение восстановления растительность изменяется из-за уменьшения зимней мощности снежного покрова и, как следствие, более низких температур горных пород, до тех пор, пока первоначальная растительность не восстановится.

Климат, метеорологические условия и характеристики бассейна влияют на фактические температуры озера. Hinkel *et al.* (2012a) сообщают, что дно озера

начинает нагреваться до 1–4 °С, и ледовый покров тает весной на Аляске. Затем следует быстрое прогревание до 13 °С на внутренних участках Арктической прибрежной равнины, но только до примерно 7 °С вблизи побережья. Температура воды изменяется в зависимости от температуры воздуха, и вода хорошо перемешивается и обычно изотермична. Слабая стратификация может произойти в спокойные, солнечные дни. Озера в торфе имеют более неровное дно, чем те, которые развиты в минеральных отложениях. В озёрах глубже 6 м нижняя часть водяного столба охлаждается, поскольку она теряет тепло в нижележащую вечную мерзлоту.



Рис. 11.12. Типичный пинго (гидролакколит, или булгуннях) на дне бывшего озера в Западной Сибири. © А. Губарьков

Морфометрия термокарстового озера зависит прежде всего от подстилающего субстрата и объёма отложений, размывтого с берегов озера (Hinkel *et al.*, 2012b). Низкоуровневая прибрежная зона Аляски состоит из морских илов, которые богаты льдом в верхних 1–6 м. Термокарстовые озера обычно достигают глубины около 2 м в зрелости. Внутренние, малольдистые золотые пески приводят к формированию водоёмов со средней глубиной 1 м и с центральными бассейнами с глубинами 3–5 м. Это связано с значительной эрозией окраин озера, перераспределением осадка у берега, и с глубоким проникновением талика в нижележащую вечную мерзлоту. Вблизи побережья Сибири, где развита едома, возникают относительно глубокие озера над широкими ледяными жилами. Глубины до 6 м можно найти в прибрежной зоне таких озёр под бывшими ледяными жилами.

Считается, что цикл термокарстовых озёр на Аляске относительно быстрый, Black (1969a) предполагает, что он может быть завершён в течение 2–3 тыс. лет в случае небольших озёр. Датирование органического вещества показывает, что большинство талых озёр на прибрежной равнине на Аляске развилось в течение последних 8 тыс. лет. (Black, 1969a, Tedrow, 1969). Vockheim & Hinkel (2012) обнаружили, что содержание льда, исключая ледяные жилы, увеличилось с 20 % в молодых бассейнах <50 лет, до 40 % в древних бассейнах в результате

накопления атмосферной воды. Это делает старые бассейны восприимчивыми к дифференциальному оттаиванию и осадкам (Pullman *et al.*, 2007; Jørgenson & Shur, 2007). Число ледяных жил в бассейнах осушенных озер также увеличивается с возрастом (Hinkel *et al.*, 2003).

Там, где термокарстовые озера развиваются на участках прерывистой или спорадической вечной мерзлоты, результат роста озер обычно различен. В этом случае они развиваются, как и раньше, но, когда образуется сквозной талик, озеро дренируется, но талик может остаться. Ледовый комплекс обеспечивают повышенные темпы развития в сквозном талике. Это является основной причиной сокращения термокарстовых озер и уменьшения их площади во время потепления за счёт изменения среднегодовых температур воздуха. Пока климат не изменится, талик часто действует как относительно проницаемый канал для инфильтрации поверхностных вод (Yoshikawa & Hinzman, 2003). Если есть более низкий региональный водоупор для грунтовых вод, чем кровля вечной мерзлоты, верхние слои отложений будут высыхать, способствуя углублению активного слоя. Растительный покров становится более разреженным, что позволяет дополнительно отеплять землю из-за изменения баланса поверхностной энергии (Carr, 2003). В реках наблюдаются повышенные зимние расходы (Yang *et al.*, 2002), снижение летних расходов (Bolton *et al.*, 2000), изменения химического состава воды (Petroni *et al.*, 2000) и другие флювиогляциальные процессы (McNamara *et al.*, 1999), например, возникают речные наледи.

В районах, где распространены торфяные залежи, результаты таяния вечной мерзлоты иные. Payette *et al.* (2004) рассмотрели изменения, которые произошли в низменности у восточного побережья Гудзонова залива, и показали, что по мере того, как вечная мерзлота уменьшалась, площади термокарстовых озёр увеличивались. Считается, что вечная мерзлота относится в основном к последнему неогляциальному событию, и её деградация представляется быстрой, начавшейся примерно 50 лет назад. Тающий лёд образует озёра, в которых растёт торф, довольно близко к уровню моря. Исследования вскрыли последовательность, включающую появление деревьев на торфяных залежах и постепенную замену озёр болотами (Bouchard *et al.*, 2014). Биомасса резко возрастает, и район становится поглотителем углерода. Такие условия встречаются на всей низменности Гудзонова залива (Hudson Bay Lowlands).

Термокарстовые озера занимают в Якутии, особенно Центральной, до 80 % территории (Босиков, 1991; Нестерева, 2012). Однако они быстро высыхают, потому что испарение в этом регионе примерно в 2–10 раз может превышать выпадение атмосферных осадков. Развитие термокарстовых (аласных) озёр Центральной Якутии имеет ритмический характер обводнения — усыхания (Соловьев, 1973b; Босиков, 1991), причём существует, по-видимому, многовековой ритм с вековыми и внутривековыми колебаниями, в частности 150–180-летними. Последний высокий уровень воды в термокарстовых озёрах, в частности, наблюдался с 20-х годов XIX в. до начала XX в. (Босиков, 1991; Саввинов *и др.*, 2005).

11.5.6. Ориентированные озера

Если термокарстовые озера вытянуты в определенном направлении, они называются **ориентированными озерами (oriented lakes)** (Рис. 11.13). Они были впервые описаны на арктическом побережье Аляски Black & Barksdale (1949), но в последнее время они также развиваются в торфяных отложениях

северо-восточной части Европейской России (Sjöberg *et al.*, 2013). В торфяниках берега, как правило, круче и имеют больше трещин.

Ориентированные озера отличаются как отношением длины/ширины, так и фактической формой. Моллюсковидные озёра с одним прямым краем были описаны на Великой равнине Каукджуак в восточной части острова Баффина



Рис. 11.13. Ориентированные озёра на Северо-Западных территориях. © J. R. Маскау

(Bird, 1967), а овальные, треугольные или эллиптические озера нашёл на полуострове Туктояктук Маскау (1963). Они не ограничиваются областями вечной мерзлоты и встречаются во многих других климатических зонах (Price, 1968). В настоящее время принятая точка зрения на их происхождение для тех, которые находятся на Арктической прибрежной равнине, состоит в том, что боковое расширение происходит из-за ветровой эрозии, оползней, за счет протаивания отложений и таяния вдоль берегов озера (Carson & Hussey, 1960; Osterkamp *et al.*, 2009). В отложениях содержится значительное количество песка, который образует пляжи, защищающие подветренные стороны озера. Волновое воздействие эффек-

тивно только в том случае, если скорость ветра достаточно велика (Hopkins, 1949). Ветер вызывает волны и течения, которые приводят к эрозии на берегах озёр под прямым углом к направлению движения воздуха (Livingstone, 1954; Маскау, 1956, 1963).

В Олд-Кроу Флэтс на Юконе термокарстовые озера, окруженные таежной растительностью, имеют неправильную форму, так как корни деревьев защищают лежащие в основании отложения от эрозии (Roy-Leveillee & Burn, 2015). Однако многочисленные термокарстовые озера, окруженные тундровой растительностью с полигонами ледового комплекса, имеют удлинение, параллельное преобладающему направлению ветра. Это объясняется мелкозернистой структурой озерно-ледниковых отложений, которая недостаточно крупная, чтобы мог быть образован песчаный пляж у берега на подветренной стороне озера, оставляя водоём уязвимым для термоэрозии волнами.

Были предложены другие теории для объяснения происхождения ориентированных озёр, в том числе влияние песчаных дюн (Fürbringer & Haydn, 1974; Sellman *et al.*, 1975), распределение снежного покрова (Sturm & Liston, 2033, Seppälä, 2004), геологические условия района, а также общий наклон и экспозиция ландшафта (Pelletier, 2005).

11.5.7 Аласы

Аласы (alases) (якут.) являются результатом развития крупных термокарстовых озер в льдистой вечной мерзлоте, часто вдоль широких долин (Босиков, 1991), которые впоследствии осушались (Соловьев, 1973b). Они развиваются на так называемом **ледовом комплексе (Ice Complex)** — глинистых отложениях, содержащих мощные (до 50 м) сингенетические ледяные жилы. Они имеют огромное значение для народа Якутии, потому что они представляют собой единственные районы, которые могут быть использованы для сельского хозяйства в Центральной Якутии. Аласы встречаются на обширных территориях Центральной Сибири, к югу от Монголии и имеют характерный цикл развития (Попов *и др.*, 1966; Шумский & Втюрин, 1966; Czudek & Demek, 1970; Катасонов & Иванов, 1973).

Большая часть Центральной Сибири не подвергалась оледенению, поэтому там развивались мощные толщи мерзлых пород в течение холодных событий последних 3,5 млн лет. Хотя таяние происходило вдоль ее южной окраины в промежуточные теплые периоды, большие площади к северу от широты 40° постепенно создавали значительную толщину льдистых отложений на глубине 20–25 м на низменностях и холмистых районах. Вдоль реки Лены активный слой имеет мощность около 0,8–3,0 м и перекрывает 400–500 м сплошной вечной мерзлоты. Четвертичные отложения имеют мощность 5–100 м и представлены песчаниками и аргиллитами. Отложения на юге представляют собой пески и супеси, но они переходят к северу в льдистые глинистые суглинки с многочисленными полигональными сетями. Первоначальная растительность была лиственничным лесом, но она подвергалась лесным пожарам и проведению лесозаготовок, поэтому теперь часто встречается вторичный берёзовый лес.

Среднегодовая температура воздуха составляет около -10,5 °С, но летом температура воздуха составляет +30 °С. Хотя летние осадки небольшие, тёплые ночи означают, что урожай может расти очень хорошо, особенно при большой мощности активного слоя. Зимний снежный покров составляет всего 0–40 см, хотя он может достигать 60 см. Лиственничный лес поддерживает температуру грунта примерно на 4 °С ниже, чем в выжженных областях из-за изоляционных свойств органического поверхностного слоя под деревьями и формирования температурной сдвижки.

Сегодня в Центральной Якутии сухой климат и отрицательный водный баланс препятствует широкому распространению термокарста. Гаврилова (1969) сообщила, что среднегодовое количество осадков составляет 240–320 мм, при этом среднегодовое испарение в несколько раз больше. Сегодня заполнение осадками любого озера аласа путём эрозии его берегов происходит быстрее, чем увеличение глубины озера, поэтому те аласные озера, которые начались с нынешних лесных пожаров, как правило, высыхают до того, как они становятся очень большими.

Основным временем формирования многочисленных аласных котловин и долин было 5–11 тыс. лет назад (Качурин, 1961; Босиков, 1991; Fukuda *et al.*, 1995; Величко *и др.*, 1997). Потепление в конце последнего крупного холодного события завершилось в середине голоцена, когда среднегодовая температура воздуха была примерно на 1,5 °С выше, чем сегодня (Величко *и др.*, 1997). Это, похоже, было временем с более влажным климатом, чем сегодня (Босиков, 1989), что благоприятствует развитию аласов. Суходровский (2002) предположил, что без соответствующего увеличения количества осадков повышение температуры приводит к увеличению испарения, высыханию озер и прекращению образования

аласа. Инициирование образования аласа, по-видимому, является результатом поверхностного возмущения и изменения температурного и влажностного режимов. Таким образом, причинами могут стать изменение климата, лесные пожары и воздействие человека на окружающую среду.

Интервал возгорания лесов в среднем составляет 25–70 лет вблизи Якутска, хотя существует большая вариация от 7–15 лет до 250–300 лет (Global Forest Fire Assessment, 2001). Приняв оценку того, что 40 % земель претерпело образование аласов в голоцене, и, предположив, что средняя частота пожаров составляет 200 лет, вероятность появления термокарста из-за пожара составляет около 1 %. Иногда термокарст появляется через несколько лет после пожара, но часто нет. Другими словами, роль пожара вряд ли будет более важной, чем нарушение растительности в результате вырубки, распаивания земель или изменения климата.

Хотя Центральная Сибирь считается классической областью для поиска термокарстовых форм рельефа, сейчас это не совсем так. В настоящее время они не так часто встречаются в этой лесной зоне из-за значительных изменений в мощности активного слоя из года в год, что приводит к образованию мощного переходного слоя (таблица 11.1). Пожары вызывает повышение температуры вечной мерзлоты на около 2 °С, а глубина активного слоя увеличивается примерно на 30–40 см (Рис. 11.14). В лесу переходный слой, как правило, мощнее, что препятствует развитию термокарста (Васильев, 2002). Это контрастирует с районами с неглубоким активным слоем, расположенными дальше на север к Арктике в субарктическом лесу, и повышением температуры грунта на 5 °С там после наземного пожара (Rouse, 1976). Вероятно, это объясняет увеличение распространения термокарста на севере, где пожары повторяются в среднем реже, примерно раз в 70 лет.

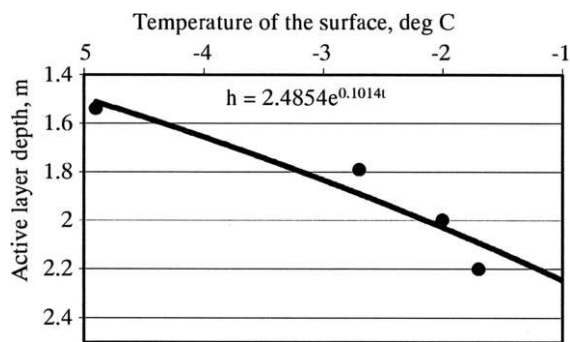


Рис. 11.14. Расчётная глубина активного слоя (active layer depth) в зависимости от среднегодовой температуры на поверхности (temperature of the surface) в Центральной Якутии

11.5.8 Цикл образования аласа

В лесу развитие аласа проходит через несколько этапов (Брушков *и др.*, 2004; см. Рис. 11.15). Оно начинается с развития водонасыщенной депрессии с бугорками шириной около 10–15 м и глубиной 1,0–1,3 м (стадия 1, или **былар** (*bilar*) — здесь и далее названия этих термокарстовых форм из якутского языка, Рис. 11.16А). Поверхность оседает со скоростью 2–3 см/год. Затем они объединяются, образуя небольшую впадину, содержащую мелкое озеро глубиной до 0,5 м, но на поверхности грунт оседает быстрее, со скоростью 10–30 см/год. Затем процесс **осадки** (*subsidence*) ускоряется до скорости 0,8–4,0 м/год (Босиков, 1998), и появляется озеро глубиной до 2,5 м с низкими льдистыми берегами (стадия 2, или **дюедя** (*dujoda*), Рис. 11.16В), существующее до 40 лет (Гаврилова *и др.*, 1996).

Комбинация термоэрозии береговой линии и теплопередачи в вечную мерзлоту приводит к расширению площади и развитию более высоких берегов с высотой до 2,5 м над уровнем воды (этап 3, или **тымпы (timpi)**, Рис. 11.16 С). Скорость осадки может увеличиваться до 50–70 см / год. Этап 4 — уменьшается размер озера, оставляя преимущественно сухую термокарстовую котловину — **алас (alas)**, часто с небольшим озером (этап 4, рисунок 11.16D). Этот этап очень распространен и, по-видимому, стабилен в нынешнем климате. Для сравнения, участки депрессий, где термокарст сегодня активен из-за потепления климата, показывают скорость опускания поверхности 2,6–5,4 см/год. На хорошо дренированных плоских поверхностях скорость осадки составляет в среднем 0,5–0,8 см/год. Часто из-за повторного замерзания водонасыщенного талика под прежним озером может образовываться низкое куполообразное пинго, или по-якутски — **булгуннях (bulgannyakh)** (Рис. 7.4), или плато пинго. Пинго может быть гидравлическим, если **талик сквозной (through taliks)** и есть артезианский напор, или гидростатического типа, если это **несквозной (supra-permafrost), или ложный талик (blind или false talik)**, т. е. окружён активным слоем и вечной мерзлотой.

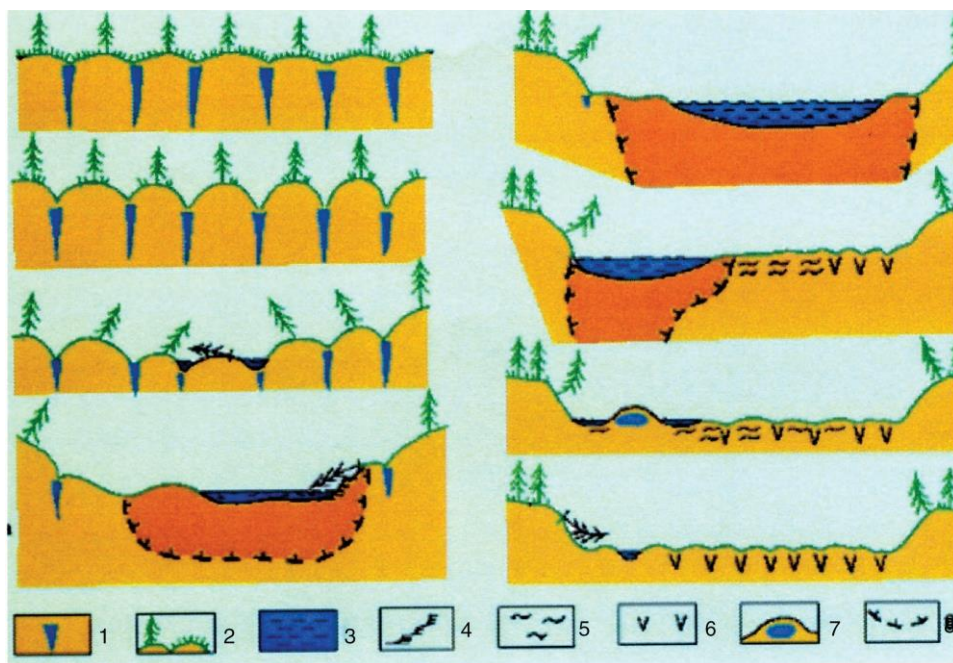


Рис. 11.15. Последовательность развития аласа в Якутии в лиственничном лесу (по Десяткин & Десяткин, 2006): 1 — сингенетические ледяные жилы; 2 — деревья и трава; 3 — вода; 4 — оползни, сплывы и оплывины; 5 — аласные отложения; 6 — эпигенетические ледяные жилы; 7 — пинго (или **булгуннях** — якутское название); 8 — кровля вечной мерзлоты

Высыхание озера останавливает процесс, создавая «скрытую» фазу, пока уровень воды снова не поднимется. На этом этапе — этапе **аласа** — отмечаются, как правило, старые мелкие озера и небольшие сухие впадины, хотя иногда они бывают и больших размеров, несколько километров в ширину. Если нет изменений температуры, влаги или каких-либо резких изменений растительности, алас

находятся в «стабильной» фазе. Босиков (1989) сообщает, что существует повторяющийся цикл 150–180 лет с повышенной влажностью, вызывающей возобновление образования аласа. Весь цикл образования аласа занимает около 100–200 лет, исходя из скорости расширения береговых линий и размера аласа на этапе 4. Глубина аласа (D , м) связана с глубиной залегания ледового комплекса (H , м) под землей следующим образом (таблица 11.3):

$$D = 0,701H - 1,069 \quad (11.1)$$

Таблица 11.3. Глубина аласов и мощность отложений ледового комплекса на Лено-Амгинском междуречье (Босиков, 1991)

Участок	Глубина аласов, м	Мощность ледового комплекса, м
Хара-Соболох	5,0	6,1
Хооро	5,0	12,8
Ханнах	7,0	10,5
Хаягатта	17,0	24,5
Онер	30,0	45,0

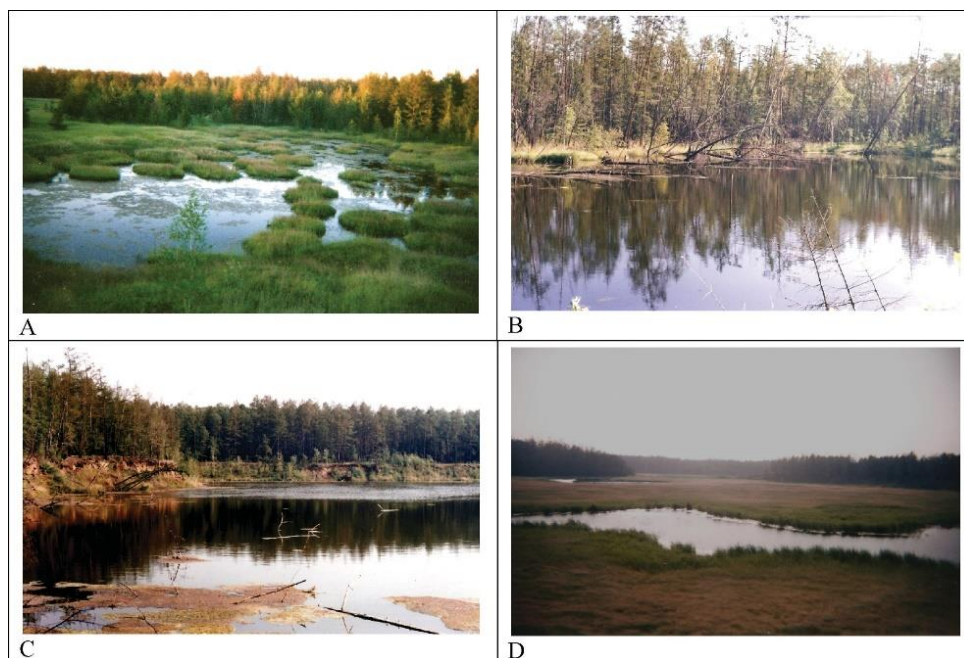


Рис. 11.16. Стадии образования аласа на участке Юкэчи, на правом берегу реки Лены, недалеко от Якутска: А, первая, стадия, **былар**; В, второй этап, **дюедя**; С, третий этап, **тымпы**; D, последняя, стабильная фаза — **алас**. © А. Брушков

Таким образом, время, необходимое для полного оттаивания **ледового комплекса (Ice Complex)**, не превышает 200–300 лет. «Активная» фаза образования **аласа** коротка по сравнению с геологической историей голоцена (Брушков и др., 2004), и формирование **аласа**, по-видимому, является кратковременным катастрофическим событием, как предположил Grave (1944).

Десяткин и Десяткин (2006) описывают последовательность изменений почвенных профилей в течение одного цикла образования аласа от лиственничного

леса до стабильной болотной стадии (Рис. 11.17). На поверхности земли осаждаются два дополнительных слоя, дневная поверхность обычно представлена торфом. В таблице 11.4 показаны различия в содержании углерода, азота и карбоната в грунтах в разных *микросредах (microenvironment)*.

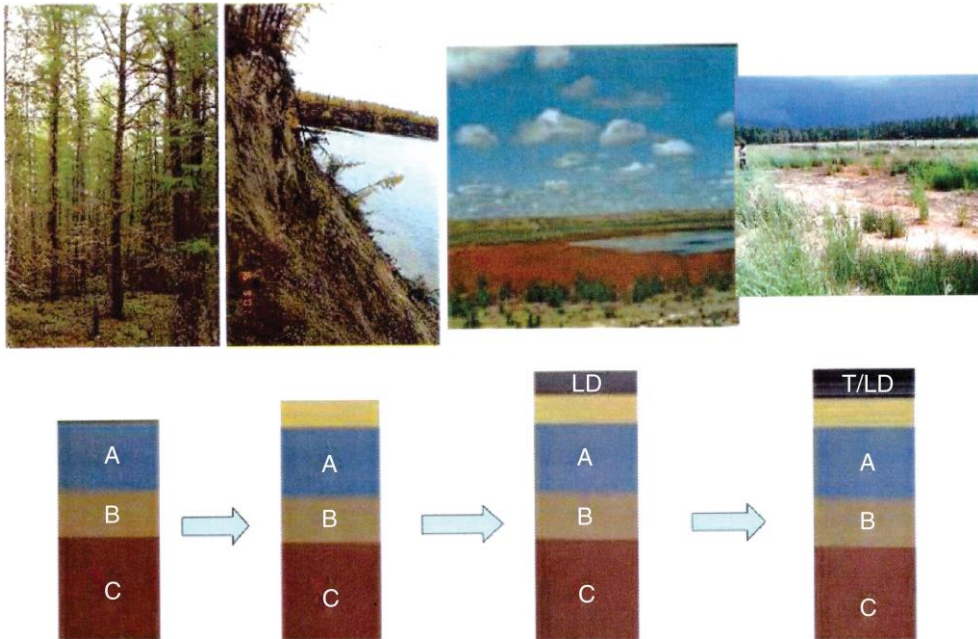


Рис. 11.17. Изменения стратиграфии отложений в течение цикла образования аласа (Десяткин & Десяткин, 2006)

Частота развития аласов увеличивается на севере в более высоких широтах. Это связано с увеличением содержания льда в отложениях в этом направлении в сочетании с уменьшением среднегодовых температур воздуха и меньшим изменением температуры из года в год. В результате мощность активного слоя уменьшается, как и мощность переходного слоя. Поступающая солнечная радиация меньше, но разница в температурах грунта между сожженными и несгоревшими участками увеличивается примерно до 5 °C (Rouse, 1976).

Morgenstern *et al.* (2013) исследовали голоценовую историю острова Куруннах (72°19 N, 126°12 E) на юге центральной части дельты реки Лена в Сибири в зоне сплошной вечной мерзлоты и субарктической тундры. Ледистые мерзлые породы с отложениями **едомы / ледового комплекса** накапливались в течение холодных событий плейстоцена, когда оледенения происходили в другом месте. Потепление около 13 тыс. лет назад привело к интенсивной термокарстовой активности, создавшей большое аласное озеро. Это озеро сохранялось до 5,7 тыс. лет назад, затем оно резко осушилось. После этого интенсивность термокарста значительно уменьшилась, произошли три коротких, дальнейших сокращения его размеров, которые, вероятно, свидетельствуют о неогляциальных событиях (Рис. 11.18). Дренаж привел к образованию остаточных озер глубиной более 20 м. Впоследствии незначительные климатические колебания привели к слабым периодам чередования роста и сокращения вечной мерзлоты, в том числе к росту полигонов и ледяных жил и небольших пинго. Поскольку массивные

ледяные залежи могут иметь мощность до 50 м, возможны множественные аласы. Котов (1998) сообщил, что залежи ледового комплекса перекрывают озерные отложения.

Таблица 11.4. Накопления углерода (С) и азота (N) в гумусе в различных почвах вместе с содержанием карбонатов в аласах, лугах и лесах вокруг Якутска, Сибири (Десяткин & Десяткин, 2006)

Секция	Растительный покров	Участок	Мощность активного слоя	Слой почвы	С, кг/м ²	N, кг/м ²
AS-1	Лиственный лес	Высокий участок	96 см	Опад раст.	1,79	0,04
				Гумус	4,67	0,47
				Карбонаты	2,01	-
AS-2	Лиственный лес	Склон	66 см	Опад раст.	1,16	0,03
				Гумус	3,92	0,27
				Карбонаты	0,0	-
AS-5	Разнотравье луг	Опушка леса	90 см	Опад раст.	3,26	0,28
				Гумус	36,53	3,17
				Карбонаты	2,25	-
AS-4	Влажный луг	Нижний пояс аласов	80 см	Опад раст.	0,39	0,02
				Гумус	65,19	5,39
				Карбонаты	6,79	-
AS-6	Луг	Средний пояс аласов	137 см	Опад раст.	0,32	0,02
				Гумус	30,21	2,39
				Карбонаты	4,0	-
AS-3	Степной луг	Верхний пояс аласов	260 см	Опад раст.	0,12	0,01
				Гумус	16,26	1,79
				Карбонаты	15,7	-

Как правило, предполагается, что деятельность термокарста была очень интенсивна в течение потепления, соответствующего бореальному периоду (9–7,5 тыс. лет), но с тех пор ландшафт продолжает оставаться схожим с современным (Романовский *и др.*, 2004; Каплина, 2009). Ранее различные авторы предполагали, что полный цикл термокарстовых озер повторялся несколько раз в течение голоцена (Hopkins, 1949; Tomirdiano, 1978; Billings & Peterson, 1980; Hinkel *et al.*, 2003), но доказательств недостаточно для поддержания идеи нескольких полных циклов (French, 2007; Jorgenson & Shur, 2007). На юге сибирский лиственный лес простирается на северо-восток Китая, но заканчивается к югу от южной границы России, а также простирается на север Монголии. В северной Монголии мощные подземные льды встречаются под степной луговой растительностью. Дальше на юг, полупустыни и пустыни северного Китая медленно замещают пастбища. Там, где монголы продолжают перемещать свои стада, чтобы избежать чрезмерного выпаса, вечная мерзлота обычно стабильна, в противном случае начинается формирование аласа (Harris, 2002b).

Этапы развития аласа там показаны на рисунке 11.19. Первоначально развиваются глубокие, параллельные, изогнутые трещины, так как происходит оттаивание, и даже пещеры (Рис. 11.19А). Затем следует появление небольшого озера, где начинается осадка (Рис. 11.19В). Уровень воды в озере часто находится на 5 м ниже окружающего ландшафта, что указывает на количество оттаиваемого льда. Затем отдельные озёра начинают сливаться, опускаясь ниже

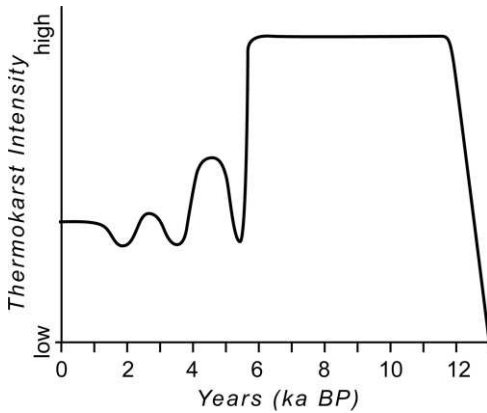


Рис. 11.18. Колебания интенсивности термокарста (thermokarst intensity) со временем (годы, тыс. лет, years, ka BP) в течение последних 13 тыс. лет на острове Куруннах, в дельте реки Лены, в Сибири (Morgenstern *et al.*, 2013, с изменениями)

тических условиях. Даже пинго может развиваться, если образуется источник воды под давлением. Считается, что этот сценарий имел место как минимум дважды в течение голоцена в ранее подвергавшихся оледенению районах центральных гор Алтая (Blyakharchuk *et al.*, 2008).

в ландшафте (Рис. 11.19 С). Затем соединяются с образованием удлинённой долины (Рис. 11.19D).

В конце концов, озеро дренируется в реку или высыхает из-за дисбаланса между подачей талой воды из вечной мерзлоты и испарением с большой поверхности озера в сухой полупустынный воздух. Аласы являются относительно редкими, но представляют собой значительное явление при деградации многолетнемерзлых пород в регионе, образовавшихся после чередования крупных холодных периодов в течение позднего плейстоцена и плейстоцена. Аласы оставляют извилистую сухую долину, подстилаемую таликом, или же отсутствие мёрзлых пород в плавном выклинивающейся вечной мерзлоте. Вечная мерзлота может снова появиться, как только возникнет растительность при подходящих климатических условиях.

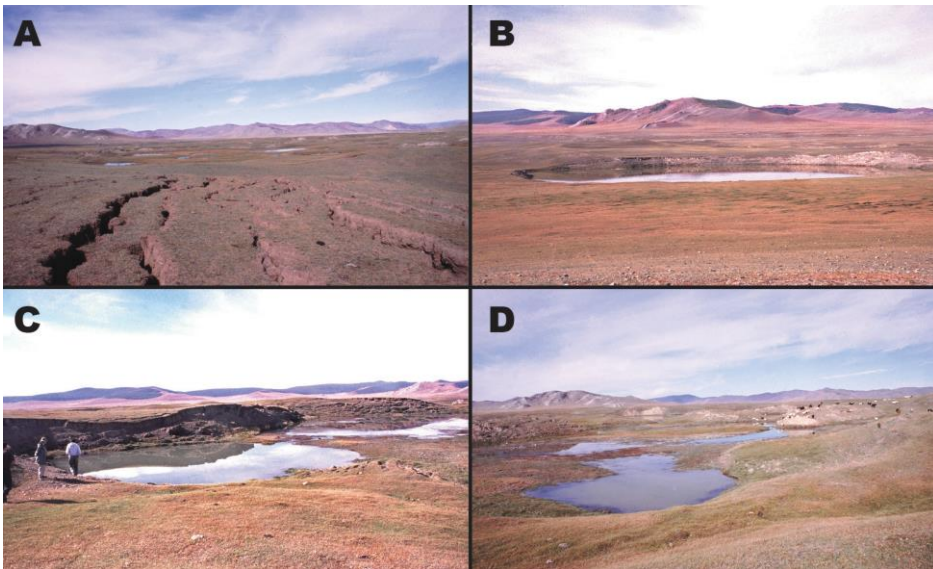


Рис. 11.19. Последовательность развития аласа в травянистой степи Монголии. А, начальное растрескивание и осадка грунта, В, появление небольшого озера, С, расширение озера для соединения с другими озерами и D, вытянутое озеро, развивающееся в удлинённой долине, которое в конечном итоге высыхает, часто дренируясь в близлежащую реку (Harris, 2002b)

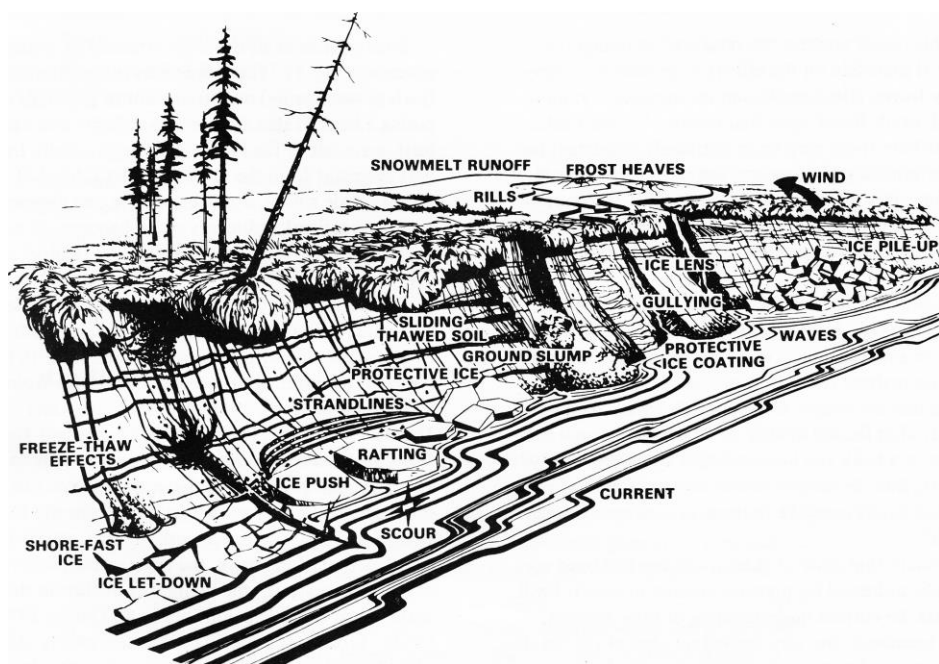


Рис. 11.20. Идеализированный эскиз процессов и явлений, влияющих на эрозию вдоль долин ручьёв, врезанных в льдистые мёрзлые породы (Larson, 1983): поток (current), размыв (scour), защитное ледяное покрытие (protective ice coating), волны (waves), упавший лёд (ice let-down), береговой лёд (shore-fast ice), эффекты промерзания-оттаивания (freeze-thaw effects), давление льда (ice push), рафтинг (сплав) (rafting), линии берега (strand lines), защитный лёд (protective ice), оплывина грунта (ground slump), скольжение оттаявших отложений (sliding thawed soil), оврагообразование (gullyng), линзы льда (ice lens), скопление льда (ice pile up), ветер (wind), ручьи (rills), таяние снега (snowmelt runoff), морозные пучины (frost heaves)

11.6. ТЕРМОКАРСТ И ТЕРМОЭРОЗИЯ ВДОЛЬ РЕК

На Рис. 11.20 показаны процессы, связанные с потерей подземного льда вдоль берегов рек (Lawson, 1983). Вода в потоке представляет собой источник тепла и может подрезать берег термоэрозией. Тем не менее, оползающие берега, ледяные глыбы, разбитый ледяной покров, образующийся в зимний период, и другие процессы помогают защитить берега от эрозии во время пикового весеннего половодья, когда уровень воды очень высок. В результате возникает ограниченная эрозия, если не происходит потепления климата, или растительный покров не нарушается пожаром. Овражная эрозия будет происходить в результате таяния снега и стока атмосферных осадков. Оттаивание льдистых мёрзлых пород добавит к стоку воду и осадки. Там, где пересекаются ледяные жилы, обычно происходит сползание грунта, образуя **бусерный дренаж (beaded drainage)** или оплывины; там эрозия выше.

В течение лета речной водный поток в льдистых отложениях вызывает термоэрозию, образуя нишу (рисунок 11.21). Подрезанные отложения попадают в русло потока, увеличивая его ширину в этом месте и способствуя развитию меандр.

Несколько процессов в конечном итоге приводят к **срывам и сплывам активного слоя (active layer detachment failures and slides), ретрогрессивным оплывинам при оттаивании (retrogressive thaw slumps)** или **ротационным**

оплывинам (rotational slumps) вдоль берегов (Рис. 11.22). Если в областях сплошной вечной мерзлоты происходит вращательное скольжение, приводящее к **ротационным оплывинам**, оно обычно развивается вдоль сегментов ледяных жил, более или менее параллельных берегу. Оттаивание ледяной жилы с сопутствующим накоплением воды в образовавшейся трещине обеспечивает смазку верхней задней стенки оплывины. Избыточная вода в результате таяния льда и / или проливных летних дождей также может привести к движению. Оползни и оплывины на склонах также могут развиваться при плавлении подземного льда (Болиховский & Кюнцель, 1990).



Рис. 11.21. Термоэрозионная ниша вдоль берега реки. Подрезание в конечном итоге приводит к тому, что отложения над нишей падают или соскальзывают в речной поток

11.6.1. Ледяные заторы

Другим важным фактором эрозии берегов является развитие **ледяных заторов (ice jams)**. Может возникнуть локальное образование ледяного затора из-за того, что во время процесса замерзания в некоторых точках вдоль водного пути накапливается лед, но весенний распад ледяного покрова даёт самые впечатляющие результаты. Большинство рек в северных районах текут в Северный Ледовитый океан. Оттаивание начинается на юге и перемещается на север. В результате льдины, плывущие на север, проходят некоторое расстояние, прежде чем их остановят препятствия, мешающие их движению. Четыре основных места, где они накапливаются: резкие меандры реки, сужение русла, гравийные бары или острова. Эти места являются наиболее распространённой причиной ледяных заторов. Нет явной корреляции между шириной канала и глубиной речного потока. Весенний паводок состоит из двух пиков, один — при сходе льда и заторах, а другой соответствует таянию снежного покрова на окружающих территориях (Gergard *et al.*, 1992). Там также могут быть летние наводнения в результате экстремальных атмосферных осадков. Они также затопляют пойму, если выпадает достаточное количество осадков. Таким образом, уровень воды в речном потоке нестабилен, но колеблется, что усложняет обеспечение стабильности берегов, а также выявление прошлых событий, связанных с ледяными заторами.

Схематическое поперечное сечение северной долины показано на рисунке 11.23, по Jarrett & England (2002). Летние паводки и весенние ледяные заторы существенно повышают уровень воды, что приводит к затоплению долины и отложению характерных отложений «черной воды» (волж. — прибылая вода после ледостава), впервые описанных Bretz (1929). Ключевым доказательством влияния ледяных заторов является галька, покрытая льдом, в иловых отложениях. Летние наводнения приводят к образованию отложений, в которых нет ледниковой гальки, хотя слои округлого гравия могут возникать, если русло меняется. На рисунке 11.24 показан схематический продольный разрез ледяного затора.

Livingston (2004) проанализировал литературу о ледяных заторах вдоль реки Юкон между Доусон-Сити и Серкл, штат Аляска. Река протекает в относительно узкой долине. Заторы происходили в среднем каждые 34 года за последние 2 тыс. лет, но есть свидетельства циклов 12–66 лет. Частота заторов увеличивалась в течение более тёплого периода с 1,5–1,0 тыс. лет, причина этого неизвестна. Ледяные шрамы деревьев располагаются на высоте до 9 м над уровнем реки, а на рисунке 11.25 показан ландшафт после ледяного затора. Уровень воды при высоких ледяных заторах превышает уровни летних паводков (рисунок 11.26).

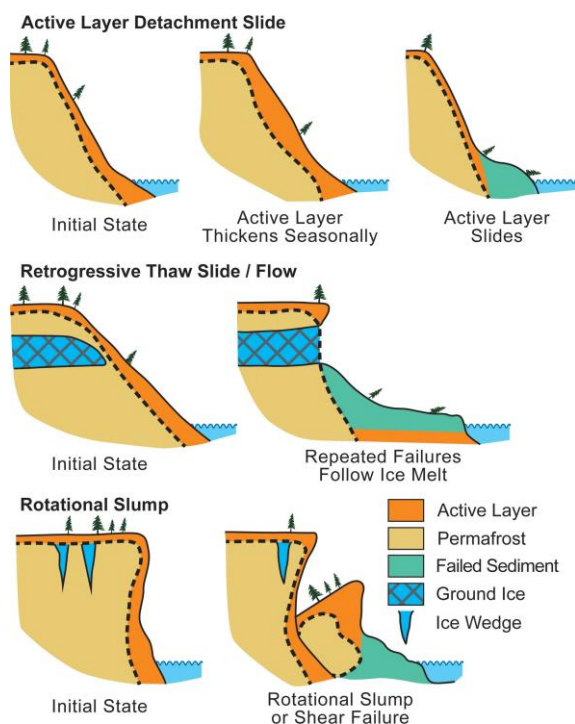


Рис. 11.22. Три различных вида разрушения склона, найденные вдоль речных берегов в районах с ледистыми многолетнемерзлыми грунтами (Church and Miles, 1982). срывы и сплывы активного слоя (active layer detachment failures and slides), ретрогрессивные оплывины при оттаивании (retrogressive thaw slumps), ротационные оплывины (rotational slumps), исходное состояние (initial state), активный слой увеличивается сезонно (active layer thickens seasonally), повторные нарушения следуют за таянием льда (repeated failures follow ice melt), разрушение при сдвиге (shear failure), активный слой (active layer), вечная мерзлота (permafrost), нарушенный осадок (failed sediment), подземный лёд (ground ice), ледяная жила (ice wedge)

Ледяные заторы могут нанести серьезный ущерб населенным пунктам, мостам, плотинам или любым другим препятствиям на их пути. И наоборот, сброс воды гидроэлектростанциями вызывает колебания уровня, которые помогают разрушать ледяной покров вниз по течению даже зимой. Затем раздробленный лед переносится обычно на север вниз по долине, пока не достигнет твердого льда, покрывающего реку. Затем он накапливается, образуя ледяной затор в течение зимы. Высота таких ледяных заторов может достигать 11 м. Они возникают

примерно в пять раз чаще, чем летние паводки в Альберте, Канада. Ледяные заторы могут уничтожить плотины или другие сооружения на своем пути, если не будут приняты особые меры предосторожности, например, строительство высоких дамб, выложенных крупными обломками пород. Строительство опор моста изменяет эволюцию ледяных заторов вниз по течению (J. Wang *et al.*, 2016).

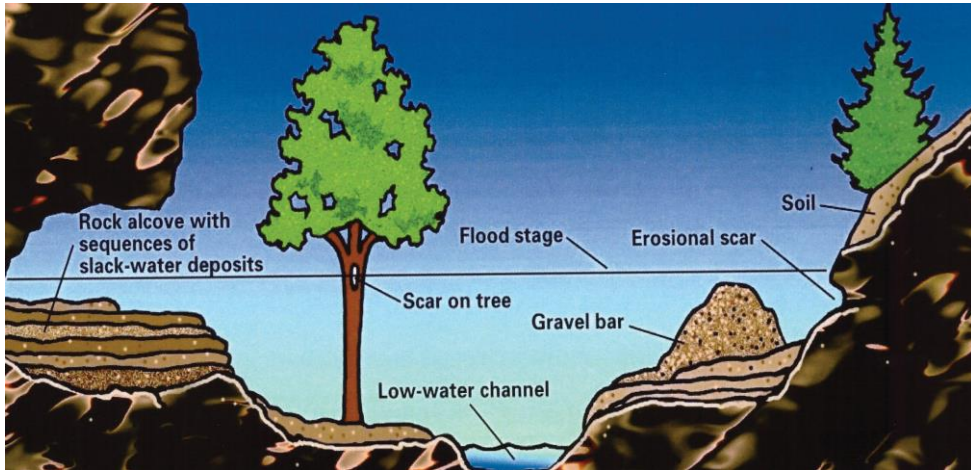


Рис. 11.23. Поперечное сечение северной долины, на которую воздействовали неоднократные ледяные заторы (Jarrett and England, 2002): мелководное русло, канал (low-water channel), гравийный бар (gravel bar), шрам на дереве (scar on tree), шрам от эрозии (erosional scar), уровень наводнения (flood stage), почва/отложения (soil), каменная ниша с последовательностями отложений во время стоячей воды (rock alcove with sequences of slack-water deposits)

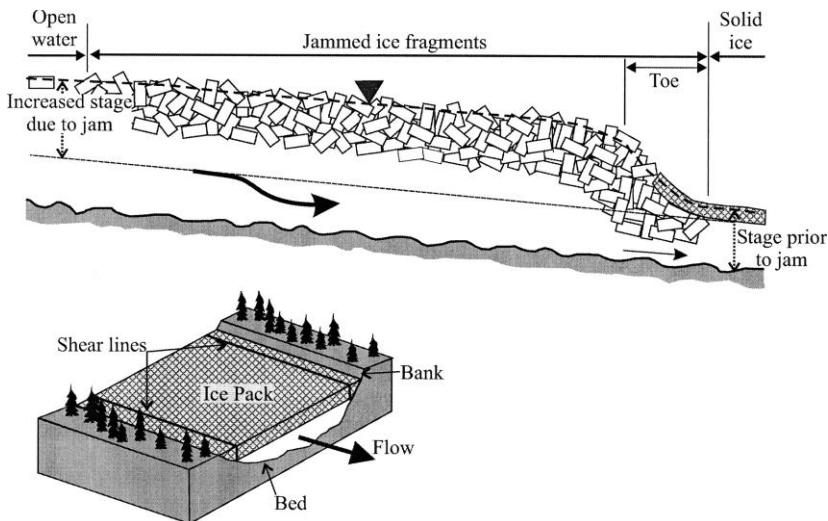


Рис. 11.24. Продольный профиль ледяного затора вместе со схемой, демонстрирующей линии сдвига вблизи берега (Environment Canada, 1996): вода, свободная ото льда (open water), повышение уровня воды из-за затора (increased stage due to jam), фрагменты льда заторов (jammed ice fragments), носок затора (toe), сплошной лёд (solid ice), уровень до затора (stage prior to jam), паковый лёд (ice pack), дно (bed), течение (flow), берег (bank), линии сдвига (shear lines)



Рис. 11.25. Затопленный населенный пункт из-за ледяного затора на реке Юкон (USGS)

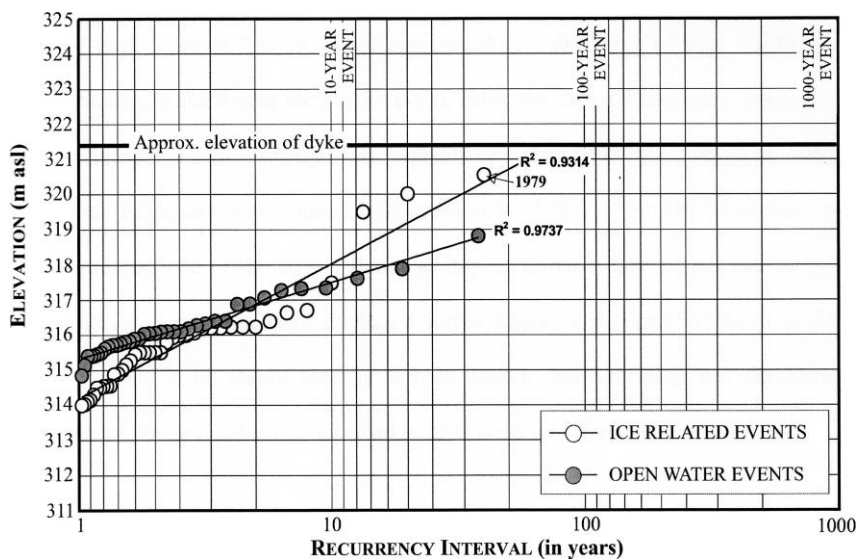


Рис. 11.26. Частота повторений ледяных заторов (ice related events) по сравнению с летними паводками (open water events) для реки Юкон в Доусон-Сити в период с 1896 по 1999 год (Environment Canada, 1996; Livingston, 2004). Обратите внимание, что данные для ледяных заторов являются неполными. высота над уровнем моря (elevation), интервал повторения (recurrence interval), пригл. высота дамбы (approx. elevation of dyke)

11.7. ТЕРМОАБРАЗИЯ И ТЕРМОКАРСТ ВДОЛЬ БЕРЕГОВ МОРЕЙ

Около 70 % мировых береговых линий в той или иной степени подвержены воздействию льда. В Канаде и России темпы абразии берегов являются экстремальными, в настоящее время достигая 18 м/год (Jones *et al.*, 2009). На рисунке 11.27 показано распределение скоростей термоабразии вокруг Северного Ледовитого океана, где имеются данные. Очевидно, что высокие скорости термоабразии ограничены определенными регионами (Рис. 11.28). В целом, ранее береговые линии находились намного севернее своего современного положения, когда уровни моря были на 100 м ниже во время последнего оледенения.

11.7.1. Влияние сезонного морского льда

Во промерзания льдины, разбитые ветром, могут накапливаться вдоль берега (Рис. 11.29) или в виде прибрежных баров. Ледяные глыбы с береговых торосов ветрами с моря способны перемещаться на берег на 90 м или более. (Alestalo & Häikiö, 1976; Taylor, 1978; Kovacs & Sodhi, 1980; Kovacs, 1983). Чем больше льдин, тем дальше они могут путешествовать. Общая высота (вместе с подводной частью) для нагромождения льдин — **торосов (ice ridges)** обычно около 2 м, но встречаются 10–20 м, и могут быть намного больше. Sverdrup (1904) сообщил о высоте торосов 36 м в канадской Арктике, тогда как Зубов (1945) измерял торосы более 50 м в высоту вдоль сибирского побережья. На шельфе торосы могут перемещать отложения морского дна на глубину до 40 м. Reimnitz *et al.* (1988, 1990) предположили, что эти ледяные торосы могут нести отложения, захваченные льдом с глубины примерно 5 м и на расстоянии 50 м от береговой полосы. Эти торосы защищают берег от волнового воздействия, по крайней мере, в течение части лета.

Снег играет большую роль на поверхности ледяного покрова, в значительной степени изменяя радиационно-тепловой баланс и теплообмен. Так что мощность льда зависит от снежного покрова на его поверхности. Ветер перераспределяет снег на поверхности ледяного покрова, создавая снежные гряды, параллельные направлению ветра, называемые **застругаму (sastrugi)**. Следует также иметь в виду, что **подводные части торосов (keels)** значительно больше (в примерно 10 раз) надводных, так что большая часть льда сосредоточена под водой. Скопление торосов, попавшее на отмель и потерявшее движение, называется **стамухой (stamukha)**. Обратите внимание, что ряд международных терминов по геокриологии пришёл из русского, а также якутского и скандинавских языков.

Во время оттаивания весной или в начале лета торосы могут уплыть, унося пляжный осадок. На рис. 11.30 показан максимальный размер обломков, которые могут перемещаться льдами разных размеров. Дикинс (Dickins, 1987) обнаружил, что осадки на мелководном морском дне могут быть захвачены морским льдом, которые затем могут быть засыпаны ледяными обломками. Эти процессы могут создавать серьезные проблемы для любых инженерных сооружений вдоль береговых линий как на крупных озерах, так и на морском побережье.

Крупнейшие торосы встречаются там, где расположены **полюньи (polynias)** (постоянно открытые участки воды) и вдоль западных берегов Канадских Арктических островов, например, на острове Принца Патрика (Hudson *et al.*, 1981; Forbes *et al.*, 1986; Taylor & Hodgson, 1991). Во многих случаях повторяющиеся

движения льда, надвигающегося на берег, приводит к устойчивому продвижению вглубь берега со временем и формированию состоящих из береговых отложений **гряд ледяного напора (ice-push ridges)** — своеобразных аналогов **морен напора** в ледниковых областях.



Рис. 11.27. Циркумполярная карта скорости термоэрозии (по Lantuit, Overduin, *et al.*, 2012, Рис. 7). Обратите внимание на высокую изменчивость, причем некоторые области, по существу, являются стабильными или аградирующими (stable or aggrading): медленная абразия (slow erosion), умеренная абразия (moderate erosion), быстрая абразия (rapid erosion)

Арктический берег северной Канады подвергается изостатическому восстановлению — поднятию со значительными скоростями. Это приводит к тому, что приподнятые пляжи широко распространены вдоль побережья вокруг Гудзонова залива и Арктических островов северной Канады, а также происходит развитие террас вдоль рек. Следы действия ледяных торосов — гряды отложений можно встретить вдоль бывших береговых линий, простирающихся вглубь материка вдоль внешних краев некоторых речных террас (рис. 11.31). Многие террасы являются непарными из-за скорости поднятия, превышающей скорость формирования террасы.

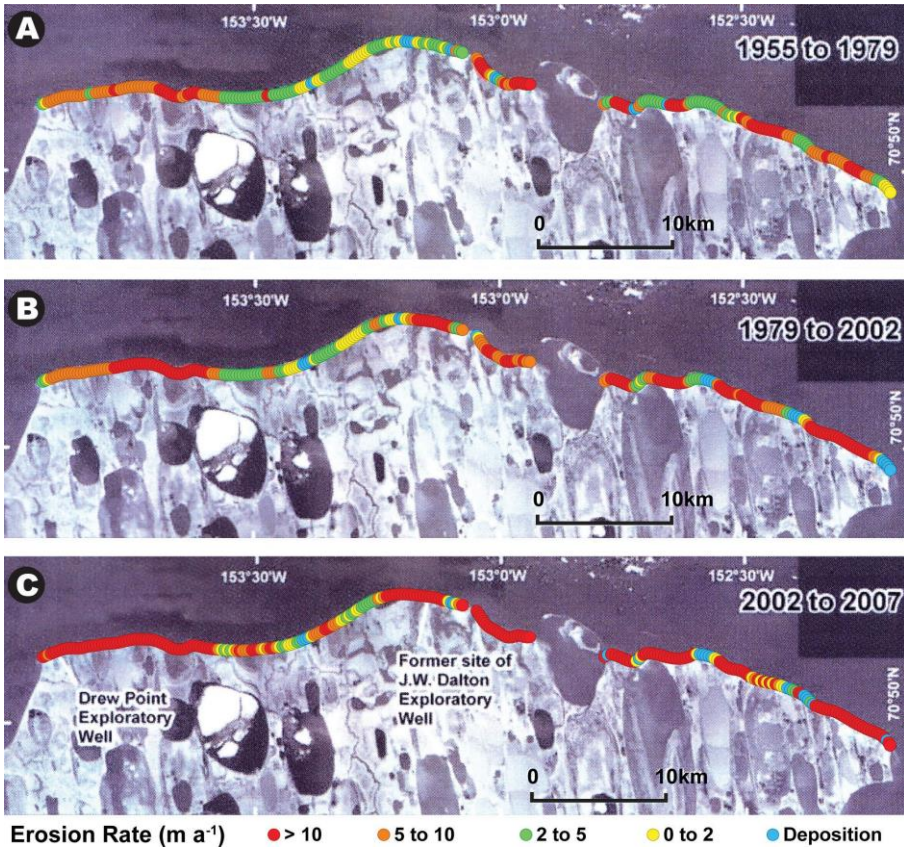


Рис. 11.28. Среднегодовые скорости термоабразии для 60-километрового участка береговой линии моря Бофорта, Аляска: А, с 1955–1979; В, с 1979 по 2002 год; и С, с 2002–2007 гг. (Jones *et al.*, 2009, Рисунок 2, с изменениями). Обратите внимание на увеличенную скорость абразии в последнее время

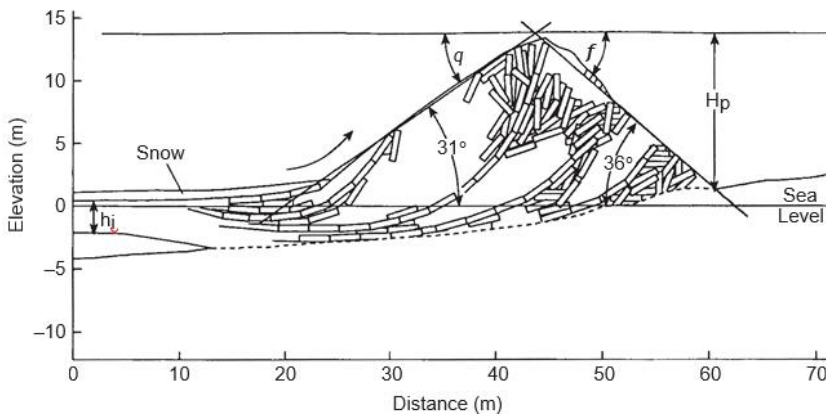


Рис. 11.29. Поперечное сечение скопления льда на мысе Келлетт, остров Южный Бэнкс, Северо-Западные территории, модифицированное по Kovacs & Sodhi (1980) и Forbes & Taylor (1994). Внутренняя структура является предположительной: высота (elevation), расстояние (distance), снег (snow), уровень моря (sea level)

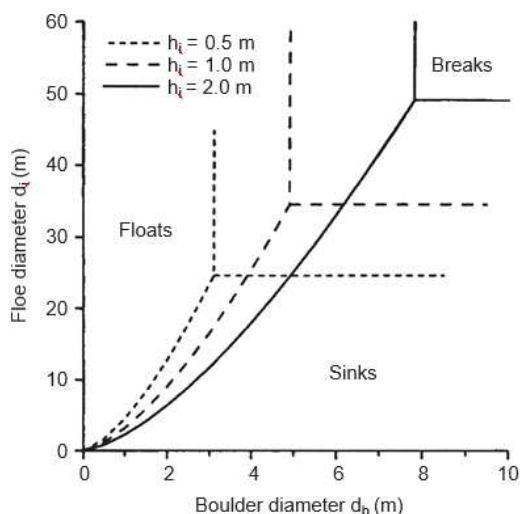
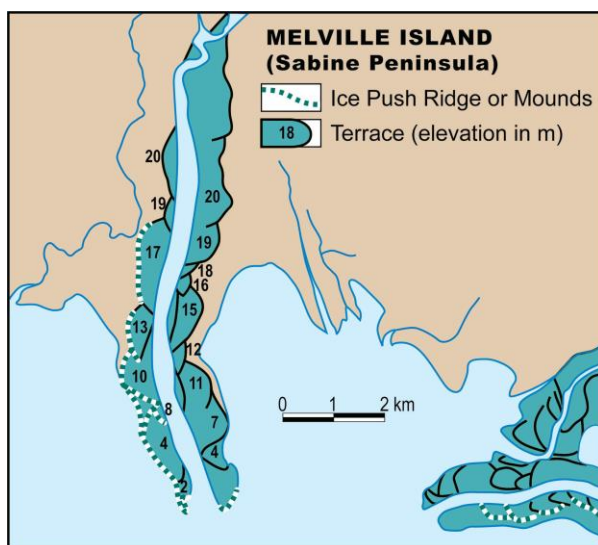


Рис. 11.30. Условия перемещения — **рафтинга (rafting)** сферических валунов диаметром d_b (boulder diameter) круговыми плавучими льдинами (floe) диаметра d_f , а также условия разрушения льда, предполагающие плотности отложений и воды соответственно 2600 и 1030 кг/м³ и несущую способность $1 \cdot 10^5$ кг (по Drake & McCann, 1982, Forbes & Taylor, 1994, Рис. 7, с изменениями). h_i — толщина льдины: плавает (floats), тонет (sinks), разрушается (breaks)

11.7.2. Влияние геологических условий

Там, где скальные магматические и метаморфические породы слагают берег, абразия минимальна. В случае льдистых слоёв эрозия является наиболее быстрой из-за термоэрозии, помогая механическому отступанию береговой линии. Осадочные породы всегда содержат лед, который связывает минеральные частицы вместе. Большое значение имеет наличие или отсутствие жильных льдов. Скорость эрозии при слабой волновой активности пропорциональна количеству присутствующего льда, при прочих равных условиях. Однако при сильном волновом воздействии скорости абразии схожи, хотя задействованы разные процессы и высоты берега.

Рис. 11.31. Гряды **ледяного напора (ice-push ridges)** на полуострове Сабина (Sabine peninsula) на Мельвиль-Айленде (Melville Island), Северо-Западные территории (см. Forbes *et al.*, 1986, Рис. 2). Обратите внимание на гряды (ridges) и бугры (mounds) на западных окраинах террас (terrace), высота (elevation) в м.



11.7.3. Влияние рельефа

Чем выше уступ, тем больше материала нужно удалить. В случае регрессивных оттаивающих уступов, а также оползней, чем выше уступ, тем больше зона падения или скольжения. Там, где высокольдистые отложения находятся практически на уровне моря, скорость отступления может быть очень быстрой, например, на древних аласах. Jones *et al.* (2009) продемонстрировал 25-метровое отступление с 16 июля 2007 года по 20 июля 2008 года в отсутствие шторма вдоль побережья Аляски. На Рис. 11.32 показаны этапы отступления берега, подвергнутого термоабразии, с малольдистыми отложениями на уровне прилива, перекрытого как мощными ледяными жилами типа «едомы», так и многолетнемерзлыми льдистыми породами.

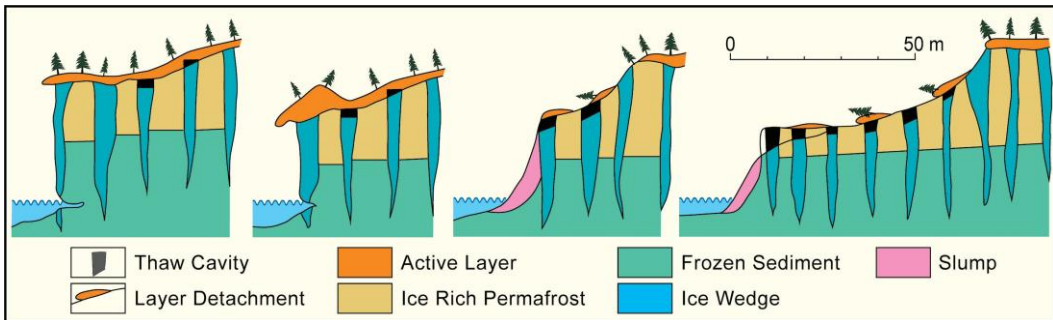


Рис. 11.32. Эволюция берега с льдистыми мёрзлыми породами, подвергающегося термоабразии (Czudek и Demek, 1970, Рис. 3, р. 106, с изменениями): талая полость (thaw cavity), срыв слоя (layer detachment), активный слой (active layer), высокольдистые мёрзлые породы (ice rich permafrost), мёрзлые отложения (frozen sediment), ледяные жилы (ice wedge), оплывина (slump)

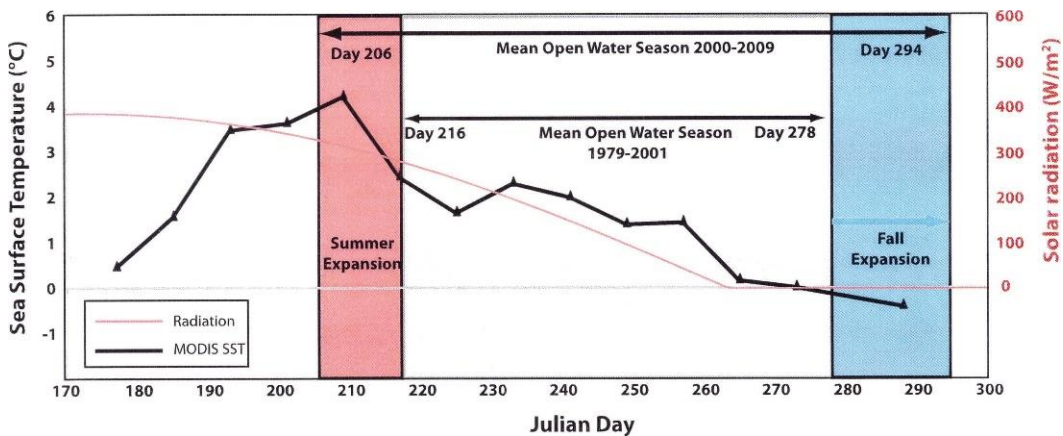


Рис. 11.33. Средняя температура поверхности моря (sea surface temperature) (2000–2009 гг.) в зависимости от дня года (черная линия), а также солнечной радиации (solar radiation) и изменения продолжительности среднего сезона открытой воды (mean open water season) (по Overeem *et al.*, 2011, Рис. 4): летнее расширение (summer expansion), осеннее расширение (fall expansion)

11.7.4. Морские условия

Морские условия имеют решающее значение. На рисунке 11.33 показан пример средней температуры поверхности моря в период с 2000 по 2009 год на побережье моря Бофорта на Аляске (Overeem *et al.*, 2011). Начиная с 2000 года, площадь открытой воды каждое лето увеличивалась, как и продолжительность

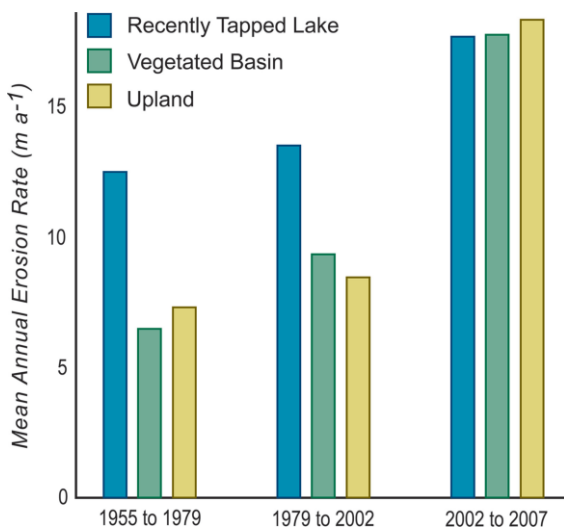


Рис. 11.34. Ежегодные скорости абразии для трех отдельных береговых линий вдоль побережья Аляски Бофорта (Jones *et al.*, 2009, Рис. 3, с изменениями): недавно образовавшееся озеро (recently tapped lake), область, покрытая растительностью (vegetated basin), возвышенность (upland). Обратите внимание на примерно равное изменение скорости термоэрозии (mean annual erosion rate) после 2002 года

сезона открытой воды. Это привело к большей интенсивности волнения, которое значительно увеличило скорость абразии (Рис. 11.34). Различные типы береговых линий теперь имеют примерно одинаковые темпы абразии, и береговые линии выпрямляются (Jones *et al.*, 2009).

Высота и направление волн вместе с уклоном морского дна влияют на величину абразии. Уровень моря вдоль арктических побережий также со временем меняется из-за изостатических и эвстатических движений, а также изменения уровней моря из-за таяния ледников и изменения объема океанических бассейнов. Существует также значительное изменение уровня моря из-за локализованного тектонического воздействия, например, разломы, возникающие на дне моря Лаптевых, что приводит к развитию горстов и грабенов (Рис. 1.30) и затоплению канадских арктических островов.

11.7.5. Осадконакопление

Иногда происходит локальная аградация — наступание берега, за счёт накопления отложений. Дельта Лены и Маккензи являются очевидными примерами, хотя внешние границы этих дельт подвергаются абразии. Абразионный осадок повторно осаждается на шельфе (Арэ и др., 1999), образуя мелководья в морях Бофорта и Лаптевых, в то время как более грубый материал откладывается на пляжах и в прибрежных барах, где позволяют волновая активность и течения. Dallimore *et al.* (1996) обнаружили, что динамика осадочных отложений (1947–1985 гг.) для северного острова Ричардс в море Бофорта показывает почти равновесие между размывом и осаднением, с учётом подземных льдов и термоабразии.

11.8. ПРОЦЕССЫ, ВОВЛЕЧЕННЫЕ В ТЕРМОАБРАЗИЮ ЛЬДИСТЫХ АРКТИЧЕСКИХ ПРИБРЕЖНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На береговой линии (например, Григорьев, 1996) происходят те же три процесса разрушения, которые влияют на берега рек (**ретрогрессивные оплывины при оттаивании** (*retrogressive thaw slumps*), **срывы и сплывы активного слоя** (*active layer detachment failures and slides*) и **оползны** (*landslides*)). Однако изменения уровня воды с приливами и отступление береговой линии изменяют результаты. Термоабразия особенно ярко выражена там, где на берегу имеются мощные залежи пластовых и других подземных льдов. Вдоль северо-западного побережья Юкона подвергается воздействию 10–15 м льдистых пылеватых отложений, содержащих до 60–70 % сегрегационного льда по объёму под активным слоем глубиной 2 м (Mackay, 1966, Harry *et al.*, 1985, Pollard, 1998). На берегу выходит толща повторно-жильных льдов, находящихся в относительно малоледистых отложениях, возможно, мощностью более 40 м (Lantuit *et al.*, 2012b). Вечная мерзлота местами превышает 600 м по мощности (Smith & Burgess, 2000). «Кинг-Пойнт» является частью морены, образовавшейся в течение останков или повторной фазы Сабини (18–22 тыс. лет назад) Лаврентийского ледяного щита. Результатом является береговая линия, отмеченная **ретрогрессивными оплывинами при оттаивании** (Рис. 11.35).



Рис. 11.35. Ретрогрессивные оплывины при оттаивании на северо-западном побережье Юкона. Обратите внимание на ледяные жилы в отложениях, расположенных сверху, над пластовым льдом, образующим нижнюю часть уступов, и наклонные поверхности более древних ретрогрессивных оплывин. © J.-S. Vincent

Арэ и др. (2005) описали случай, когда омоложение ретрогрессивных оплывин при оттаивании было отмечено наличием **термотеррас** (*thermo-terraces*) (древних оснований оплывин), возвышающихся над новыми, молодыми оплывинами. Проецируя наклонную поверхность термотеррасы к побережью, они смогли показать, что террасы образовались, когда береговая линия находилась дальше

от моря. Средние скорости отступления выступающей части близлежащего острова Гершель составляют 9,6 м/год по сравнению с скоростями берегового отступления 0,6 м/год (Lantuit & Pollard, 2005). 15–20 м льда или сильнольדיстых отложений обнажаются в передовой части ретрогрессивного уступа, поэтому стенка быстро отступает. Внешняя кромка, образовавшаяся с помощью осаждающегося материала, подвергается абразии, и абразия обнажает новый ледяной обрыв, и процесс начинается снова, оставляя более ранний осадок в качестве термотеррасы (Рис. 8.35, 8.36 и 11.35). Радиоуглеродные датировки указывают на то, что в Кинг-Пойнте этот цикл была активен до 1940 года, а другие на острове Гершель насчитывали 223–305 лет. В одном месте на острове было обнаружено до трех термотеррас, древнейшие из которых относятся к 550–660 годам, хотя эти даты основаны на датировании AMS. Результатом является интенсивная блоковая термоабразия, заключающаяся в скольжении центров рассечённых мёрзлых полигонов в море (Рис. 11.37). Хог и Поллард (Hogue and Pollard, 2007) обсуждают напряжения, приводящие к различным типам оползней, найденных вдоль арктических берегов на Юконе. Относительно редкое зрелище — это **спływ активного слоя (active layer detachment slide)** на побережье (Рис. 11.38). Они происходят там, где присутствует значительная концентрация влаги в активном слое в течение весенне-летней оттепели, вместе с достаточным уклоном в сторону обрыва. Эти условия обычно обнаруживаются там, где узкая долина усекается прибрежным отступанием и приводит к тому, что верхний слой долины скользит, или течёт к пляжу.

Эрозия обрыва в отложениях с меньшим количеством льда обычно инициируется вырезанием **волноприбойной ниши или клина (wave-cut notch or wedge)**, подрывающей вышележащий уступ (Рис. 11.36). В конце концов, напряжения, создаваемые нависающей породой, превышают её прочность на разрыв, и масса рухнет в море (Hogue & Pollard, 2007). В качестве альтернативы, если отложения имеют трещины, параллельные берегу, разрушение может быть результатом воздействия этой ослабленной плоскости. Модификация этого процесса возникает там, где большие ледяные полигоны делят отложения на блоки.



Рис. 11.36. Вырезанная волнами ниша на берегу моря Лаптевых. Обратите внимание на ледяную жилу и рухнувший блок. © Benjamin M. Jones

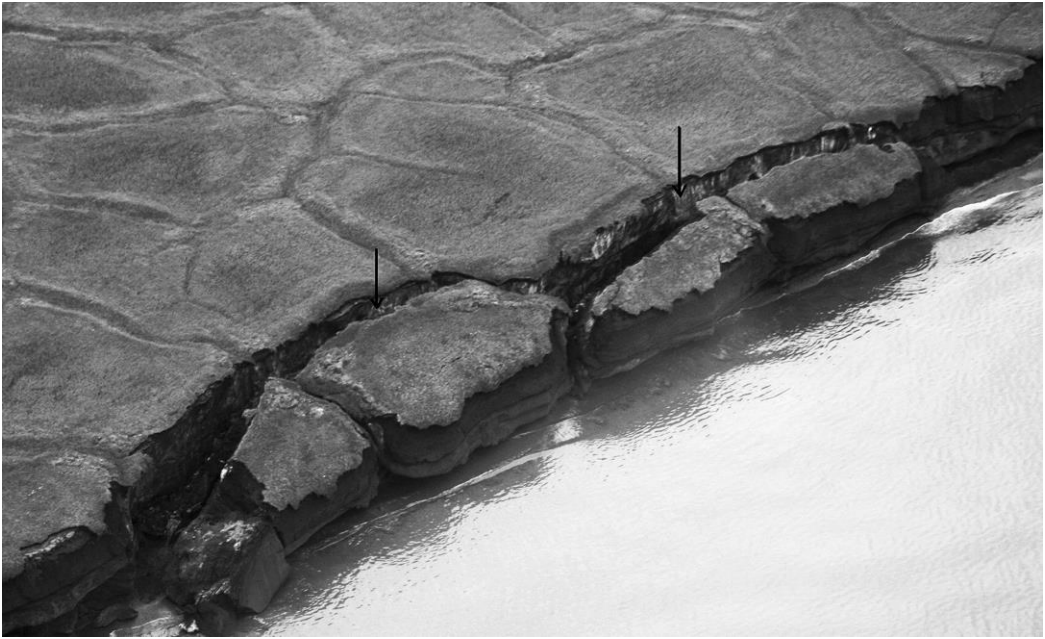


Рис. 11.37. Блоковая абразия в результате разрушения полигонов вдоль ледяных жил (Hoque and Pollard, 2007, Рис. 1)



Рис. 11.38. Сплыв активного слоя (**active layer detachment slide**). Обратите внимание на пластовый лёд, образующий выступ, и вырезанную волноприбойную (абразивную) нишу на уровне воды



Рис. 11.39. Результат термоабразии вдоль северо-восточного побережья Аляски (USGS). Обратите внимание на лёд вдоль пляжа, состоящий из остатков ледяных гряд. Они защищают берег в начале лета

11.9. ЗНАЧЕНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЭРОЗИИ И АБРАЗИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Берега, образующиеся в многолетнемерзлых отложениях, представляют собой одни из самых негостеприимных берегов в мире. Скорость отступления очень высока, и любые искусственные сооружения вблизи берега, например, нефтяные скважины, здания и другие инженерные сооружения, как правило, обречены на разрушение (Рис. 11.39). Существует также проблема ледяных гряд и усиленной эрозии вдоль низменных берегов, что затрудняет освоение этих участков. Недавние исследования направлены на изучение возможности использования горных пород и отсыпок с искусственными материалами для уменьшения эрозии (Artières *et al.*, 2010), и результаты выглядят многообещающими для защиты причалов и доков.

Предметный указатель

- аапа — болото (aapa moore): 267
альтипланация (altiplanation): 278, 288
аградация вечной мерзлоты (permafrost aggradation): 170, 242
адвекция (advection): 26
азональные почвы (azonal soils): 160
айфеи (aufeis): 188, 203, 204
активные оплывины (active slumps): 305
активный слой, или слой сезонного оттаивания, или сезонно-талый слой (active layer) ξ : 18, 20, 22, 28, 32, 71, 80, 117, 138, 140, 149, 168, 275, 288, 299, 300, 301, 305, 371, 374, 382, 396, 397, 410, 416, 425, 427, 428, 429
алас (alas): 41, 44, 129, 220, 276, 296, 317, 366, 409, 411
альбедо (albedo): 101
альтипланационные террасы (altiplanation terraces): 278, 288
альтитермальный / гипситермальный / мегатермальный (Altitheimal/Hypsithermal/Megathermal) теплый период: 391
анастомозирующая структура (anastomosing pattern): 396
антисингенетическая жила (anti-syngenetic wedge): 171
аридосоли (aridosols): 41
арктические грязевые фурункулы (arctic cryogenic mudboils), или пятна-медальоны: 369
Атлантический оптимум (Holocene, или Atlantic optimum): 83
базальный снег (basal snow): 307
бахада или баяда (bahada or bajada): 286
бимодальные потоки (bi-modal flows): 302
бисерные потоки, или четковидные русла (beaded streams): 403
бисерный дренаж (beaded drainage): 416
блоковые, или глыбовые поля (block fields): 321, 322, 346, 350
блоковый склон, каменная осыпь или осыпной склон (block slope, scree or talus slope): 321
блокстрим (Blokströme): 346
бугры лучения (frost blisters): 126, 231, 395
булгуннях (bulgannyakh): 220, 411
былар (bilar): 410
быстрый снежный крип (rapid snow creep): 330
вертикальный градиент (lapse rate): 63, 121
верховые пожары (crown fires): 132
вечная мерзлота (permafrost): 17, 18, 20, 21, 22, 24, 28, 32, 52, 53, 56, 57, 70, 71, 73, 95, 107, 108, 109, 118, 119, 126, 133, 134, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 144, 147, 148, 153, 155, 159, 162, 166, 170, 172, 189, 207, 225, 227, 238, 242, 249, 252, 254, 259, 267, 275, 285, 301, 321, 323, 329, 342, 370, 374, 380, 381, 389, 390, 396, 397, 411, 425
вечная мерзлота плато (plateau permafrost): 141, 144
вечномерзлые породы (permafrost soils или grounds): 17
Висконсинское (Wisconsin) оледенение: 40, 258
влажность (W) (liquid moisture content): 27, 28, 33, 39, 50, 73, 79, 89, 108, 124, 126, 131, 142, 155, 172, 271, 293, 295, 315, 319, 371, 397, 412
влажные лавины (wet avalanches): 311
внедрение (load-casting): 80, 84, 85
водные траки (water tracks): 126, 397
волноприбойная ниша или клин (wave-cut notch or wedge): 428
восходящая инъекция (upward injection): 81, 84
вращающиеся оползни (rotational slides): 297
временно-мерзлые породы (temporarily frozen soils): 137
вторичная жила (secondary wedge): 167, 400
вторичные жилы (secondary wedges): 167
входящее солнечное излучение (incoming solar radiation): 27
выпучивание (up-heaving или frost jacking): 86
высота (elevation): 42, 118, 119, 148, 149, 227, 296, 323, 340, 352, 420, 423, 424
высота распространения альпийской холодной пустыни (height of cold desert soil): 119
высотный градиент (lapse rate): 63, 121
габионы (gabions): 330
газогидраты или газовые гидраты (gas hydrates): 53
галоклин (galocline): 97
гексагональный (hexagonal): 78
гелисоли (gelisols): 39
гелифлюкция (gelifluction): 161, 275, 277, 278, 330
гелифлюкционные покровы (gelifluction sheets): 278
геологические опасности (geohazards): 159
геотермальный тепловой поток (geothermal heat flow): 27, 100
геотермический градиент (geothermal gradient): 27, 69, 115
гигроскопичный (hygroscopic): 59, 64
гидравлические пинго (hydraulic pingos): 142
восточно-гренландские пинго (East Greenland type pingos): 224
гидролакколит (hydrolaccolite): 220, 222
гипситермальный /альтитермальный теплый климат (Hypsithermal/Altitheimal warm climate): 216
глобальное изменение климата (global climate change): 105
глубина нулевых годовых амплитуд (depth of zero amplitude): 31, 32, 68
глубина сезонного оттаивания (the depth of the seasonal thawing): 117

- глыбовая, или грубая блочная осыпь (coarse blocky talus): 327, 328
 голецовые террасы (goletz terraces): 288
 горная вечная мерзлота (mountain permafrost): 141, 144
 гравитационная влага (gravitational water): 59
 гравитационные процессы (gravity processes): 80
 градиент температуры в промерзающей зоне («кайме») грунта (temperature gradient across the frozen fringe): 80
 грейдинг (grading): 79, 422
 грунтовые вены (ground veins): 184
 грунтовые жилы (soil wedges): 172, 184
 гряды ледяного напора (ice-push ridges): 422, 424
 грязевой поток (mudflow): 289, 290, 294, 302
 грязевые кочки (mud hummocks): 370
 грязевые фурункулы, или пятна-медальоны (mudboils): 368, 369
 движущийся камень (sailing stone): 286
 двухслойная осыпь-снежная лавина (two-layer talus/snow avalanche): 330
 делли (delli): 279
 десертция (deserption): 271
 дефлюкция (defluction): 271
 диапировые подушки (diapiar pillows): 81
 дилатационное растрескивание (dilation cracking): 79
 дилатация (dilation): 79, 92, 371
 динамические курумы (dynamic block streams): 349
 докритические полости (subcritical cavities): 395
 долины (dolines): 95
 друза (druza): 72
 дюеда (dujoda): 410
 едома (yedoma): 174, 188, 189, 197, 392
 жилы (wedges): 37, 77, 81, 86, 166, 167, 170, 172, 184, 390, 391, 397
 задержка таяния снега (delay of snow melt): 115
 закон разрушения Росина (Rosin's Law of Crushing): 92
 закон Стефана-Больцмана (Stefan-Boltzmann law): 101
 закрытая котловина (closed depression): 95
 закрытые талики (closed taliks): 140
 залежеобразующие льды (massive ice): 150, 187, 195, 203, 301, 305, 390
 запаздывающие курумы (lag block streams): 347, 349
 засоленные породы (saline soils): 41
 засоленность (salt content): 41
 заструги (sastrugi): 421
 захороненные снежники и ледниковый лед (buried snow patches and glacier ice): 35
 защитный слой (shield layer): 21
 земляные капли (drop-soils): 84
 земляные карманы (pocket soils): 84
 земляные кочки (earth hummocks): 162, 253
 зона выбега (run-out zone): 309, 328
 зональность (zonation): 139, 156
 зональные почвы (zonal soils): 160
 зубы дракона (dragons teeth): 297
 игольчатый лёд (needle ice): 64, 72, 272
 изморозь (soft rime): 72
 изотермический (isothermal): 62
 изотермы (isotherms): 119
 инверсия (inversion): 120, 121, 122
 инволюции (involutions): 80
 индекс континентальности (continentality index): 33
 индекс Нельсона (Nelson frost number): 108
 индекс оттаивания (thaw index): 107, 108, 133, 166, 225, 238, 252, 259, 267, 321, 342, 370, 380
 индекс промерзания (freezing index): 32, 107, 108, 133, 166, 225, 238, 252, 259, 267, 321, 342, 370, 380
 инсоляция (insolation): 116, 123
 интрузивный (инъекционный) лед (intrusive ice): 193
 инъекционный лёд (injection ice): 35, 196, 227
 йордтува (jordtuva): 256
 каменные террасы или уступы (stone-banked terraces or lobes): 282
 каменная мантия (rock glacier mantle): 334
 каменное течение (stone run): 346
 каменные глетчеры (rock glaciers): 38, 127, 151, 161, 332, 333, 342
 каменные земляные круги (stony earth circles): 373
 каменные острова (stone islands): 385
 каменные поля (block fields): 321, 322, 346, 350
 каменные потоки, или курумы (block streams): 161, 278, 345, 346, 347, 349
 каменные склоны (block slopes): 161, 324
 каменные тесселлоны (rock tessellons): 55, 182, 391
 каменные ямы (stone pits): 385
 каменный поток (rock stream): 346
 каммеи (kammeis): 72
 Каргинский интерстадиал (Karginsky Interstadial): 191
 карры (karren): 94
 карст без выраженных поверхностных вод (holokarst): 95
 карст с поверхностными водами (fluviokarst): 95
 карстовые воронки (dolines): 95
 картирование многолетнемерзлых пород (permafrost mapping): 142
 касты (casts): 37, 55, 81, 86, 166, 374, 391
 касты по ледяным глыбам (ice-block casts): 391
 кататические ветра (katabatic winds): 386
 климатический оптимум голоцена (Holocene Climate Optimum): 391
 ключевые участки (key sites): 142
 конвективный тепловой поток (sensible heat flux, H): 106, 110
 конвекция (convection): 26, 82
 кондукция (conduction): 26
 константа Стефана-Больцмана (Stefan-Boltzmann constant): 101
 континентальное засоление (continental salinization): 41
 континентальные пальсы (continental palsas): 238, 239
 коротковолновое излучение (short-wave radiation): 100
 коэффициент криогенного выветривания (cryogenic weathering index): 90
 кратковременно-мёрзлых грунтах (diurnally frozen grounds): 368
 кремниевая почва (silcrete): 39
 криогенная миграция, или криогенное всасывание, или криосакция (cryosuction): 61, 187, 221, 222
 криогенная структура (cryostructure): 76
 криогенная текстура (cryotexture): 76

- криогенное выветривание (cryogenic weathering): 75, 90, 314
- криогенные динамические курумы (cryogenic dynamic block streams): 349
- криогенные запаздывающие курумы (cryogenic lag block streams): 349
- криогенные курумы (cryogenic block streams): 346
- криогенные несортированные круги (cryogenic nonsorted circles): 368
- криогенные сортированные круги (cryogenic sorted circles): 381
- криогенные земляные кочки (cryogenic earth hummocks): 253
- криогенный крип (cryogenic creep): 271, 272, 351
- криогенный сортированный структурный грунт (cryogenic sorted patterned ground): 381
- криогенный структурный грунт (cryogenic patterned ground): 361
- криодесикация (cryodesiccation): 242
- криолитозона (cryolithozone): 18, 24, 57, 137
- криолитозона (временная, сезонная и многолетняя) — cryolithozone (temporal, seasonal and perennial): 137
- криопедолит (cryopedolith): 189
- криопланационные террасы (cryoplanation terraces): 288
- криопланация (cryoplanation): 288
- криопэги (cryopegs): 22, 41, 56
- криосоли (cryosols): 39
- криостатическое давление (cryostatic pressures): 81
- криостратиграфия (cryostratigraphy): 76
- криоструктура (cryostructure): 76
- криосфера (cryosphere): 24
- криотекстура (cryotexture): 76
- криотический (cryotic): 20, 306
- криотурбация (cryoturbation): 79, 80
- криотурбирован (cryoturbated): 39
- криофациальный анализ (cryofacial analysis): 76
- криофация (cryofacies): 76
- крип (creep): 271, 272, 275, 281, 294, 330, 351
- крип за счёт игольчатого льда (needle ice creep): 272
- критическая глубина озера (critical depth of lake): 131
- кровля мерзлоты (permafrost table): 21, 22, 32, 109, 172, 301
- круги-пробки (plug circles): 368
- ксерические (устойчивые к высыханию) несортированные круги (xeric nonsorted circles): 375, 376
- курумы (kurums): 29, 161, 314, 346
- ледники (glaciers): 18, 38, 81, 115, 127, 134, 151, 161, 332, 333, 342
- ледниковая трава (glacial grass): 72
- ледовый комплекс (Ice Complex): 174, 197, 409, 412
- ледяная жила (ice-wedge): 37, 81, 86, 166, 167, 170, 172, 391
- ледяная каша (mushfrost): 72
- ледяная пещера (ice cave): 107, 119, 138, 162, 206
- ледяной тесселон (ice tesselon): 167
- ледяные заторы (ice jams): 417
- ледяные зерновые потоки (frost-coated grain flows): 331
- ледяные линзы, или шлиры (ice lenses): 75
- ледяные оплывины (ice slumps): 302
- ледяные тела (ground ice bodies): 390
- лепестковые каменные глетчеры (lobate rock glaciers): 332
- лептосоли (leptosols): 39
- лесная сдвижка (tree offset): 109
- линия леса (treeline): 119
- литальсовые плато (lithalsa plateaus): 244
- литальсы (lithalsas): 43, 234, 236, 243, 394, 403
- логгеры данных (data loggers): 26
- ложные талики (blind или false taliks): 21
- лопаточный каменный глетчер (spatulate rock glacier): 332
- льдиность (ice content): 150, 153, 221, 390
- льдонасыщенные многолетнемерзлые породы (ice-rich permafrost): 153, 389
- Малый Ледниковый период (Little Ice Age, LIA): 136
- медленные потоки (slow flows): 271
- мёртвый лед (stagnant ice): 192
- микроразрушение (microfracturing): 91
- микрорайоны или ландшафты (micro-landscapes or landscapes): 142
- микросреда (microenvironment): 403, 413
- минеральная почва (mineral soil): 109, 126, 166
- многолетние бугры пучения (perennial frost blisters): 231
- многослойная вечная мерзлота (layered or multilayered permafrost): 139
- многоярусные эпигенетические / сингенетические ледяные жилы или полигенетические ледяные жилы (multistage epigenetic/syngenetic ice-wedges, or polygenetic ice-wedges): 170
- моллизоли (mollisols): 41
- морозное измельчение (frost comminution): 11, 89, 91
- морозное пучение (frost heave): 63, 416
- морозные фурункулы, или пятна-медальоны (frost boils): 37, 81, 204, 368, 370, 379
- морозный крип (frost creep): 272, 275
- морозобойное растрескивание (frost cracking): 163
- морозобойные трещины (frost cracks): 77, 184
- морские пальсы (maritime palsas): 238, 239
- морской тип засоления (marine type salinization): 44
- моховый слой (moss layer): 109
- надмерзлотные, внутримерзлотные и подмерзлотные (supra-permafrost, intra-permafrost, and sub-permafrost) воды (waters): 126, 288
- наземные пожары (ground fires): 132
- наледи (naleds): 188, 203
- наледные бугры (icing blisters): 232
- напочвенные растительные покровы (vegetation covers): 28
- неактивные каменные глетчеры (inactive rock glaciers): 342
- немёрзлые породы (unfrozen soils): 139
- несливающаяся мерзлота (non-confluent permafrost): 24, 139
- несортированные каменные кольца (non-sorted circles): 37, 83
- несортированные круги в морских климатических условиях (nonsorted circles in maritime climates): 377
- нижнее (lowest) и верхнее (highest) положение снеговой линии (snowline): 119, 172

- нижний высотный предел распространения вечной мерзлоты (the lower altitudinal limit of permafrost): 118, 118
нунатаки (nunataks): 120, 322
обвал (rockfall): 294, 298
обломочные потоки (сели) (debris flows): 161, 288, 311
обломочный поток (rubble stream): 346
образование пылеватых частиц (production of silt particles): 38
общее содержание органического углерода (total organic content, TOC): 45
овражные лавины (gully avalanches): 308
оплывина (slump): 187, 291, 298, 299, 301, 302, 305, 389, 397, 416, 417, 425, 427
органический слой, или торф (organic layer, peat): 109
ориентированные озера (oriented lakes): 407
ортогональный (orthogonal): 79
осадка (subsidence): 23, 36, 371, 410
осмотическая влага (osmotic water): 59
остаточные снежники (residual snow banks): 95
осыпной вал (protalus rampart): 324
осыпь (talus): 321, 324, 325, 327, 328, 329, 330
отепляющий эффект снежного покрова (warming effect of the snow cover): 30
отступление ледников (deglaciation): 242
оттаивающая кайма (thawing fringe): 21, 221, 251
палео-индикаторы (paleo-indicators): 40
пальсы (palsas): 47, 132, 162, 234, 237, 238, 239, 240, 241, 249, 250, 402, 403
парниковый эффект (greenhouse effect): 105
пашущие валуны (ploughing blocks): 283, 286
педон (pedon): 39
первичная жила (primary wedge): 167
первично-грунтовые жилы (original ground wedges): 166
первичное пучение (primary heaving): 74
первичные песчаные жилы (primary sandy wedges): 166
переизлучение (reradiation): 122
перелеток (pereletok): 24, 137
переохлаждение (super cooling): 62
переуплотненный грунт (over-compacted soil): 36
переходный слой (transient layer): 21, 139, 393
перигляциальные условия (periglacial environments): 288
песчаные тесселлоны (sand tessellons): 179
пинго (pingo): 43, 44, 64, 126, 142, 162, 219, 221, 223, 224, 228, 391, 401
пинго плато (pingo plateaus): 64, 228
пипкрак (pipkrake): 72, 272
плавающие пальсы (floating palsas): 237, 249, 250
плейсовое озеро (playa lake): 43, 229
пластовые льды (massive ice): 150, 187, 195, 203, 301, 305, 390
плато-пальсы (plateau palsas): 239, 240, 403
плотная корка (duricrust): 39
поверхностный поток (skin flow): 300
поворачивание (upturning): 87, 88
повторно-жилые льды (repeated ice-wedges): 166, 170
поглощенная солнечная радиация (net solar radiation, Rn): 103, 125
погребенные пинговые шрамы (buried pingo scars): 391
погребенный ледниковый лед (buried glacier ice): 192
подводные части торосов (keels): 421
подземный лед (ground ice): 151, 390, 397
подошва вечной мерзлоты (permafrost base): 21, 32, 227
покровные пальсы (shield palsas), или плато-пальсы, plateau palsas: 239
полигонально-валиковый рельеф (polygonal bead relief): 168
политермальный ледник (polythermal glacier): 134, 135
полуоткрытые трещины (semi-open joints): 95
попыньи (polynias): 421
потенциальное излучение (potential radiation): 100, 125
потеря массы при прокаливании (loss of ignition, LOI): 45
предгорный каменный глетчер (piedmont rock glacier): 332
прерывистая вечная мерзлота (discontinuous permafrost): 73, 107, 108, 133, 138, 139, 140, 166, 189, 225, 238, 252, 259, 267, 321, 323, 342, 370, 380
приходящий поток влаги (water intake flux): 80
пробковое течение (plug flow): 80, 81, 83, 275, 279, 282
прогнозные карты (forecasting maps): 143
пудровые лавины (powdery avalanches): 309
пуны (pounas): 256
лучинистость (frost susceptibility): 79, 81
пучиномеры (heave-meters): 74
разрушение коллоидами (colloid plucking): 90, 92
разрушение при гидратации (hydration shattering): 90, 92
районирование опасности (hazard zonation): 156
распределенное температурное зондирование (distributed temperature sensing): 26
рассоление (desalination): 41
рафтинг (rafting): 416, 424
реакция дерева (reaction wood): 259
режелация (regelation): 88, 193
реликтовая вечная мерзлота (relict permafrost): 139
реликтовые курумы (relict block streams): 349
ретрогрессивный оползень-поток при оттаивании (retrogressive thaw flow slide): 301
ретрогрессивные оплывины при оттаивании (retrogressive thaw slumps): 187, 291, 299, 301, 389, 397, 416, 427
ротационные оплывины (rotational slumps): 417
саморазвивающийся термокарст (self-developing thermokarst): 398
Сартанское оледенение (Sartan Glaciation): 191
сверхкритические полости (supercritical cavities): 395
сдвигка горизонта А (A horizon offset): 109
сдвигка за счет инфильтрации атмосферных осадков (infiltration of atmospheric precipitation offset): 117, 128
сдвигка кустарника (shrub offset): 110
сдвигка минеральных отложений (mineral soil offset): 109, 126

- сдвигка напочвенных покровов (ground vegetation offset): 110
- сдвигка органических отложений (organic layer offset): 109
- сдвигка снежного покрова (snow pack offset): 109
- сдвигка экспозиции и угла наклона (exposure and slope thermal offsets): 110
- сегрегационный лёд (segregated ice): 35, 169, 234
- сегрегационный потенциал (segregation potential): 80
- сезонно-мерзлые породы (seasonally frozen soils): 137
- сезонно-талый слой (seasonally thawed layer): 21
- сезонные морозные бугры пучения (seasonal frost blisters): 126
- сезонные морозобойные трещины (seasonal frost cracks): 184
- сезонные бугры пучения (seasonal frost mounds): 142, 231
- сети (nets): 384, 391
- сингенетические (syngenetic): 41, 76, 165, 170, 171
- система грунтовых полигонов (система полигональных песчаных жильных форм, или тесселляций) (tessellations): 37
- сквозные талики (through taliks): 21, 140, 411
- скольжение глыб на льдистом основании (sliding of blocks on an ice crust): 330
- скольжение покрытых ледяной коркой обломков пород (sliding of ice-coated rocks): 330
- сливающаяся мерзлота (confluent permafrost): 24, 139
- сложный каменный глетчер (complex rock glaciers): 333
- слоистая вечная мерзлота (layered permafrost): 24, 139
- слой, или глубина нулевых (или минимальных) годовых амплитуд (depth of zero amplitude): 31, 32, 68
- слякотные лавины (slush avalanches): 288, 299, 306, 310
- смешанная осыпь, или осыпь, содержащая значительные количества более тонкого материала (talus containing significant amounts of finer material): 327
- снеговая линия (snowline): 119
- снежный пак, или наст (snow pack): 109, 306
- снежный покров (snow cover): 30, 109
- содержание льда (Wi) (ice content): 150, 153, 221, 390
- солифлюкция (solifluction): 81, 161, 277, 294
- солонцовые почвы (solonchaks): 40
- солончаки (solonchaks): 41, 42
- сортированные или несортированные структурные грунты (sorted or nonsorted patterned grounds): 322
- сортированные кольца (sorted circles): 37, 83, 88, 368, 375, 376, 377, 381
- сортированные полосы (sorted stripes): 315, 384
- сортированные структурные грунты (sorted patterned grounds): 322
- сплошная, или непрерывная вечная мерзлота (continuous permafrost): 24, 73, 107, 108, 133, 138, 139, 140, 166, 189, 225, 238, 252, 259, 267, 321, 323, 342, 370, 380
- спорадическая вечная мерзлота (sporadic permafrost): 24, 133, 138, 139, 225, 238, 252, 259, 267, 321, 323, 342, 370, 380
- среднегодовая изотерма (mean annual isotherm): 107, 108, 133, 166, 225, 238, 252, 259, 267, 321, 342, 370, 380
- среднегодовая температура воздуха (mean annual air temperature, МААТ): 69, 107
- среднегодовая температура горных пород (mean annual ground temperature, МАГТ): 107, 172
- среднегодовая температура поверхности горных пород (mean annual ground surface temperature, МАГСТ): 69
- средний годовой индекс промерзания (mean annual freezing index): 32
- средний годовой индекс оттаивания (mean annual thawing index): 32
- средняя мощность зимнего снежного покрова (mean winter snow depth): 116
- срывы и сплывы активного слоя (active layer detachment failures and slides): 288, 300, 416, 427
- стабилизирующиеся и стабильные оплывины (stabilizing and stable slumps): 305
- стамуха (stamukha): 421
- стартовая зона (starting zone): 309
- сток холодного воздуха (cold air drainage): 121, 122
- структурные грунты (patterned grounds): 80, 322
- ступени (steps): 384, 386
- сублимировать (sublime): 63
- сухая долина (dry valley): 95
- сухие зерновые потоки (dry grain flows): 331
- тайга (taiga): 254
- талики (talik): 21, 22, 24, 57, 71, 94, 140, 144, 148, 206, 397, 411
- талвег (thalweg): 294, 324
- таффони (taffoni): 319
- температура кровли вечной мерзлоты (permafrost table temperature): 109
- температура на подошве снежного покрова (bottom snow temperature, BTS): 107
- температура поверхности снега (snow surface temperature): 109
- температурная сдвигка (thermal offset): 47, 107, 108, 110
- теория конвекции (convection theory): 82
- теория морозного выталкивания (frost-push theory): 87
- тепловой баланс на поверхности Земли (heat balance equation on the Earth surface): 106
- тепловой поток в недра (ground heat flux, G): 106
- тепловой поток, связанный с фазовыми переходами (latent heat, LE): 106
- теплоизоляция (isolation): 115
- теплопроводность (thermal conductivity): 398
- теплые или умеренные ледники (warm-based or temperate glaciers): 134
- термисторы (thermistors): 26
- термическая эрозия или термоэрозия (thermal erosion or thermo-erosion): 389
- термический диод (thermal diode): 28
- термогенный крип (thermal creep): 272
- термокарст (thermocarst): 44, 55, 162, 183, 389, 391, 397, 398, 399, 415
- термокарстовые ямы (thermocarst pits): 399

- термокарстовые, или таберальные отложения (thermokarst deposits): 44
термоклин (thermocline): 97
термопары (thermocouples): 26
термотеррасы (thermo-terraces): 427
термоцирки (thermocirques): 302
термоэрозия (thermo-erosion): 389, 396
тесселлон (tessellon): 55, 77, 165, 166, 167, 179, 182, 391
тефра (tephra): 260
техногенный каменный глетчер (tecnogenic rock glacier): 333
тормозящие валуны (braking blocks): 283
торосы (ice ridges): 421
торфяные бугры (peat mounds): 127
торфяные плато (peat plateaus): 47, 132, 248, 250, 252
торфяные плато, плавающие и закреплённые (floating and anchored peat plateaus): 252
торы (tors): 26, 40, 94, 288
транспирация (transpiration): 106
третичный реголит (Tertiary regolith): 358
трещины высыхания (desiccation cracks): 186
три условия для развития термокарста (three conditions for the development of thermokarst): 391
тундровые грязевые потоки (tundra mudflows): 302
туфуры (thufurs): 219, 253, 254, 260
тымпы (timp): 411
фа́ции (facies): 76
фельзенмеер (felsenmeer): 314, 321
фенология разнотравья (phenology of forbs): 116
физическое выветривание (mechanical weathering): 89, 90
формула Стефана (Stephan formula): 32
формы рельефа (landforms): 79
фрагипаны (fragipans): 39, 40, 396
фрагисоли (fragisols): 39, 40
фронтоны (pediments): 286
хаммоки (hummocks): 82, 162, 253, 256, 263, 370
хасырей (hasyreï): 220
хвостохранилища (mine tailings): 29
химическое выветривание (chemical weathering): 90, 92
циклические пылеватые кочки (silt-cycling hummocks): 263
чувствительность вечной мерзлоты к изменению климата (sensitivity of permafrost to climate change): 155
шарово-подушечные структуры (ball-and pillow structures): 84
шимобашира (shimobashira): 72
шнурковые болота (string bogs): 162, 256, 266, 267
шрамы литальс (lithalsa scars): 403
шрамы пальс (palsa scars): 402
шрамы пинго (pingo scars): 391, 401
эквифинальность (equifinality): 161, 346
экзотермический (exothermic): 68
эпигенетический (epigenetic): 41, 76, 170
эпигенетические жилы (epigenetic wedges): 170
эфиламенте (eisfilamente): 72
эффeкт Балча (Balch effect): 29, 328
эффeкт дымохода (chimney effect): 29
эффeкт нулевой завесы (zero curtain effect): 31, 62
эффeктивная радиационная температура (effective radiating temperature): 105
южная граница (southern border): 24
явления горного льда (rock-ice features): 151
языковые каменные глетчеры (tongue-shaped rock glaciers): 332

**Харрис Стюарт Артур
Брушков Анатолий Викторович
Чэн Годун**

ГЕОКРИОЛОГИЯ

Характеристики и использование вечной мерзлоты

Том I

Под редакцией А. В. Брушкова

Перевод В. А. Сантаевой и А. В. Брушкова

Ответственный редактор *С. Краснова*
Верстальщик *С. Лобанова*

Издательство «Директ-Медиа»
117342, Москва, ул. Обручева, 34/63, стр. 1
Тел/факс + 7 (495) 334–72–11
E-mail: manager@directmedia.ru
www.biblioclub.ru
www.directmedia.ru