



*75-летию кафедры криолитологии и гляциологии
географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова посвящается*

Ю.Б. Баду

КРИОЛИТОГЕНЕЗ

**Признаки и призраки
криолитосферы**





*Издание посвящается 75-летию
кафедры криолитологии и гляциологии
географического факультета МГУ
имени М.В. Ломоносова*

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Географический факультет
Кафедра криолитологии и гляциологии

Ю.Б. Баду

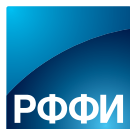
КРИОЛИТОГЕНЕЗ

Признаки и призраки
криолитосферы



Издательство Московского университета
2021

УДК 551.345
ББК 26.26я7
Б15



*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 21-15-00005,
не подлежит продаже*

Баду, Ю. Б.

Б15 Криолитогенез. Признаки и призраки криолитосферы / Ю. Б. Баду. — Москва : Издательство Московского университета, 2021. — 367, [1] с., ил. ISBN 978-5-19-011661-8

В книге развивается научное направление, разработанное профессором А. И. Поповым. Автор подводит итог очередного 30–40-летнего этапа обобщения знаний о криолитогенезе — процессе формирования криогенной толщи пород с подземными льдами. В триединой направленности криолитологический процесс рассматривается в субаэральной и субаквальной среде как действие и результат промерзания разрушенных, накопленных и накапливавшихся в различных фациальных обстановках толщ отложений. Фактические данные, гипотезы, представления, авторские классификации и концепция субаквального синкриолитогенеза показывают не только сложность, но и перспективы криолитологического познания криолитосферы, ее признаков в обычных явлениях и «призраков» в феноменальных.

Автор надеется, что книга станет полезной любознательным студентам и аспирантам естественных факультетов, специалистам в области криолитологии, геокриологии, инженерной геологии, геоэкологии, занятых исследованием криогенной толщи Арктики.

УДК 551.345
ББК 26.26я7

Badu Yu. B.

Cryolithogenesis. Signs and Ghosts of the Cryolithosphere / Yu. B. Badu. — Moscow: Moscow University Press, 2021. — 368 p.

The book continues the development of the scientific direction developed by Professor A. I. Popov. The author proposes the result of the next 30–40-year stage of generalization of knowledge about cryolithogenesis — the process of forming cryogenic strata of rocks with underground ice. In the triune direction, the cryolithological process is considered in the subaerial and subaqueal environment as an action and the result of freezing of the destroyed, accumulated and accumulating deposits in various facial environments. Evidence, hypotheses, presentations, author classifications and the concept of subaqueatic syncryolithogenesis show not only the complexity, but also the prospects of cryolithological cognition of the cryolithosphere, its features in ordinary phenomena and “ghosts” in phenomenal.

The author hopes that the book will become useful to inquisitive students and graduate students of natural faculties, specialists in cryolithology, geocryology, engineering geology, geoecology, engaged in the study of cryogenic strata of the Arctic.

ISBN 978-5-19-011661-8

© Ю. Б. Баду, 2021
© Издательство Московского университета, 2021

Оглавление

Предисловие	7
Введение	10
Развитие криолитологии	11
Объект криолитологии	13
Методы науки	14
Глава 1. Криолитогенез: криогипергенез, криодиагенез, криоседиментогенез. Признаки криолитогенеза	19
Эволюция криосферы Земли	19
Характерные признаки криолитогенеза	22
Сущность криолитогенеза. Как работает криолитогенез?	24
Криолитосфера и ее строение	26
Следы реликтовой криолитосферы	29
Глава 2. Криолитогенез в областях осадконакопления	31
Области действия криолитогенеза	31
О газогидратном криолитогенезе	45
Глава 3. Криогенная толща: криогенное строение, генетические типы толщ мерзлых пород	55
Общие черты криогенного строения пород мерзлой толщи	55
Криогенные толщи криолитосферы	60
Эпикриогенная толща	63
Синкриогенная толща	73
Криогенная толща газоносных структур	79
Глава 4. Криолитогенез в области денудации и сноса	85
Горизонты проявления криолитогенеза и его продукты	86
Криогенное строение продуктов выветривания	100
Глава 5. Криолитогенез в области стабилизации аккумуляции и сноса	106
Горизонты проявления криолитогенеза. Температурные условия образования криогенных текстур	107
Деятельный слой (горизонт сезонных изменений состояния пород)	109
Горизонт многолетнего изменения мерзлых пород	126
Горизонт консервации пород	143
Глава 6. Криолитогенез в области аккумуляции	147
Горизонты действия криолитогенеза	147
Основные особенности строения синкриогенной толщи	149
Классификация синкриогенных толщ	155
Синкриолитогенез вне области аккумуляции отложений	159
Синкриолитогенез в области аккумуляции отложений	163
Подкласс толщ субаквального осадконакопления и субаквально-субаэрального промерзания	208

Глава 7. Криолитогенез полигонально-жильного льда	221
Классификация А. И. Попова	223
Основные признаки, динамика развития и механизм роста полигонально-жильных льдов	226
Полигонально-жильный лед при эпикриолитогенезе	252
Полигонально-жильный лед при синкриолитогенезе	254
Авторская классификация синкриогенных полигонально-жильных льдов	255
Глава 8. Криолитогенез пластовых залежей подземного льда	277
Распространение и морфология пластовых залежей	277
Возможные способы формирования пластовых залежей	280
Классификация пластовых залежей льда	284
Погребенные льды (аллохтоны криолитосферы)	287
Внутригрунтовые пластовые залежи льда (автохтоны криолитосферы)	320
Заключение	357
Послесловие	363
Литература	365

Предисловие

Более 50 лет назад профессор А. И. Попов завещал своим ученикам и последователям: *«Можно не сомневаться в том, что в самое ближайшее время криолитология как учение о мерзлотных явлениях в земной коре, учение о криолитогенезе, займет подобающее ей место в системе геологических и географических наук и получит дальнейшее развитие, что диктуется как научными интересами, так и запросами практики»*.

Читателю — студенту, аспиранту, специалисту — предлагается современный взгляд на процесс формирования криогенной толщи в зоне устойчивого охлаждения земной коры в качестве ведущего рельефо- и пороодообразующего фактора природной среды.

Географы, геологи, геокриологи, геохимики, геофизики, геоэкологи, почвоведы, геоботаники, биологи совместно решают загадки и исследуют феномены мерзлой и охлажденной оболочки Земли.

Изучение криолитосферы вышло далеко за пределы суши и современной береговой линии материков, к глубинам шельфа. Новые данные о мерзлых породах вдоль побережья и в донных отложениях шельфа арктических морей (на глубинах в десятки метров от морского дна) указывают на определенную связь субаквальных процессов с экзогенными мерзлотными процессами на поверхности суши. Появляются новые обобщения, гипотезы, концепции, необычные с классических и общепринятых точек зрения.

За последние годы в криолитологической науке внедрены и апробированы современные методы исследования мерзлых пород и подземных льдов, их состава, строения и возраста, льдистости, газонасыщенности, содержания микроорганизмов. В результате получены новейшие данные о строении криолитосферы и ее компонентов, мало изученных до настоящего времени. Они позволяют систематизировать процессы развития криогенной толщи, выделить среди них главные вопросы, необходимые для разработки гипотез, объясняющих все имеющиеся фактические данные.

Новому активно настроенному контингенту специалистов предстоит решать криолитологические проблемы с современным аппаратом исследований, используя новые научно-практические знания. При этом следует учитывать, что на современном этапе развития науки о криолитогенезе существенно криолитологические методы исследований объединяются с данными результатов геокриологических, геологических, геофизических исследований,

и этим успешно развиваются представления об общности и взаимодействии всех экзогенных и эндогенных процессов и явлений в земной коре, которые изменяют состав, состояние и строение ее самой верхней части — промерзающей, мерзлой, протаивающей.

В книге использованы авторские и многочисленные публикации отечественных и зарубежных исследователей. В тексте не приведены ссылки на авторство источников и широко известных сведений, общепринятых точек зрения, но указаны имена исследователей, публиковавших оригинальные данные, мнения и точки зрения, гипотезы, модели. Список литературы, помещенный в конце книги, ориентирует читателя на более углубленное исследование вопросов формирования криогенной толщи.

Автор предполагает достаточную подготовку читателя и квалификацию специалиста, позволяющую свободно ориентироваться в таких сведениях.

Книга поможет читателю (студенту, бакалавру, магистру, специалисту, аспиранту) усвоить большой объем материала, представить, как происходят все эти процессы и как выглядят явления, а потом сделать свои выводы: автор систематизировал и сконцентрировал всю информацию, необходимую для понимания и решения вопроса. Такая систематизация важна в научной работе читателя и студента по проблемам и криогенеза, и криолитогенеза.

Криогенез понимается как совокупность процессов, связанных с фазовыми переходами воды в породах, это больше физические процессы (дробление минеральных частиц песчаного грунта, преобразования вещества при промерзании дисперсных грунтов), чем геологические, но выполняющие геологическую работу. А криолитогенез — как совокупность процессов образования толщи мерзлых горных пород в криолитосфере, процессы развития рельефа криолитозоны, процессы формирования льдов в промерзающей толще пород, да еще и в качестве стратиграфических реперов криогенной толщи.

Значение криолитогенеза в развитии рельефа и геологического строения чрезвычайно велико — ведь при седиментации промерзанием с льдовыделением увеличивалась толщина отдельных геологических слоев и горизонтов отложений, а при этом снижалась скорость седиментации (в прошлые эпохи). Криогенное строение, развитие полигонально-жильных льдов, пластовых залежей льда, бугров пучения, криопэгов, целых цепочек взаимосвязанных криогенных процессов, термоабразии и термоэрозии — криолитогенез законсервировал следы своей деятельности, деятельности главных геологических процессов, кстати, и далеко за пределами современной криолитозоны. В разрезах площадей газоносных структур криолитогенез создал новые грунты и толщи пород — ледяные, льдогрунтовые, льдистые и газонасыщенные.

Указанное выше и составляет перечень главных признаков криолитосферы, созданных криолитогенезом. А «призраки»? «Призраки» — это те же криолитогеологические объекты, тоже созданные криолитогенезом, но исчезающие и уже исчезнувшие под действием тех же криогенных процессов на нисходящих стадиях развития криолитогенеза. Термоэрозией уничтожены крупнейшие обнажения полигонально-жильных льдов (северная Якутия, Гыданский полуостров, Ямал). Термоабразией размыты береговые обрывы

западного Ямала, северного и западного берегов Гыданского и Тазовского полуостровов. Термокарстовые глубоководные озера северного Ямала хранят память о мощных залежах пластовых льдов...

Обследованные в 50–80-х годах прошлого века, изученные и описанные в научной литературе криолитологические объекты стали известными и понятными, они возникли, росли, но растаяли и исчезли. Призраки! С пластовыми залежами подземных льдов разобрались, но не до конца: либо это остатки ледникового покрова, либо застрявшие и погребенные айсберги (они вытаяли, но на их месте остались крупнейшие озера полуострова), либо они образовались с помощью инъекций из промерзавших водоносных пластов песка на глубине или вблизи дневной поверхности. Призраки!

Однажды возникнув, лишь немногие уцелели сегодня, другие сохранились, но быстро тают, третьи — уже растаяли в голоцене, четвертые — растаяли гораздо раньше, оставив огромную озерную котловину с террасами. Но обнаруживаются новые: на разной глубине, у поверхности, погребенные в пойме, лайде, трогах, торфяниках.

Булгунняхы, гидролакколиты, грязевые вулканы, пинго, ледяные холмы — некоторые взрываются, образуя воронки и глубокие нетермокарстовые озера. Возникли, разрушились, взрывались, воспламенялись. Призраки! Где, как и почему — до сих пор геологи, геокриологи и криолитологи занимаются разгадкой этого «феномена» и не пришли к единому мнению.

Мерзлый грунт, ледяной шпир или линза криогенной текстуры, ледяная жила, пласт льда — они как объекты безмолвны, но откуда и как появились описания тех процессов и механизмов, которые их сформировали? Из анализа и сопоставления элементарных физических, химических и геологических процессов, из моделей, расчетов, фиксации внешних проявлений современных процессов на основе принципа актуализма. Именно из него по ряду признаков создаются образ и представление о происхождении объекта. Сюда подтягиваются данные о распространении, сопоставляются данные о строении, составе и свойствах компонентов объекта.

Кавычки «призраков» раскрывать сегодняшним студентам и аспирантам, последователям учения А. И. Попова и Е. М. Катасонова: необходимо выявить, картировать, анализировать, картографировать, разработать гипотезу, потом концепцию, опубликовать свою работу и защитить ее. Тогда кавычки будут окончательно сняты...

* * *

Автор благодарен профессору В. В. Рогову и профессору В. Т. Трофимову за помощь в работе над книгой. Автор благодарен сотрудникам кафедры за активное обсуждение и помощь — Н. А. Шполянской, М. А. Великоцкому, Е. Е. Подборному, А. Н. Хименкову, моей жене Л. В. Шлычковой.

Автор глубоко чтит своих учителей — А. И. Попова, И. Д. Данилова, Т. П. Кузнецову, ушедших коллег — А. Д. Маслова, В. Н. Зайцева, Н. Н. Романовского, Ю. В. Мудрова, С. М. Фотиева, Н. В. Тумель, и особо благодарен всем прочитавшим рукопись с подробным критически конструктивным обзором материала.

Введение

Е. М. Катасонов считал, что «...криолитология — это специальный раздел литологии, изучающий мерзлые осадочные толщи: их состав и криогенное строение в зависимости от генезиса, т. е. условий накопления и промерзания осадков». Объект криолитологии, по его мнению, — толща осадков, накапливавшихся снизу вверх на мерзлом субстрате и промерзавших синхронно их накоплению. Для глубокого изучения выделялся узкий, специфичный и замкнутый круг вопросов накопления и синхронного промерзания органико-минерально-ледяных осадков. Понятие криолитологии Е. М. Катасонова было принято множеством ученых. Работы А. И. Попова и его последователей расширяли обзор вопросов формирования не только льдистых осадочных мерзлых толщ, но и всех грунтовых толщ, содержащих лед. Позднее, в 1967 г., А. И. Попов определяет криолитологию как *«раздел мерзлотоведения, изучающий мерзлотные явления в земной коре, ...геологические процессы и их литологический и геоморфологический эффект в связи с промерзанием и протаиванием горных пород...»*. И сегодня криолитология представлена как учение о криолитогенезе — особом типе пороодообразования в криогенной толще.

Выделив криолитологию в самостоятельную ветвь системы наук «география — геология — геокриология», А. И. Попов обосновал комплексность подхода к изучению вечной мерзлоты, создав тем самым крупное научное направление. Представления А. И. Попова о геологической истории региона, палеогеографии и особенностях толщ вечномерзлых пород предопределили направленность исследований многих геологов, палеогеографов, геокриологов и криолитологов.

Его исследования развивали маринистскую концепцию происхождения мощных толщ валунных суглинков Европейского Севера и Западной Сибири на новом уровне. Морская среда их формирования с участием ледового разноса крупнообломочного материала айсбергами и припайными льдами по акватории трансгрессировавшего Полярного бассейна — новые представления о синхронном развитии в плейстоцене морской трансгрессии, вызванной как неотектоническими причинами, так и оледенением горного обрамления моря, дававшего для этого дополнительную влагу.

Теория сингенетического роста полигонально-жильных льдов стала фундаментом созданного А. И. Поповым учения о криолитогенезе — процессе подземного льдообразования, сопутствующего (синхронно. — Ю. Б.) процессу

осадконакопления. Эта идея в корне изменила прежние взгляды на покровное оледенение огромных территорий Российской Арктики и Субарктики и погребение древних покровных ледников.

Так сформировалось фундаментальное направление криолитологии, основные положения которой А. И. Попов опубликовал в книге «Мерзлотные явления в земной коре (криолитология)».

Развитие криолитологии

В 70–80-е годы прошлого века, когда в период интенсивного освоения северных территорий резко возрос объем исследований, связанных непосредственно с криолитологическими аспектами изучения мерзлых, промерзающих и протаивающих пород, криолитология активно развивалась в направлениях:

- общей теории криолитогенеза;
- изучения отдельных объектов криолитологии — криогенных пород и типов криолитогенеза;
- режимных наблюдений за криогенными процессами в естественной природной обстановке;
- лабораторного моделирования процессов льдовыделения в горных породах.

В этот период А. И. Поповым:

- выделены мерзлые толщи сингенетического и эпигенетического типов и разработана типологическая классификация их основных признаков;
- создана теория криолитогенеза — особого типа породообразования в холодных зонах литосферы;
- сформированы представления о зональности криолитогенеза;
- предложен новый подход к криолитологическому районированию;
- разработана концепция полярного покровного комплекса, которая объединила полярные ландшафты, рельефообразование и литогенез в единую генетическую систему.

Эти достижения и предопределили принципиальную основу дальнейшего развития криолитологии. Общей теории криолитологии и ее отдельных направлений были посвящены книги и статьи А. И. Попова, Е. А. Втюриной, Б. И. Втюрина, И. Д. Данилова, В. Н. Конищева, В. В. Рогова, Г. Э. Розенбаум, Ш. Ш. Гасанова, В. И. Соломатина, В. Г. Чигира, Н. А. Шполянской, Н. В. Тумель и др. В этих работах определено место криолитологии в системе наук о Земле, рассмотрены ее методологические основы и вопросы, стоящие на стыке криолитологии — геокриологии — литологии осадочных пород, исследованы проблемы формирования состава дисперсных горных пород в процессе криогенного выветривания и льдообразования в горных породах.

Отдельные вопросы и объекты криолитологии обсуждаются в монографиях и статьях, публиковавшихся в периодике кафедры криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ, кафедр геокриологии, грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета МГУ,

в сборниках Института мерзлотоведения СО АН СССР, Института географии ДВНЦ, ПНИИИС Госстроя РФ, ВСЕГИНГЕО и др.

Генезис криогенных толщ, типы криолитогенеза, особенности регионального проявления криолитогенеза рассмотрены в работах А. А. Архангелова, Ю. Б. Баду, Ю. К. Васильчука, М. А. Великоцкого, А. П. Горбунова, Н. Ф. Григорьева, Г. И. Дубикова, В. П. Евсеева, Л. А. Жигарева Т. Н. Каплиной, Е. М. Карагодиной, Е. М. Катасонова, П. И. Кашперюка, В. Н. Конищева, М. А. Коняхина, А. Г. Костяева, Р. О. Кузьмина, Т. П. Кузнецовой, В. В. Куницкого, В. П. Марахтанова А. Д. Маслова, Ю. В. Мудрова, О. Ю. Пармузиной, И. Р. Плахта, Е. Е. Подборного, В. В. Рогова, Г. Э. Розенбаум, Н. Н. Романовского, В. И. Соломатина, Н. Г. Беловой, Н. В. Тумель, А. Н. Хименкова, Н. А. Шполянской и др.

Активизация экспедиционных криолитологических исследований в Западной Сибири, Якутии, Чукотке, по трассе БАМ в свое время дала огромный полевой материал для новых разработок и теоретических обобщений. Активно развивались представления о генезисе полигонально-жильных и пластовых льдов, криогенных пород горных стран, криогенных процессов.

С начала 1980-х годов активизировались криолитологические исследования, связанные с проблемами освоения нефтегазовых месторождений севера Западной Сибири. Лаборатория газопромысловой криолитологии (ВНИИГАЗ Мингазпрома СССР) проводила комплекс полевых криолитологических исследований криогенной толщи для изучения взаимодействия газопромысловых объектов с многолетнемерзлыми породами Харасавэйского газоконденсатного месторождения на северном Ямале.

Геокриологи НПФ «Криос» под руководством канд. геол.-мин. наук В. В. Кондакова провели аналогичные исследования, необходимые для проектирования скважин, добывающих углеводородное сырье в ряде северных месторождений газа. Бурением скважин на всю мощность криогенной толщи был получен богатейший материал для криолитологических исследований Харасавэя, Ямбурга, Тамбея, Бованенково.

Актуальным и перспективным направлением криолитологии был эксперимент по режимным наблюдениям за криогенными процессами в полевых условиях. Эти работы дали уникальный материал о динамике криогенных процессов в естественных условиях: Дж. Маккей наблюдал морозобойное растрескивание, пятнообразование, пучение бугров, криогенные склоновые процессы; Е. Е. Подборный и Ш. Ш. Гасанов — морозобойное растрескивание; О. Ю. Пармузина — формирование криогенных текстур в деятельном слое; Л. А. Жигарев — солифлюкцию; Н. Ф. Григорьев — новообразование мерзлоты в донных отложениях побережья Карского моря.

Лабораторный эксперимент проводился целой группой исследователей криогенных процессов — льдовыделения, образования криогенных текстур, преобразования минерального вещества в ходе систематического промерзания-протаивания (Э. Д. Ершов, В. В. Рогов, В. Г. Чеверев, Т. Н. Жесткова, Л. В. Чистотинов и др.).

Новое научное направление криолитологии — криогеоэкология — создано А. И. Поповым и В. И. Соломатиным для изучения устойчивости крио-

литогенной основы и ее реакции на техногенные нагрузки при промышленном освоении Севера, для исследования взаимодействия технических и природных систем, прогнозирования динамики криогенных процессов, решения проблем рекультивации нарушенной природной среды (М. А. Великоцкий, В. П. Марахтанов и др.).

Сегодня теоретические вопросы криолитогенеза используются при оценке:

- влияния климатических изменений на состояние пород криогенной толщи в целом, криогенной толщи газонасыщенных структур;
- влияния газонасыщенности пород на развитие криогенных процессов в них.

Объект криолитологии

Криолитология как географическая и геологическая наука изучает процессы и результаты взаимодействия воды с минеральным субстратом и газами в промерзающих, мерзлых и протаивающих толщах пород, где вода (пресная, минерализованная или насыщенная газом), испытывая фазовые превращения, остается в толще пород свободной, связанной или в виде льда, а также историю развития криогенной толщи в плейстоцене и ее распространения на Земле.

В криолитосфере Земли законсервированы огромные массы воды. В истории ее развития вода изымалась из кругооборота: часть вод атмосферы, гидросферы и литосферы консервировалась в виде подземных льдов при колебаниях уровня Мирового океана с обширными регрессиями моря и увеличении площади суши при похолоданиях. При этом расширялась площадь криолитозоны и увеличивалась мощность криолитосферы.

Лед — основной компонент мерзлой породы — весьма малоустойчивый минерал в верхних горизонтах земной коры. Его существование целиком зависит от теплообмена в системах атмосфера — литосфера, атмосфера — гидросфера, гидросфера — литосфера, который контролируется физико-географическими факторами (рельефом, растительностью, снежным покровом, гидрологическими параметрами морской акватории и др.).

Криолитогенез как особый пороодообразующий процесс либо наложен на уже накопленную толщу отложений или на свежевыпавший осадок, либо сопровождает осадконакопление. Он охватывает объем литосферы с компонентами криогенного происхождения: криогенную толщу с горизонтом мерзлых (с текстурообразующими и залежеобразующими льдами, льдистыми газогидратами) и горизонтом охлажденных пород (с газогидратами, криопэгами). Типология криолитогенеза определяется двумя типологическими классами криогенных толщ (синкриогенным и эпикриогенным), но в природной обстановке синкриогенная толща всегда имеет эпикриогенное основание.

Геоморфологическое действие промерзания и протаивания как геологический процесс создает специфические криогенные формы мезо- и микро-

рельефа соответствующими криогенными процессами, образуя криогенные явления в земной коре.

Льдистые газогидраты образуются в процессе криогенного преобразования толщ и являются компонентом криолитосферы, привнесенным из глубин, возникая не только при глобальном охлаждении верхних слоев земной коры, но и при локальном воздействии газовых залежей газоносных структур на толщу перекрывающих пород.

Криолитогенез определяется не только процессами накопления и промерзания толщи горных пород, но и явлениями, возникающими в криолитосфере и на ее поверхности. В самой нижней отрицательнотемпературной части литосферы заключены, кроме рыхлых и скальных мерзлых пород с криогенными текстурами, еще и скальные породы без породообразующих льдов, и засоленные рыхлые породы без льда или со льдом в виде отдельных кристаллов, их агрегатов и массивов.

Методы науки

Для реализации научных целей криолитология использует собственные методические приемы и способы, которые в состоянии учитывать специфику криолитосферы.

С самого начала развития науки Е. М. Катасоновым был предложен и применен метод мерзлотно-фациального анализа. Г. Э. Розенбаум, А. А. Архангелов, Ш. Ш. Гасанов использовали метод структурного криолитологического анализа, включающего систему приемов сбора эмпирического материала, лабораторного и натурного эксперимента, теоретического обобщения. В. В. Рогов исследовал микроструктуру и физико-механические свойства мерзлых грунтов и полигонально-жильного льда едомы методом реплик, а В. И. Соломатин — методом структурно-петрографического анализа подземных льдов.

А. Д. Маслов разработал и использовал методику диагностирования физического состояния донных грунтов шельфа (мерзлое, охлажденное, талое) по определению их естественной температуры и температуры точки их замерзания. В. П. Марахтанов успешно адаптировал математические методы исследования в криолитологии. В. Н. Конищевым определено, что криолитологический анализ включает изучение взаимосвязи органоминерального компонента и подземных льдов, рассматриваемых на нескольких уровнях организации вещества — макроуровне (сложение и текстура) и микроуровне (структура).

Автором этой книги была разработана методика составления карты льдистости и криогенетических типов мерзлых толщ в масштабе 1 : 500 000, а метод криосистемного анализа используется им и работает на вводе данных, полученных в результате геокриологических изысканий. Ю. К. Васильчук применяет методы изотопно-кислородного анализа в исследовании подземных льдов, позволяющие детализировать количественные палеотемпературные реконструкции.

* * *

Криолитология изучает формирование толщи мерзлой породы с криогенной текстурой, различными морфологическими и генетическими видами ледяных микро-, мезо- и макровключений, с новыми свойствами, обретенными породой при промерзании. Процесс формирования мерзлой толщи сопровождается в рельефе целым рядом криогенных процессов: морозобойным растрескиванием, криогенной сортировкой, пучением, термокарстом, солифлюкцией, нивацией, термоэрозией, термоабразией. Одни процессы сосредоточены в деятельном слое криогенной толщи, некоторые проникают сквозь него в верхнюю часть мерзлой толщи, другие проявляются только в последней. В деятельном слое они создают такие природные феномены, как структурные грунты, сезонные бугры пучения, полигональные грунтово-ледяные, льдогрунтовые и грунтовые жильные тела: в верхней части мерзлой толщи — многолетние бугры пучения с льдогрунтовым ядром и гидролакколиты с ледяным ядром, полигонально-жильные льды, в низах толщи — льдистые газогидратные залежи.

Эти процессы — суть проявления криолитогенеза.

Посмотрим на нашу планету издалека, из космоса (рис. В1). Мы видим все, что холоднее 0 °С круглый год, т. е. криосферу, в которой выделяются:

- разреженная тропосфера с серебристыми облаками;
- гидросфера — отрицательнотемпературные воды Северного Ледовитого океана и антарктических морей;
- приповерхностная отрицательнотемпературная часть литосферы (рыхлая и скальная);
- криолитосфера — мерзлая льдистая оболочка толщиной сотни метров (до 1,5 км).

В криогенной толще сложнейшие криогенные процессы образуют комплекс криогенных явлений и последовательно замыкают кольцо литогенных процессов — диагенеза, катагенеза, метаморфизма.

Сначала изверженные породы изливались на поверхность остывающей планеты, остывали, твердели, затем подвергались разрушению и выветриванию, появляясь на дневной поверхности. Скальные породы дробились морозным выветриванием, выносились на равнины в речные долины и на морское побережье, перемывались, осаждались и промерзали.

В криолитосфере рыхлые породы дробились до мелкой фракции, формируя покровный плащ на любых литологических разностях грунтов, и промерзали. Рыхлые породы размывались водными потоками, переносились и осаждались, промерзая одновременно с процессом осадконакопления или после его завершения. Льды горно-долинных ледников двигались в трогах, таяли, выходя на равнины, и оставались погребенными в собственной, но уже промерзающей морене. Часть из них выводилась на мелководье морских побережий и также оказывалась погребенной в ледово-ледниково-морских промерзающих толщах. Участки земной поверхности, на которых уже прекратился процесс осадконакопления, но продолжалось промерзание, интенсивно разрушались

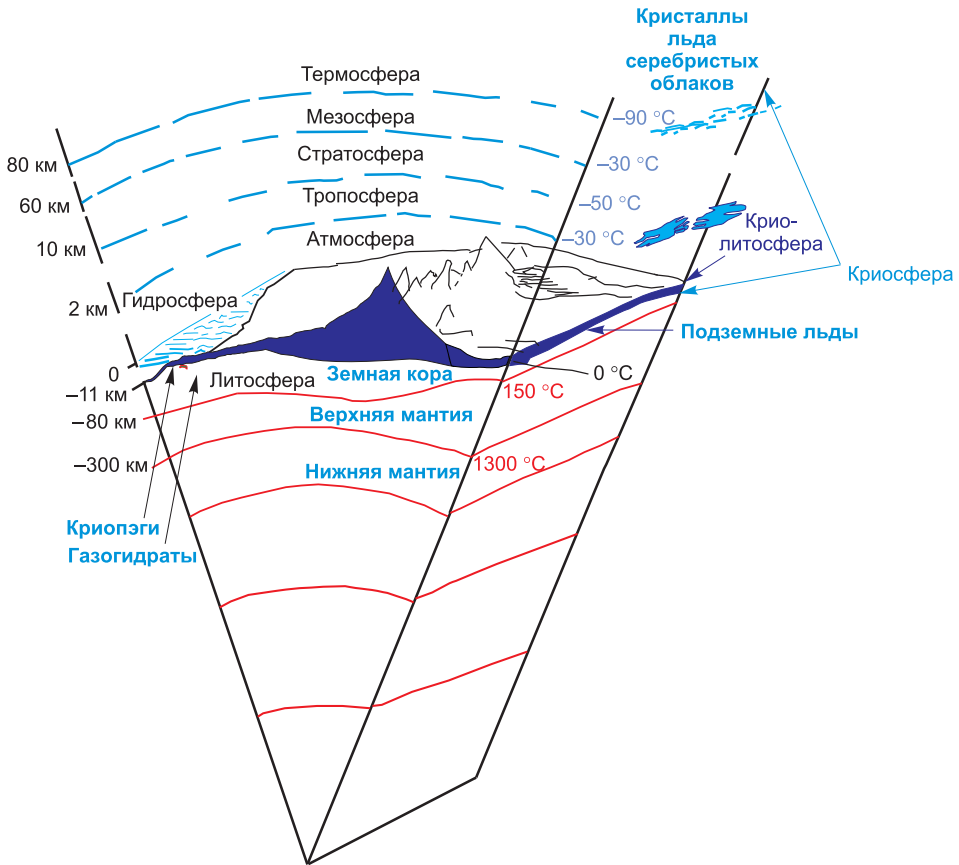


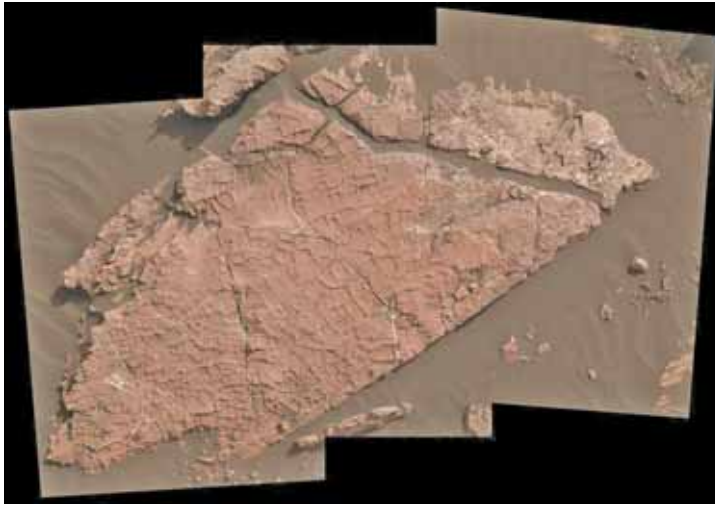
Рис. В1. Криолитосфера Земли

морозным растрескиванием и солифлюкцией (и не только ими), а трещины в грунте заполнялись жильным льдом. В промерзавших грунтовых толщах огромные массивы воды превращались в мощные залежи пластовых льдов, а газы концентрировались в мощные льдистые газогидратные горизонты. На отдельных участках накапливались мощные слои морских, речных и озерных наносов, слои временных водотоков и их конусов выноса, торфяники.

Каждый из слоев растрескивался при резком охлаждении, и в трещинах замерзала половодная вода. Тысячелетиями повторялся этот процесс, и сегодня видны 30...40-метровые грунтово-ледяные обрывы, в которых лед занимает до 80...90 % их видимой плоскости. И сегодня эти обрывы съедаются таянием и оплыванием, их размывают русла рек и волны прибрежных акваторий.

Над площадями газоносных структур (в отложениях мела) накапливавшиеся в неоплейстоцене осадки в субаквальной морской обстановке насыщались газом. Кроме того, газ поступал и поступает вверх по трещинам

а



б



в



Рис. В2. Поверхность Марса:

а — криогенный микрорельеф на поверхности; б — пятиметровый холм Айрсона на нижнем склоне горы Эолида; в — напластования у подножия горы Эолида

и полостям в массиве пород, перекрывающих газовую залежь, либо под воздействием горного давления в немерзлой части криогенной толщи, либо под воздействием сегрегационного льдовыделения, вытесняющего газ из пор мерзлых и промерзающих пород.

Эти процессы универсальны во Вселенной и наблюдаются на других планетах, содержащих в своих недрах воду (либо углекислый газ, метан или аммиак) во всех фазовых состояниях — газообразном, жидком и твердом. Пределы природного распространения льда как горной породы сегодня не ограничиваются поверхностью и верхней частью разреза земной коры, а рассматриваются также в криолитосферах Луны, Марса (рис. В2) и других планет.

Итак, криолитология изучает природные процессы и их геологический и геоморфологический эффект, связанные с промерзанием и протаиванием горных пород и почв в земной коре и литосферах планет Солнечной системы.

Криолитология — наука, которая изучает криогенные толщи пород современной и древней криолитосферы, процессы их осадконакопления и льдообразования при сезонном и многолетнем промерзании-протаивании, рассматривая литологический, геоморфологический и палеогеографический аспекты проявления этих процессов.

О практическом, прикладном значении криолитологии сказано много слов практиками-криолитологами, геологами-грунтоведами и инженерами-геологами, геокриологами, геоэкологами, почвоведом, экономистами-экспертами перспективного хозяйственного освоения Арктики, проектировщиками и изыскателями коммуникаций, промышленных и гражданских сооружений (наземных и подземных), бурильщиками, строителями. Кроме арктических территорий им приходится сталкиваться с мерзлотой на шельфе полярных морей, с устойчивостью и надежностью подводных газопроводов, с льдистыми газогидратами в осадочном чехле земной коры.

В книге использованы материалы исследований автора по НИР «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» (номер ЦИТИС 121051100164-0).

Криолитогенез: криогипергенез, криодиагенез, криоседиментогенез. Признаки криолитогенеза

Эволюция криосферы Земли

Характерные признаки криолитогенеза

Сущность криолитогенеза. Как работает криолитогенез?

Криолитосфера и ее строение

Следы реликтовой криолитосферы

В пределах криосферы — внешней природной оболочки, которая наряду с литосферой, атмосферой, гидросферой и биосферой определяет специфику Земли как планеты, — основная масса льда сосредоточена в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии, горных ледниках и в криолитосфере. Подземные льды криолитосферы отличаются длительным временем существования, многие из них не выражены в рельефе дневной поверхности.

Эволюция криосферы Земли

На докембрийском этапе истории Земли отсутствовали материки и океаны в виде гигантских выступов рельефа и глубочайших впадин поверхности; поверхность земной коры была сравнительно слабо расчленена. Но земная кора остывающей планеты постепенно утолщалась, а ее поверхность расширялась. Возникающая суша увеличивалась в объеме и по площади, стабилизировалась в пространстве, а впадины одновременно углублялись. В криосфере появлялись оболочки гидросферы и атмосферы, а литосфера постепенно изменяла свой вещественный состав, и с появлением воды в верхней ее части возникла и начала развиваться криолитосфера.

В геологической истории Земли с момента возникновения гидросферы всегда существовал лед (если не на поверхности, то, по крайней мере, в тропосфере), но криосфера периодически расширялась и сжималась в объеме, пульсировали ледниковые покровы и перигляциальная зона вокруг них. Начиная с раннего палеозоя новый этап развития криосферы выражался в чередовании ледниковых периодов и разделяющих их периодов глобальных потеплений.

Атмосфера Земли в значительной мере образовалась из газовых выделений твердеющей оболочки литосферы. В геологической истории она непрерывно менялась в составе: преобладал углекислый газ, имелись азот, водяной пар и кислород абиогенного происхождения.

Появление микробиоты, а затем и растительности на Земле освобождало атмосферу от углекислого газа (CO_2), заменяя его биогенным кислородом. Углекислая стадия развития атмосферы завершилась в палеозое.

В кайнозое рост площадей континентов повышал вероятность попадания континентов в полярные области Земли, глобально понижалась температура воздуха, развивались мощные оледенения. Океанические чаши Мирового океана сокращались. В ходе геологической эволюции Земли вероятность возникновения континентальных климатических обстановок на Земле увеличивалась, создавая благоприятные условия для подземного оледенения. Газоносные структуры, сформированные в меловом периоде, подвергались неотектоническим деформациям, и газ сквозь нарушенные покрывки залежей проникал по разломам и трещинам в поровое пространство накопленных и накапливавшихся отложений, в подземные воды и воды океана.

В процессе эволюции атмосферы и ее газового состава действие оранжерейного эффекта CO_2 снижалось с возникновением биосферы и по мере роста ее массы. Возрастало и влияние криосферных процессов, образующих и увеличивавших толщу мерзлых и охлажденных пород.

Каждая последующая ледниковая эпоха отличалась более мощным воздействием на природу Земли по сравнению с предыдущей. Структура криосферы усложнялась, расширялись криолитосфера, зона гидратообразования, горизонты с криопегами. Созданная В. Н. Конищевым концепция расширяющейся криосферы Земли отражает одну из сторон эволюции — направленную тенденцию развития.

Криолитогенез — не только теплофизический процесс, но и геологический, влияющий на состав и строение толщи горных пород, а главное — изменяющий их свойства и физическое состояние.

Основной признак промерзания толщи горных пород — образование в них подземного льда. Подземный лед как компонент криолитосферы в земной коре П. А. Шумский и А. И. Попов считали самостоятельной горной породой. Ряд других исследователей не относили его к магматическим, метаморфическим и осадочным классам пород, поскольку в геологических классификациях не учитывалась температура пород в толще. С температурой плавления 0°C лед является самым неустойчивым минералом, но в криолитосфере подземный лед может сохраняться и сохраняется в течение многих веков и тысячелетий.

Размышляя над геологической принадлежностью подземного льда, О. К. Ланге считал, что продукт кристаллизации наземных и подземных природных вод — природный лед — следует относить к классу магматических горных пород. Польский геолог А. Б. Добровольский также относил подземные льды к классу магматических горных пород, а наземные льды, образовавшиеся из снега, — к классу осадочных горных пород.

Известные исследователи природных льдов Земли П. А. Шумский и Б. П. Вейнберг называли процесс кристаллизации природных вод *конжеляцией*, а сам лед — конжеляционным. К категории конжеляционных они относили любые земные льды, образовавшиеся при кристаллизации природных вод,

как подземных (содержащихся в литосфере), так и поверхностных (океанических, морских, речных, озерных). Льды, образованные из снега (фирновые, глетчерные), они относили к категории осадочных льдов.

Мерзлотовед И. Я. Баранов считал конжеляционное льдообразование в литосфере разновидностью метаморфических процессов, полагая, что льдообразование в грунтах литосферы сопровождается их разнообразными превращениями. Все же большинство геокриологов и криолитологов представляет, что льдообразование в промерзающей толще пород — экзогенный процесс, обусловленный теплообменом между литосферой и атмосферой и происходящий при отрицательных температурах и небольшом давлении, несопоставимым с давлением в недрах Земли. При этом давление, препятствуя льдообразованию, понижает температуру точки замерзания воды, задерживая миграцию влаги к фронту промерзания. Некоторое увеличение давления с глубиной в мерзлых толщах, как и объемные изменения, связанные с повышением температуры мерзлых толщ при их летнем (сезонном) или многолетнем прогреве (в диапазоне отрицательных значений температуры), вызывает перекристаллизацию подземного льда и даже его плавление (режеляцию).

В криолитологии основной ряд экзогенных процессов относится к классу процессов криолитогенеза, сфера действия которого — субэзральная или субаквальная обстановка, где доминирует близкая к 0 °C отрицательная температура и небольшое (по сравнению с недрами Земли) горное давление.

Осадочные горные породы образуются при осаждении дисперсного вещества на поверхность суши или в водную среду, образуя осадок из минеральных или органических частиц. Они приносятся с территорий, где скальные массивы дробятся в обломки и разрушаются до дисперсного состояния. Раздробленный материал переносится склоновыми, эоловыми процессами, ледниками, текучими водами. Часть минерального и органического вещества накапливается на суше (эоловые и ледниковые отложения, торф, склоновые накопления, аллювий). Значительная часть объема материала, разрушенного выветриванием, попадает в конечные водоемы стока — озера, моря и океаны. В транспортировке значительные массы обломочного материала разной крупности могут на геологически длительное время задерживаться в виде склоновых и аллювиальных отложений и на многие сотни и даже тысячи и миллионы лет сохраняться в виде древних кор выветривания (палеогеновых, юрских).

Итак, литогенез проходит обычно в четыре стадии:

- 1) выветривание (*гипергенез*);
- 2) транспортировка материала (водная, воздушная, гравитационная);
- 3) накопление рыхлого осадка (*седиментогенез*);
- 4) превращение осадка в осадочную породу (*диагенез*).

На стадии седиментогенеза минеральные частицы осадка химически взаимодействуют между собой в водной среде или при наличии воды в поровом пространстве. В процессе диагенеза осадок уплотняется, дегидратируется, перекристаллизуется, более крупные частицы цементируются мелкими. Так осадок превращается в породу. Но процессы старения и гравитационного

уплотнения осадков практически неразличимы, и поэтому их обычно рассматривают неотрывно друг от друга.

По истечении этих стадий литогенеза толща осадочных горных пород погружается в глубь земной коры, выходя из сферы действия литогенеза (сферы действия экзогенных факторов породообразования), и попадает в сферу действия факторов эндогенных (высоких температур и давления, газонасыщения). Здесь толща осадочных пород испытывает последовательные стадии преобразования — *катагенез* (эпигенез), *метагенез* и *метаморфизм*.

Диагенез на Земле протекает в субаквальной и субаэральной обстановке. В субаэральной обстановке осадок высыхает и уплотняется из-за испарения влаги, превращаясь в осадочную породу. В субаквальной обстановке (на дне водоемов) осадок медленно теряет воду при гравитационном уплотнении и, уплотняясь, переходит из скрытотекучего состояния в скрытопластичное, а затем и в твердое.

На первых двух стадиях диагенеза осадок теряет только легкоподвижную свободную воду, не удерживаемую поверхностной энергией частиц, свободно уплотняясь (синерезис). При дальнейшем уплотнении осадок теряет связанную воду, а на заключительной стадии (замедленной консолидации) осадок теряет практически всю воду под очень высоким давлением, не достигаемом в приповерхностных частях литосферы. Уплотнение (катагенез) сопровождается потерей кристаллизационной воды и образуется полностью консолидированная осадочная порода: сланец, известняк, доломит, аргиллит, алевролит, песчаник и т. п.

Внутри криолитосферы — в криогенной толще — отрицательная температура существует круглогодично, но вода здесь находится и в жидкой, и в твердой, и в газообразной фазах. Все стадии литогенеза протекают не так, как за пределами криолитосферы, поэтому А. И. Попов выделил особый зональный тип литогенеза, присущий криолитосфере Земли, и назвал его криогенным, т. е. криолитогенезом.

Характерные признаки криолитогенеза

Криолитогенез как породообразующий процесс формирует органоминеральную породу со льдом и незамерзшей водой. В отличие от литогенеза криолитогенез контролируется фазовыми переходами воды: в деятельном слое — периодически (в связи с сезонными и суточными циклами промерзания-протаивания). Криолитогенез развивается вглубь в пределах площади криолитозоны, т. е. там, где:

- преобладает низкая положительная или отрицательная среднегодовая температура воздуха;

- приповерхностные грунты увлажнены из-за малого испарения и неглубокого залегания водоупора — кровли мощной криогенной толщи.

В зависимости от природной обстановки равнин суши и режима осадконакопления в промерзающей толще пород специфично распределяется шлировый лед и лед-цемент криогенных текстур. В горах и на предгорных

равнинах формируется толща льдистых продуктов криогенного выветривания из обломочного материала и мелкоземистого наполнителя со следами криогенной сортировки.

Исходя из этого сфера действия криолитогенеза определена площадью криолитозоны и мощностью криолитосферы в полярных, субполярных и высокогорных областях, на значительных пространствах средних широт Евразии, Северной Америки и южного полушария, где развито сезонное промерзание-протаивание.

Здесь следует напомнить, что Е. М. Катасонов и Ш. Ш. Гасанов считали возможными для криолитогенеза лишь такие условия, когда весь осадочный процесс — от выветривания до осадконакопления — протекает только в пределах криолитозоны. По их мнению, большая часть горных пород современной криолитосферы, содержащих подземный лед, не была продуктом криолитогенеза. Они не считали таковыми и толщи осадочных пород, промерзавшие после завершения осадочного процесса и последней стадии литогенеза — диагенеза, а также толщи скальных грунтов, прошедших стадии эндогенного преобразования — катагенез, метагенез и метаморфизм — и вновь попавших в приповерхностные условия, подвергаясь экзогенному воздействию. Е. М. Катасонов называл *криолитогенными* только те отложения, которые на всех стадиях осадочного процесса находились в криолитосфере, и только их считал продуктами криолитогенеза. Всю же остальную часть горных пород в составе криолитосферы он полагал продуктами криогенеза, а не криолитогенеза.

Тем не менее объемы и масштабы криолитогенеза всегда следует рассматривать гораздо шире. В отличие от Е. М. Катасонова мы считаем, что процесс нельзя ограничить пространственно-временными рамками, он абсолютен, существовал до его первого описания и будет после. И пока существует криолитосфера, весьма динамично развивающаяся в течение геологической истории Земли, существует и многообразие стадий криолитогенеза, районов его развития, геологических эпох его существования и действия.

На отдельных стадиях криолитоэологический процесс развивается так, что продукты выветривания скапливаются на плакорах и промерзают (формируя льдистый криоэлювий), на склонах плато формируются каменные потоки и покровы, на склонах возвышенных равнин двигаются потоки мелкозема с сортированным обломочным материалом, скапливаются и промерзают. Малая часть объема пород, разрушенных и мобилизованных выветриванием, выносятся в конечные водоемы стока и, скапливаясь, промерзает на дне или осушках. Другая часть «застраивает» в пути на очень длительное время (десяtkи тысячелетий), образуя криогенную кору выветривания — полярный покровный комплекс.

А. И. Попов считал, что:

- на стадии мобилизации вещества криогенным выветриванием активно проявляется *криогипергенез*;
- в процессе промерзания уже накопившихся дисперсных пород и осадков, сопровождая образование криогенной толщи, развивается *криодиагенез*;

– при накоплении и синхронном промерзании осадков на полигональных поверхностях пойм и дельт рек, лайд, на дне озерных котловин, в конусах выноса, в основании склонов развивается *криоседиментогенез*.

В начале 1980-х годов А. И. Попов дополнил понятие сущности и места субмаринного типа криодиагенеза в системе криолитогенеза, связывая причинную связь дислокационных структур (в разрезах плейстоценовых отложений) с морским подводным оползнеобразованием.

Вслед за этим А. Д. Маслов уточнил положения А. И. Попова в том, что частью субмаринного криодиагенеза является *седиментационный криодиагенез* — процесс при осадконакоплении и непосредственном участии *криосинерезиса*, когда охлажденные морские донные осадки, уплотняясь и избирательно отжимая поровый раствор, переходят во все более устойчивое охлажденное состояние.

Н. Н. Лапина и И. Д. Данилов подчеркивали специфичность седиментогенеза в полярных областях, называя его *полярным* типом литогенеза.

Н. А. Шполянская, А. Н. Хименков, Л. А. Жигарев и другие выделяют *субаквальный* (субмаринный, океанический) тип криолитогенеза и обосновывают возможность субаквального промерзания морских донных отложений в различных литолого-фациальных условиях. Криолитогенез этого типа обеспечивается в среде засоленных поровых вод с ионной миграцией солей, водонасыщенных неуплотненных осадков, давления столба морской воды и др.). Теплообмен здесь происходит между промерзающей донной породой и отрицательно-температурными водами Полярного бассейна.

Эндогенно-диффузионный способ промерзания толщ донных отложений в субаквальной среде описан В. П. Мельниковым и В. И. Спесивцевым. Суть способа в том, что засоленные талые и охлажденные грунты промерзают, когда газы (по мере продвижения вверх) проникают в толщу с меньшим горным давлением, интенсивно расширяются и активно поглощают тепло, вызывая образование льда в грунтах. И это наблюдается в осадках шельфа, залегающих над газовой залежью газоносных структур.

Криолитогенез и в субаквальной, и в субаэральной среде осадконакопления при промерзании уже накопившихся пород и в процессе накопления осадков формирует толщу пород, насыщенную сегрегационным льдом и льдом-цементом, залежами пластовых и полигонально-жильных льдов.

Сущность криолитогенеза. Как работает криолитогенез?

При промерзании и грубодисперсные грунты, и пески, содержащие только свободную воду, и тонкодисперсные грунты, содержащие свободную и связанную воду, существенно изменяются в составе и строении. В начале промерзания толщи тонкодисперсных (незасоленных) грунтов вблизи фронта промерзания возникают четыре зоны (в разрезе сверху вниз):

– *мерзлая*, при $t_e < t_s$ (естественная температура пород грунтовой толщи ниже температуры точки замерзания грунта);

– промерзающая (между фронтом льдовыделения и нулевой изотермой), при $0^{\circ}\text{C} > t_e \leq t_3$;

– охлажденная (вблизи нулевой изотермы), при $0^{\circ}\text{C} \geq t_e \geq t_3$;

– талая (еще не промерзавшая), при $t_e > 0^{\circ}\text{C}$.

Из талой зоны вода мигрирует в охлажденную и промерзающую зоны под действием температурного градиента.

В охлажденной зоне начинаются существенные структурные и текстурные изменения грунта:

– его частицы теряют значительную часть влаги, а часть их поверхностной энергии, которая удерживала водную пленку, высвобождается (дегидратация частиц);

– эта часть энергии расходуется на агрегацию и коагуляцию частиц, под действием которых расслаивается объем грунта;

– грунт уплотняется внутри объема с последующей его усадкой, образуются субвертикальные трещины, параллельные направлению теплотоков.

В промерзающей зоне возникают первые кристаллы льда, мигрирующая вода вызывает набухание грунтовых частиц, а затем при дальнейшем льдовыделении грунт распучивается.

В мерзлой зоне льдовыделение продолжается, распучивая грунт там, где температура соответствует стадии интенсивных фазовых превращений ($-2...-4^{\circ}\text{C}$ для супесей и суглинков). Растущие ледяные шлиры образуют ледяную слоистую и сетчатую арматуру, постепенно утолщаются, сдавливая и уплотняя массу грунта, выжимая из него незамерзшую воду.

Таким образом, в процессе промерзания, как и при диагенезе, упрочняется тонкодисперсный осадок, и в этом специфика криогенного диагенеза. Пески и грубодисперсные грунты становятся прочнее и плотнее при промерзании в открытой системе из-за отжатия воды от фронта промерзания. Промерзающие частицы грунта цементируются льдом, отчего возрастает прочность и уменьшается их водопроницаемость.

Перекристаллизация льда в уже промерзшей породе и изменение количества незамерзшей воды при изменении температуры и давления могут приводить к объемным напряжениям в мерзлой толще.

В промерзающей породе возникают разнообразные криогенные текстуры, в тонкодисперсных грунтах — слоистые и сетчатые с ледяными шлирами различной толщины. Шлировая льдистость пород мерзлой толщи может быть очень разной, в том числе очень большой, а суммарная может значительно превышать влажность грунтов до их промерзания (водоудерживающую способность талого грунта данного конкретного состава).

Такое избыточное льдовыделение возможно в тонкодисперсных грунтах в условиях открытой гидрогеологической системы. Избыточная льдистость в грубодисперсных грунтах и песках, напротив, возможна только в условиях закрытой системы, когда излишкам свободной воды некуда отжиматься из промерзающего водоносного горизонта. При этом в промерзающем грунте возникают значительные объемные напряжения, разряжающиеся порой инъекциями излишков воды. Исходная упаковка обломков и песчинок при этом

значительно изменяется. А миграция незамерзшей воды в мерзлых и промерзающих грунтах способна достраивать ледяные включения криогенных текстур.

Итак, подавляющее число процессов при промерзании грунтов относится к криодиагенетическим процессам многолетнего изменения состояния пород в толще. К ним А. И. Попов также относил процессы, идущие в уже промерзшей толще и связанные с объемными изменениями при резких или постепенных изменениях температуры. Резкие изменения, дополненные морозобойным растрескиванием и ростом полигонально-жильных льдов, возможны лишь в верхней части слоя годовых колебаний температуры. В криогенной толще (по мере возрастания ее мощности) увеличивается горное давление, появляются слои охлажденных пород с пониженной температурой начала замерзания грунта. Начинаются режеляционные процессы во льду и его перекристаллизация, а состояние мерзлых пород изменяется до тех пор, пока в них есть незамерзшая вода, и ее количество является важным фактором криодиагенеза.

Таким образом, криолитогенез проявляется в криолитосфере как:

– процесс криогенного выветривания, когда в деятельном слое сезонно чередуется промерзание-протаивание, а многолетним промерзанием литифицируются глубже залегающие разрушенные выветриванием породы;

– процесс многолетнего изменения состояния пород при эпихронном промерзании толщ дисперсных пород;

– процесс новообразования мерзлых пород при синхронном промерзании осадков, накапливающихся на суше или на дне моря.

Под влиянием криолитогенеза с поверхности полярных равнин или высокогорных районов формируется *криолитосфера* — криогенная толща мерзлых и охлажденных горных пород с подземными льдами, незамерзшей водой, газами в породах и во льду, льдистыми газогидратами и криопегами, не оттаивавшая в течение от нескольких лет до тысячелетий. Продолжительность существования вечной мерзлоты, т. е. подземного оледенения, соизмерима с длительностью геологических эпох, криохронов и термохронов.

Криолитосфера и ее строение

Из-за шаровидности Земли и наклона оси ее вращения к плоскости эклиптики лучистая энергия Солнца неравномерно поступает на земную поверхность, поэтому в высоких широтах возникает охлажденная область земной коры, территориально прилегающая к полюсам, и толщи горных пород подвергаются многолетнему или сезонному промерзанию, а при сопутствующих условиях на их поверхности в складках рельефа образуются наземные ледники и ледниковые покровы.

Криосфера — оболочка земного шара с отрицательной температурой среды, в которой вода повсеместно присутствует в виде льда атмосферы — ледяных кристаллов облаков. Гидросфера и литосфера размещены в криосфере только в высоких широтах полярных областей. В водной оболочке это многолетний и сезонный ледяной покров океанов и морей, а также массив придонных морских вод, охлаждаемых у поверхности моря до отрицательной

температуры. В промерзающей толще горных пород литосферы и на ее поверхности возникают подземные льды и льды наземного оледенения (горные ледники, ледниковые покровы).

Криолитосфера — криогенная толща пород земной коры, в верхней части затронутая льдообразованием, а в нижней сложенная охлажденными породами, распространяется в площади криолитозоны. В. Ф. Тумель называл ее зоной подземного оледенения.

Нижняя граница криолитосферы совпадает с положением изотермы 0°C . Мерзлая льдистая толща ограничена снизу изотермой T_{bf} — температурой начала замерзания грунта (т. е. появления льда) — и подстилается горизонтом отрицательнотемпературных горных пород, не содержащих включений льда из-за высокой засоленности грунтов, понижающей температуру их замерзания и начала льдовыделения. Такие дисперсные породы называются *охлажденными*, а сыпучие песчаные и монолитные скальные, не содержащие влаги, при отрицательной температуре — *морозными* (рис. 1.1).

Неотъемлемая часть криогенной толщи — залежи льдистых газогидратных пород, которые формируются не только в ней, но и ниже, в породах с низкими положительными температурами. В таких разрезах газогидраты при разложении могут дать толчок к новообразованию мерзлых пород на глубинах, а не начиная с поверхности.

В пределах площади криолитозоны, где породы криогенной толщи находятся в постоянном и длительном (вековом, вечном) отрицательнотемпературном состоянии, могут встречаться и образования сезонномерзлых пород, существующие один-два сезона или в течение одного-двух месяцев, дней. Это, как известно, кратковременная мерзлота.

В пределах области сплошного площадного распространения мерзлоты промерзание полностью охватывает деятельный слой мерзлой толщи. По южной периферии области прерывистого и островного площадного

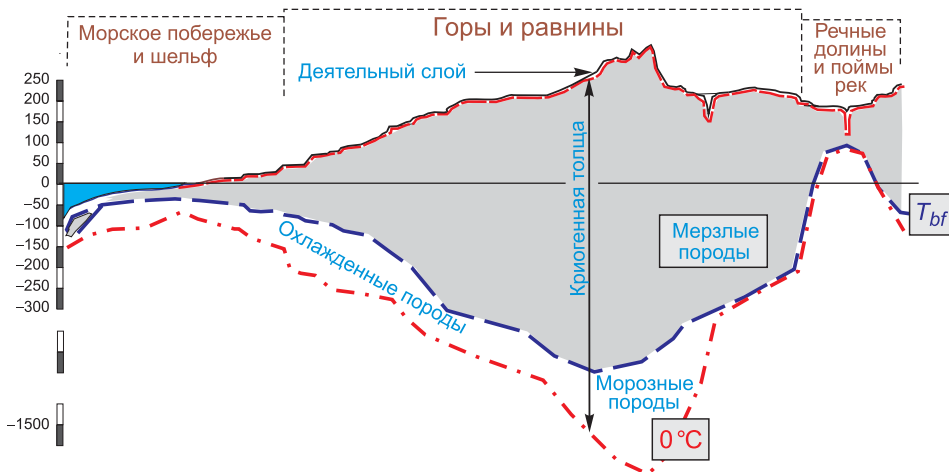


Рис. 1.1. Криогенная толща и ее составные части

распространения мерзлоты промерзание иногда не проникает на всю глубину деятельного слоя, образуя участки несливающейся мерзлоты. Но в таких случаях это уже не деятельный слой.

Вне пределов этой области вечномерзлые толщи отсутствуют, но формируется слой сезонного промерзания. По северной периферии этой области криогенная толща погружена под соленые отрицательнотемпературные воды Северного Ледовитого океана. В горных районах (даже в самых низких широтах Земли) ниже пояса вечной мерзлоты располагается пояс сезонного промерзания. Кратковременная мерзлота может появляться в самых различных областях и поясах там, где имеет место процесс промерзания-протаивания горных пород.

Криогенные толщи наиболее широко распространены в пределах современной суши и развиваются в субаэральных условиях — *субаэральные* толщи. В далеком геологическом прошлом под наземными ледниками существовали и в настоящее время существуют *субгляциальные* мерзлые толщи, а под морем — *субаквальные* мерзлые и охлажденные толщи формируются в прибрежной части арктических морей, где на мелководье морской лед смерзается с донным грунтом.

Современными исследованиями мерзлые льдистые и охлажденные горные породы были обнаружены в донных отложениях шельфа арктических морей на глубинах до 80...110 м. Некоторые из них образовались в пределах суши в субаэральных условиях в период регрессии моря, а после его трансгрессии оказались затопленными холодными (отрицательнотемпературными) водами Арктического бассейна и потому сохранились в реликтовом состоянии. Это *реликтовые субаквальные* криогенные толщ.

Новообразование субаквальной мерзлоты возможно не только в прибрежной отмелой части шельфа, но и на глубинах от 40 до 150...200 м, где в разрезе донных пород возникает такое соотношение отрицательной температуры и солёности, при котором донные осадки промерзают с льдовыделением.

Криопэги — отрицательнотемпературные высокоминерализованные незамерзающие воды криолитосферы — наиболее широко распространены в современных отложениях лайды, приливно-отливной зоны и подводного берегового склона северных побережий. Маломощный слой с высоким электросопротивлением (мерзлые породы) подстилается породами с высокой электропроводимостью (породы, насыщенные рассолами). В процессе развития толщ криопэги занимают определенную гидрогеологическую стратификацию, перетекая вниз по разрезу до водоупорных слоев. В разрезе криогенной толщи различают надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные криопэги.

Надмерзлотные криопэги залегают в деятельном слое, а также в придонном слое морских акваторий, и по составу близки к морской воде, а минерализация их существенно выше.

Межмерзлотные криопэги вскрываются в толщах морских песчаных отложений. Эти воды обычно напорные и залегают в виде замкнутой линзы. Для них характерна высокая минерализация, хлоридно-натриево-магниевый состав и высокая общая жесткость.

Подмерзлотные криопэги в морских отложениях вскрыты под толщей мерзлых пород в виде водоносных горизонтов мощностью десятки метров. Химический состав хлоридно-сульфатный натриево-магниевый, минерализация может превышать 100 г/л.

О совершенно ином способе образования мерзлоты в донных осадках арктических морей стало известно, когда льдистые толщи были обнаружены на участках развития глубинных газовых залежей. В толщах рыхлых донных пород над куполовидными газоносными структурами газ из песчаного коллектора проникает по зонам трещиноватости в вышележащие породы, высвобождаясь из коллектора, где он находился под высоким давлением, промораживал слабосцементированные водонасыщенные породы при его адиабатическом расширении, активно поглощая тепло из этих пород. Максимальное льдовыделение в породах происходит у поверхности морского дна, а минимальное — на глубине, т. е. над поверхностью газового коллектора.

Таким образом, при миграции газа по зонам трещиноватости и промораживании толщи водонасыщенных донных отложений сформировались мерзлые сильнольдистые пласты пород и пластовые льды, нередко выраженные в донном рельефе бугристыми формами. Такие образования отнесены к типу субаквальных криогенных толщ, формирующихся при изменении теплообмена внутри толщи, а не вне ее, т. е. имеет место эндогенное промерзание грунтов в результате внутреннего охлаждения, а не с поверхности.

Следы реликтовой криолитосферы

История развития криолитогенеза достоверно читается по ее реликтам, т. е. остаткам бывшего площадного распространения криолитозоны. При этом используются многие характеристики и параметры криогенной толщи криолитосферы. Наиболее информативным из них является криогенное строение мерзлых пород. Его следы сохраняются в разрезе протаявших отложений как суглинисто-глинистого, так и песчаного состава. Криогенные явления (посткриогенные) однозначно фиксируют бывшее существование криолитозоны — ее продолжительность, распространение и динамику. Разрушенные бугры пучения, бугристые торфяники, остаточного-полигональный микрорельеф, термокарстовые котловины, каменные россыпи и глетчеры нередко оказываются единственными показателями длительного промерзания пород с поверхности. К таковым же в разрезе относятся свойства — пылеватость рыхлых пород и мелкоземистость обломочных скальных пород, а также псевдоморфозы по ледяным жилам, конвективные образования, грунтовые жилы — наиболее надежные индикаторы длительной криогенной переработки пород верхней части разреза и деятельного слоя, часто встречающиеся и включенные А. И. Поповым в *полярный покровный комплекс*.

Широкое распространение этих явлений в Европе, Азии и Северной Америке вне пределов современной криолитозоны свидетельствует о более значительных размерах криолитозоны в прошлом геологическом времени, чьи границы достигали на равнинах до 40...42° с. ш. и в горных районах до 25...30° с. ш.

Современная криолитозона — естественное продолжение и небольшой остаток ее развития: широкого распространения в среднем и позднем неоплейстоцене, но резкого сокращения площади в голоцене. Наиболее древние следы криолитозоны — псевдоморфозы и конвективные образования, пликативные нарушения слоистости — обнаружены на северо-востоке Евразийского континента — в пределах Валькарайской низменности Чукотского полуострова, Центральной Якутии, а также в Северной Америке.

Раннеплейстоценовая криолитозона зафиксирована в долине р. Чукочьи (Чукотский полуостров), а следы ее существования в это время обнаружены в бассейне р. Иртыша, на Алтае, в Северной Монголии. Более поздние образования отмечены и в Азии, и в Европе. На востоке Азии мерзлые толщи простирались из Сибири на юг до 39...40° с. ш. — в Японию до островов Хоккайдо и Хонсю. Следы многолетнего промерзания прослеживаются в Большеземельской тундре и Среднем Поволжье, на Украине, по всей Центральной Европе, а в Северной Америке — на Аляске, островах Прибылова, на равнинах гораздо шире границ максимального продвижения ледниковых покровов.

Морские трансгрессии и регрессии Северного Ледовитого океана (Полярного бассейна) были связаны как с новейшими неотектоническими движениями на суше, так и с изменениями уровня Мирового океана в ледниковые и межледниковые эпохи. В позднем неоплейстоцене уровень Мирового океана понижался на десятки метров, увеличивая и сокращая значительные площади суши и шельфа.

В периоды регрессий Полярного бассейна:

- осушались морские отложения, их температуры резко понижались, что приводило к быстрому эпихронному промерзанию;

- на территориях, прилегающих к акватории, формировались более молодые (и менее мощные) криогенные толщи, чем в южных континентальных районах;

- ограниченно развивались синкриогенные толщи отложений на побережьях молодых морских равнин.

В периоды трансгрессий Полярного бассейна:

- наиболее льдистые верхние горизонты толщ мерзлых пород, особенно с полигонально-жильными и пластовыми льдами, подвергались термоабразивной переработке;

- среднегодовые температуры мерзлых толщ повышались в пределах отрицательных значений и выше 0 °С;

- криогенные толщи деградировали сверху и снизу, в зависимости от времени существования морского бассейна;

- пресные подземные воды замещались солеными морскими водами с отрицательной температурой;

- в пределах площадей газоносных структур, залитых отрицательными температурами морскими водами, формировались субаквальные криогенные толщи пород на участках мощных проявлений газов, мигрировавших из глубоких залежей.

Криолитогенез в областях осадконакопления

Области действия криолитогенеза

О газогидратном криолитогенезе

Криолитогенез формирует криогенную толщу с аутигенным минералом — льдом (в микро- и мезоморфном виде) и ледяной горной породой (в макроморфном виде). При промерзании-протаивании толщи горных пород скальные массивы разрушаются, консолидируются их разрыхленные скопления, состояние, состав, строение и свойства древних толщ рыхлых пород изменяются, накапливаются новые современные мерзлые толщи.

Региональность проявления криолитогенеза в природной среде значительно осложняется геолого-геоморфологической структурой криолитосферы, в которой выделяют следующие области неотектонического режима ее развития:

- область устойчивых неотектонических поднятий, сложенная массивами скальных пород и маломощным элювиально-делювиальным плащом рыхлых пород;
- область относительно стабильного тектонического режима, в которой скальный массив перекрыт мощной толщей морских и континентальных отложений;
- область устойчивого погружения, сложенная мощной толщей морской и континентальной древней и современной аккумуляции.

Области действия криолитогенеза

Криогенные толщи горных пород формируются в пределах территорий, где преобладает либо денудация, либо аккумуляция, либо там, где в пространстве и времени существует равное соотношение денудации поверхности и аккумуляции отложений. В пределах таких областей сохраняется единый набор (сочетание) литолого-фациальных условий осадконакопления, определяющих характер криолитогенеза.

А. И. Попов исходил из положения о том, что каждой области, выделяемой по направленности неотектонического развития и способу накопления отложений (горная система, равнина или низменность), свойственны определенные сочетания криогенных процессов, которые создают своеобразные комплексы толщ криогенных горных пород, местами переходящих в другую область, но не образующих там заметные объемы накоплений.

В области денудации (рис. 2.1, 2.2) криолитогенез формирует толщу мерзлых льдистых грунтов из материала, прошедшего любую стадию

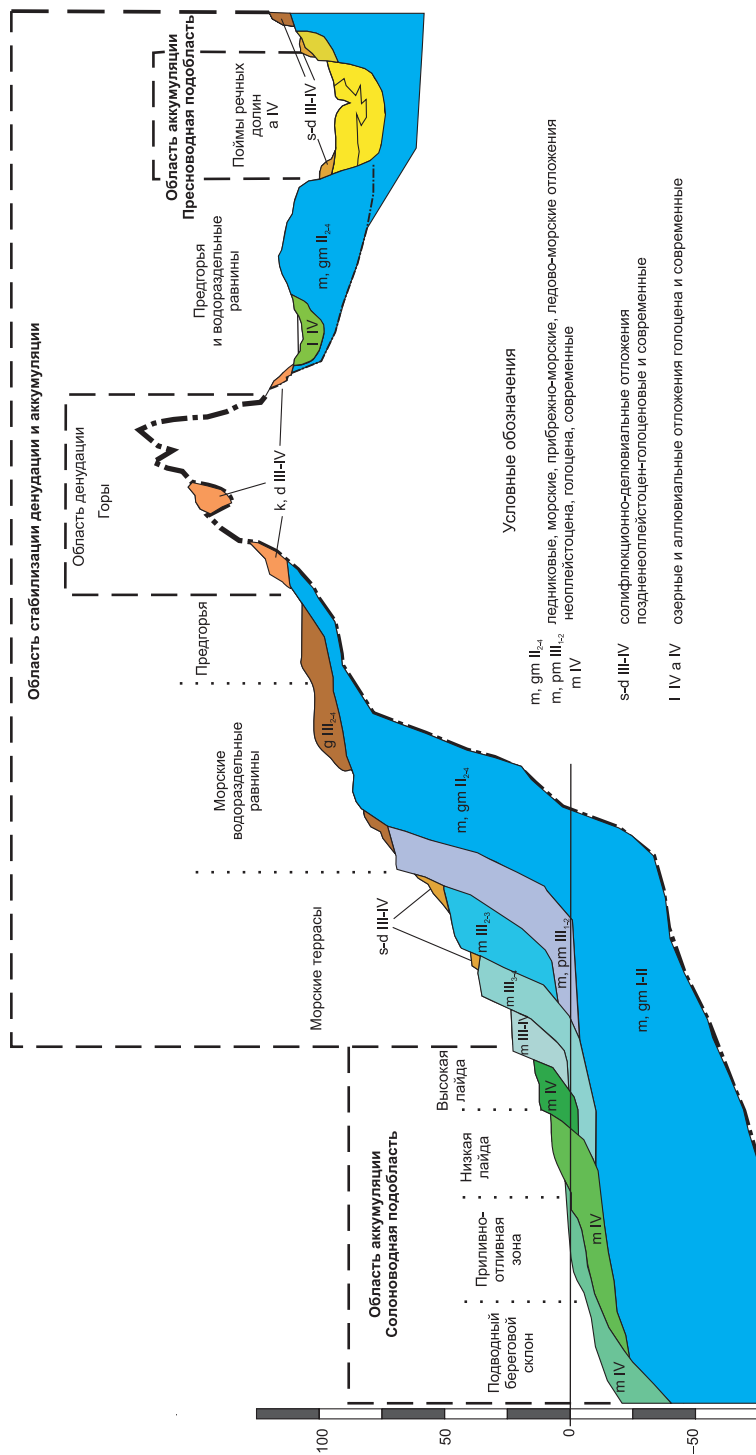


Рис. 2.1. Области развития криолитогеоза



Рис. 2.2. Область денудации (верхняя часть снимка) и область стабилизации денудации и аккумуляции (на переднем плане). Шпицберген.
Фото И. И. Лаврентьева

развития — седиментации, общего диагенеза, катагенеза, метаморфизма. Его влияние на породы, как рыхлые, так и уплотненные и обезвоженные, а тем более метаморфизованные и кристаллические, всегда проявляется в разрушении и преобразовании под действием криогенного выветривания. Особенно активно способствует процессу криогенного выветривания многократное кратковременное (суточное и сезонное) промерзание-протаивание любой породы.

Толща криогенных пород накапливается и промерзает при локальном перемещении продуктов выветривания на склонах, в отрицательных элементах рельефа и небольших эрозионных долинах, при этом накопленное задерживается на весьма длительный срок. Смещаемые по склонам породы накапливаются и промерзают, а оголенный скальный массив вновь подвергается криогенному выветриванию. В субэвальной обстановке криогенное выветривание дробит массив скальных горных пород, а водные потоки не участвуют в транспортировке и отложении грунтового материала. Но атмосферная влага и талые снеговые воды здесь — ведущие агенты выветривания.

Наиболее полно криогенное выветривание проявляется при систематическом промерзании-протаивании. Здесь работают два основных механизма криогенного разрушения:

- *морозное выветривание*, когда лед, замерзающий в трещинах, раскалывает промерзший скальный грунт на грубые обломки — глыбы, щебень, дресва (криокластиты, по А. И. Попову);

– *криогидратационное выветривание* (по В. Н. Конищеву), когда расклинивающее давление тонких водных пленок в микротрещинах при смене фазового состояния воды дробит и измельчает обломочный материал до мелких фракций пылеватой и мелкопесчаной размерности (*криокластопелит*, *криопелит* — по А. И. Попову). Продукты криогидратационного выветривания В. Н. Конищев рассматривал как конечные продукты криогенного выветривания без изменения их минералогического состава.

Продукт выветривания — обломочные породы, а также своеобразные пылеватые грунты (конечный результат дезинтеграции песчаных и более крупных фракций и агрегации глинистой фракции). Многократные циклы промерзания-протаивания изменяют дисперсность, постепенно дробят любую рыхлую породу, частицы которой крупнее пылеватой фракции, а глинистые частицы агрегируются. Эта способность процесса при многократных циклах промерзания-протаивания в породах постепенно выравнивать, усреднять свой механический состав до пылеватой фракции является одной из исключительных особенностей криолитогенеза как процесса выветривания — криогенного элювиирования. Криогенный элювий — это кора выветривания, целиком совпадающая с обычно увлажненным горизонтом сезонного промерзания-протаивания.

Промерзание кристаллических, метаморфических и плотных осадочных пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков и др.) и формирование мерзлой или морозной толщи сопровождается разрушением. Вода замерзает в трещинах, возникающих в массиве пород при освобождении от напряжений и неотектонических подвижек. Процесс промерзания плотных скальных пород подготавливает такой массив к разрушению и криогенному выветриванию. Морозные толщи этих пород подвержены криогенному предразрушению.

Конечные продукты криогенного выветривания скапливаются на плакорах и склонах горных массивов в мощные залежи сцементированных льдом *криокластитов* (каменные глетчеры, курумы, гольцовые россыпи). На склонах они передвигаются под влиянием сил гравитации. Скопления *криокластопелитов* отличаются от них присутствием мелкозема, в котором с накоплением влаги появляется возможность сегрегационного льдовыделения. При промерзании в деятельном слое начинается криогенная сортировка грунтов и обломочного материала, мерзлотный крип и солифлюкционное перемещение их по склонам, накопление их в любых понижениях рельефа.

Область стабилизации денудации и аккумуляции — низкие плоскогорья, обширные плоские и холмистые водораздельные пространства, древние речные и морские террасы — территории денудационно-аккумулятивного и абразионно-аккумулятивного рельефа (см. рис. 2.1). Здесь криогенное выветривание преобразует рыхлую породу во вторичный продукт — продукт криогенного дробления крупных частиц и агрегации частиц глинистых — пылеватые грунты. Это типичные коры выветривания территорий современного и древнего промерзания-протаивания — криоэлювиальные образования полярного покровного комплекса.

Криоэлювиальное породообразование происходит на платформенных равнинах, не подверженных ни интенсивному сносу, ни активному накоплению материала в субаэральной обстановке. На плакорах и пологих склонах криогенное выветривание формирует маломощную криогенную кору выветривания из лессовидных покровных суглинков деятельного слоя. Снос и накопление грунтового материала осуществляются склоновыми процессами, формирующими гравитационную группу континентальных отложений — коллювий обрушения и сползания, делювий и солифлюкционно-делювиальные отложения.

В деятельном слое грунты подвергаются активной криогенной сортировке, избыточному льдовыделению сезонного пучения. Здесь активно происходит конвективное перемешивание грунтового материала, образуются грунтовые и льдогрунтовые жилы, проникающие местами в мерзлую часть толщи и выраженные полигонально-блочным микрорельефом (рис. 2.3). На плакорах формируются льдистые торфяники с полигонально-жильными льдами.

В процессе многолетнего промерзания грунтовые толщи **изменяют** свое состояние. Существенно изменяются и свойства, и строение грунтов, поэтому те криогенные процессы, которые обеспечивают при определенных условиях консолидацию и преобразование осадка в мерзлую породу, мы рассматриваем как процессы криодиагенетические.

Каковы же главнейшие особенности криодиагенеза — процесса, изменяющего породу? Какие изменения свойств пород при этом происходят?

- Уплотнение пород — при промерзании глинистого или иловатого осадка и росте ледяных шпиров сжатие объема грунта сопровождается относительным обезвоживанием грунтовых агрегатов. Особенно заметен этот процесс при последовательном и многократном промерзании-протаивании грунта.



Рис. 2.3. Полигонально-блочный микрорельеф области стабилизации. Земля Франца-Иосифа. Фото С. А. Марченко

- Цементация минеральных частиц льдом при формировании криогенной текстуры.
- Вспучивание грунта при сегрегационном льдовыделении.
- Перекристаллизация льда с течением времени при изменениях температуры и давления вышележащей толщи.
- Выпадение растворимых минералов из раствора в осадок подавлено в промерзающих породах из-за перераспределения или удаления грунтовой влаги.
- Аутигенез (новообразование минералов) при промерзании, ведущий к образованию новых компонентов мерзлой породы — льда и льдистых газогидратов, ряда минералов (кальцит, доломит, сидерит, иллит, серицит, гипс, ангидрит, вивианит, пирит и марказит), которые соответствуют аутигенезу в обычном типе диагенеза.

В итоге А. И. Попов определял криодиагенез как *«длительно необратимое промерзание влажных осадков и увлажненных дисперсных пород с образованием в них аутигенного минерала — льда, с заметным обезвоживанием минеральных агрегатов супесчано-глинистого ряда осадков и пород, которое обеспечивается миграцией воды и заканчивается... сжатием, а самое главное — формированием ледяных шлиров, образующих характерные криогенные текстуры диагенетизированной вечномерзлой породы...»* (курсив Ю. Б.).

При промерзании ранее диагенетизированной породы криогенная текстура как бы накладывается на сложение породы, ранее возникшее, или следует этому сложению. А. И. Попов говорил о *многообразии проявления криодиагенетического процесса в качестве первичного диагенеза, когда промерзают осадки, не подвергавшиеся раньше диагенетизации, а также как процесса вторичного, наложенного диагенеза, когда промерзают породы, ранее подвергшиеся общему диагенезу, но не достигшие стадии затрудненного уплотнения и сохранившие рыхлосвязанную воду, способную к криогенной миграции* (курсив Ю. Б.). Все последующие изменения в уже мерзлой толще (перекристаллизация, продолжающаяся миграция связанной воды и др.) — дальнейшее углубление криодиагенеза.

Как же проявляется криодиагенез при действии на толщу осадочных пород?

*Грубозернистые горные породы — галечники, гравийники и пески любой степени водонасыщения — существенно не меняли своего строения (за исключением вспучивания максимально водонасыщенного грунта) при промерзании. Льдовыделение в них мало изменяло взаимное положение минеральных частиц, но фиксировало его льдом-цементом. Немерзлый грунт изменял свое состояние, он промерзал и в нем возникали новые минералы и прежде всего — лед. В мерзлом сухом песке практически нет льда-цемента, он морозный. Маловлажный песок цементировался льдом в небольшие агрегаты и комки с корковой криогенной текстурой. Влажный песок монолитно цементировался льдом, заполняющим поровое пространство, образуя *порово-массивную* криогенную текстуру. В водонасыщенном песке естественное сложение грунтовых частиц нарушалось: растущие кристаллы льда заметно раздвигали песчинки,*

образуя базально-массивную криогенную текстуру. В водонасыщенных пылеватых песках появлялись мелкие ледяные линзочки.

В тонкодисперсных горных породах (глинах, суглинках, супесях, алевроитах), достаточно увлажненных, сформировались характерные ледяные тела — шпильры, заметно изменявшие структуру и сложение грунта.

Обратимся к наиболее важным и характерным примерам промерзания с точки зрения оценки его как криодиагенетического процесса — процесса изменения состава, состояния, строения и свойств промерзающих пород.

Все дочетвертичные и некоторые четвертичные толщи рыхлых пород, отложившиеся в море, озере или в пойме реки, сформировались без участия криогенного процесса и задолго до того, как промерзли. Они прошли все обычные стадии диагенеза — уплотнение, обезвоживание, химические превращения, образование аутигенных минералов и т. д., и литифицировались без участия промерзания.

Но промерзание изменило структуру и текстуру уже литифицированной породы так, что распределение льда в ней следует первичным признакам криодиагенеза — образуется унаследованная криогенная текстура: при невысокой влажности до промерзания — массивная, а при достаточно высокой — слоистая и сетчатая криогенные текстуры. В таком случае промерзание эпихронно по отношению к осадконакоплению, а криогенный процесс накладывается на породу литифицированную, уже достаточно измененную.

В промерзающей породе возникает лед — минерал, связующий или цементирующий частицы и агрегаты грунта (рис. 2.4, 1 и 2). Лед в различных по составу осадках, в различных физико-географических и литолого-фациальных условиях формирует специфическую криогенную текстуру, не нарушая либо нарушая характерное сложение осадка. Это текстурообразующий сегрегационный (миграционный) лед (рис. 2.4, 3–6). Кроме того, лед может залегать в толще породы в виде линз и прослоев толщиной несколько десятков сантиметров. Он образуется и в виде крупных тел полигонально-жильного льда и пластовых залежей подземного льда толщиной десятки метров

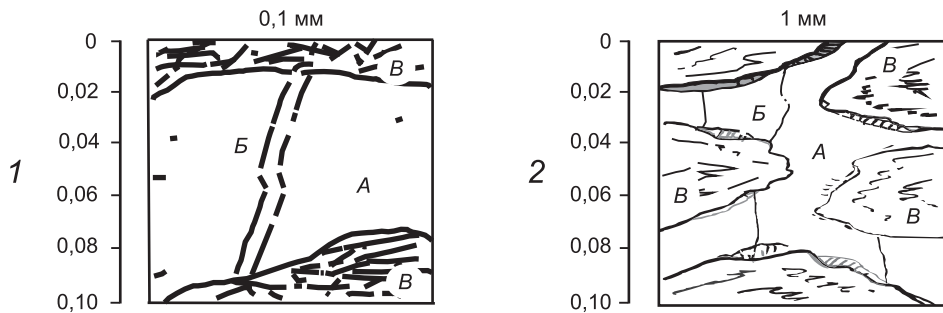


Рис. 2.4 (начало). Фрагменты криогенной толщи:

микрофрагменты: 1 — лед-цемент между микрочастицами суглинка (А — лед; Б — грани ледяных кристаллов; В — микрочастицы суглинка при увеличении 2000^х); 2 — лед-цемент массивной криогенной текстуры в мелком песке (А — лед; Б — грани ледяных кристаллов; В — песчинки)

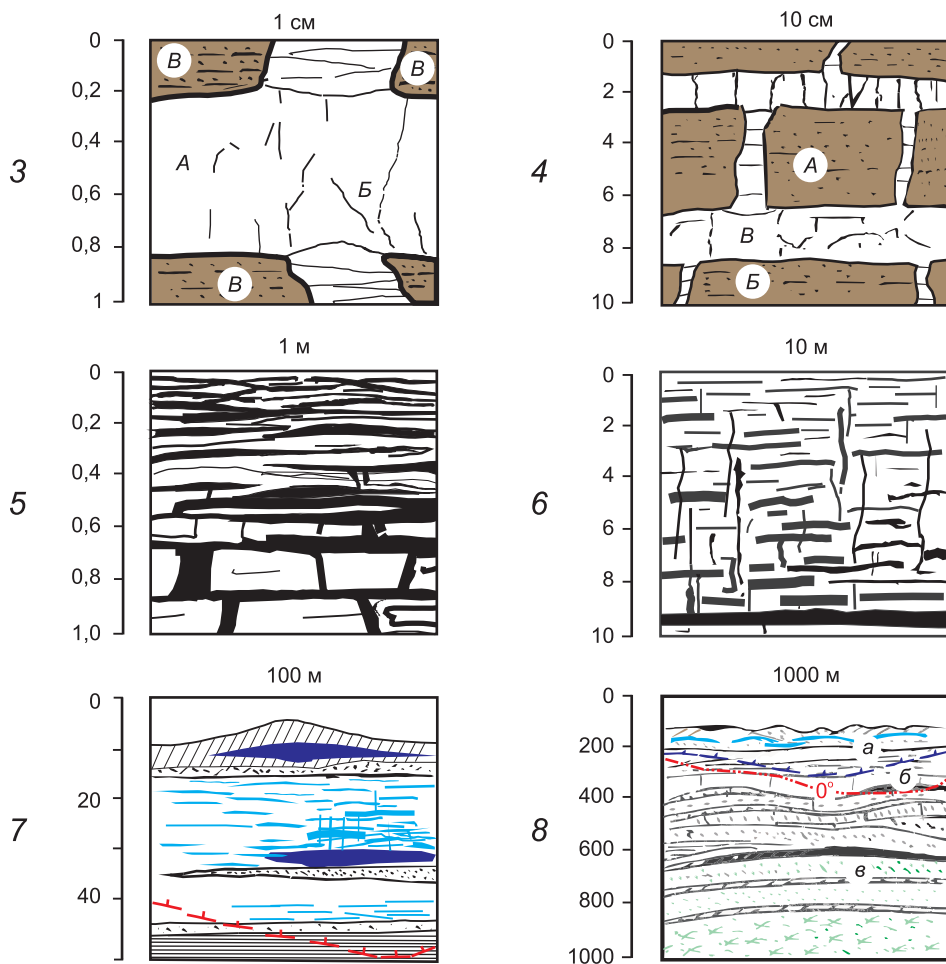


Рис. 2.4 (окончание). Фрагменты криогенной толщи:

мезофрагменты: 3 — тонкошпировая сетчато-слоистая криогенная текстура в суглинке (А — лед шпиря; Б — грани ледяных кристаллов; В — суглинок с тонкими прослойками пылевато-го песка); 4 — сетчатая криогенная текстура в суглинке; 5 — линзовидно-слоистая криогенная текстура у подошвы деятельного слоя и сетчатая криогенная текстура мерзлого суглинка; 6 — неполносетчатая криогенная текстура в суглинистой толще на глубине более 10...12 м; *макрофрагменты:* 7 — инъекционный и сегрегационный лед в разрезе мерзлой толщи; 8 — мерзлая толща в разрезе литосферы (а — мерзлые породы, б — охлажденные породы, в — газоносные слои)

и протяженностью сотни и первые тысячи метров (рис. 2.4, 7 и 8). Все эти формы подземного льда определяют криогенное строение мерзлых толщ и особенности распределения в них льдистости.

Толща осадков, накопленная в море, озере или русле реки, после выхода на поверхность интенсивно промерзает, превращаясь в вечномерзлую толщу. В этом случае криогенный процесс, также эпихронный осадконакоплению,

представляется уже как ведущий процесс литификации, ведущий диагенетический процесс. Промерзанием охватывается тонкодисперсный осадок, еще жидкий, неуплотненный, часто в виде суспензии, не испытывавший еще заметных уплотнений, обезвоживания, химических преобразований, — тот, который не стал еще породой. Слои таких неуплотненных жидких осадков на дне моря или озера могут достигать толщины 8...10 м и более. Из жидкого осадка-суспензии образуется льдонасыщенная мерзлая порода, в которой льда больше, чем минеральных агрегатов. Криогенная текстура чаще всего — крупная льдистая сетка, когда грунтовые тела неправильной формы как бы «плавают» во льду, обрамляющем их со всех сторон.

В области стабилизации денудации и аккумуляции криодиагенез формирует криогенную текстуру осадочной рыхлой породы, накопившейся задолго до начала промерзания, изменившего состояние пород всей толщи.

Область аккумуляции — поймы речных долин и озерных котловин (пресноводная подобласть), дельты и эстуариев, пляжей, лайд и подводного берегового склона (солонowodная подобласть) отличается определенной самостоятельностью процесса формирования мерзлой толщи пород. Из прилегающих областей денудации и стабилизации в область аккумуляции поступают:

- продукты криогенного выветривания и термоденудации, подготовленные на водоразделах и склонах;
- продукты размыва рыхлых дочетвертичных и четвертичных пород рекой, озером, морем;
- современный и древний органический (главным образом, растительный) материал;

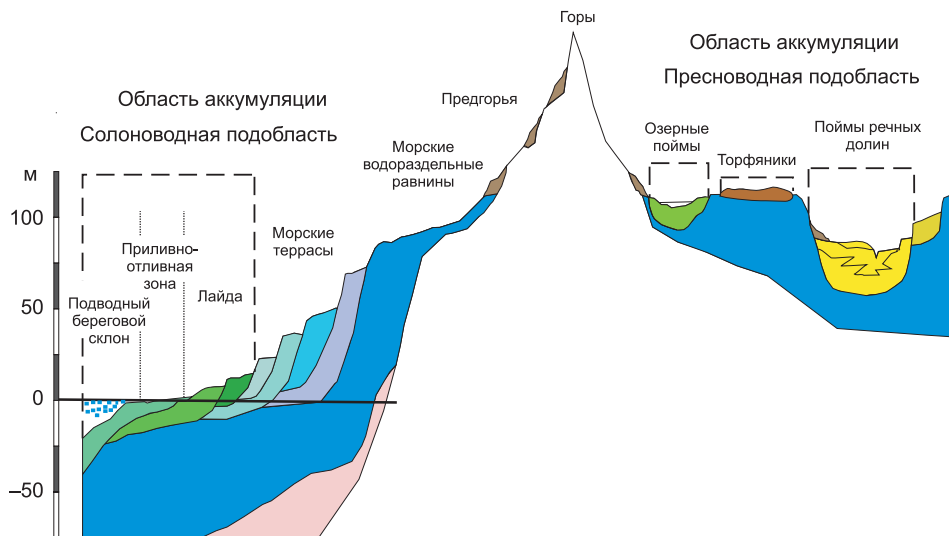


Рис. 2.5. Область аккумуляции. Солонowodная и пресноводная подобласти

– эоловый материал;
– обломочный материал растаявших припайных льдов (прибрежных территорий) и айсбергов (принесенный из отдаленных ледниковых районов).

Образование мерзлой толщи происходит на участках аккумуляции отложения таких генетических типов отложений (аллювиальных, прибрежно-морских, дельтовых, лагунно-морских, озерных, озерно-аллювиальных), которые промерзали синхронно с их накоплением (практически одновременно) в геологическом масштабе времени (рис. 2.5).

В области сплошного распространения мерзлоты толща формируется, когда в процессе накопления осадков на поверхности сезонноталое основание деятельного слоя систематически переходит в мерзлое состояние, наращивая таким образом толщу вечной мерзлоты вверх. Каждый слой свежееотложенного осадка на поверхности по мере его погребения новыми слоями становится вечномерзлым по прошествии некоторого времени. И это главное в определении понятия *синкриогенной толщи*.

Криоседиментогенез в деятельном слое (новообразование толщи мерзлых пород)

В высоких широтах Арктики осадок деятельного слоя подвергается как слабым криодиагенетическим изменениям состава, так и криогенному выветриванию. Каждый годичный слой или пачка таких слоев осадка в нижней не протаявшей летом части деятельного слоя без диагенетических преобразований переходит в вечномерзлое состояние. Но в более южных районах криолитозоны мощность деятельного слоя увеличивается и, следовательно, каждый годичный слой осадка все дольше и дольше пребывает в пределах деятельного слоя и подвергается еще и криогенному выветриванию.

В синкриогенной толще сохраняются первичное сложение, структура и криогенная текстура осадка, промерзавшего в нижней части деятельного слоя. В накопившихся породах сохраняется первозданная криогенная текстура. На эти текстуры накладывается еще и морозобойное растрескивание, которое сопровождается образованием и ростом полигонально-жильного льда, формирующими полигонально-валиковый микрорельеф поверхности (рис. 2.6).

Эта часть толщи из-за продолжающегося на поверхности накопления осадков погружается до глубин, куда морозобойное растрескивание уже не проникает, криогенное строение консервируется. Здесь уже не происходит ни доводки криогенных текстур, ни расширения ледяных жил, но возможны их пластические деформации и перекристаллизация льда под действием длиннопериодных колебаний температуры, затрагивающих всю криолитосферу целиком.

Таким образом, образование синкриогенной толщи — первичный и ведущий процесс превращения осадка в мерзлую горную породу:

– в разрезе такой толщи не прослеживается убывание льдистости с глубиной, а также разреживание и утолщение ледяных шпиров криогенных



Рис. 2.6. Полигонально-валиковый микрорельеф поверхности области аккумуляции. Земля Франца-Иосифа. Фото С. А. Марченко

текстур. Для них более характерна большая частота и малая толщина ледяных включений, а также приблизительно равномерность и ритмичность в их распределении по разрезу;

- каждая пачка слоев такой толщи характеризуется определенной льдистостью и сочетанием криогенных текстур, свойственных конкретной климатической обстановкой и режимом накопления осадков;

- в разрезе такой толщи никогда не встречаются пластовые залежи подземных льдов внутригрунтового происхождения, только погребенные в процессе осадконакопления;

- минеральные агрегаты насыщены льдом и при оттаивании полностью и легко размокают и растекаются;

- в этих толщах присутствуют признаки физико-химического преобразования осадка — аутигенные минералы, хорошо сохраняются растительные останки и ткани животных.

Итак, важнейшие процессы литификации (уплотнение и цементация) осуществляются в синкриогенной толще под влиянием именно промерзания и окончательного уплотнения осадка при переходе в вечномерзлое состояние. Таким образом, промерзание в данном случае — это стадия, непосредственно следующая за седиментацией, т. е. стадия новообразования, криогенной литификации, консервирующая породу в мерзлом состоянии с наложенной криогенной текстурой.

В области аккумуляции криолитогенез — непосредственный и главный фактор преобразования свежего осадка, формирования в нем структуры и текстуры, превращения его в твердую мерзлую породу.

* * *

Резюмируя сказанное выше, необходимо вспомнить, что криолитогенез отчетливо проявляется лишь в верхних горизонтах криолитосферы с относительно устойчивой отрицательной температурой. Ему подвергаются:

- разновозрастные геологические образования любого генезиса — рыхлые и скальные породы, которые оказываются в сфере сезонного или длительного промерзания;

- разновозрастные поверхностные осадки территорий и водоемов (озер, лагун, морей), ранее не промерзавшие, но оказавшиеся в сфере промерзания из-за осушения водоема (при регрессии, заполнении осадками, заболачивании, спуске озера и т. д.);

- вновь формирующиеся осадки, которые накапливаются в субаквальных и промерзают в субаквально-субаэральных условиях — аллювиальные, дельтовые, озерные, болотные, прибрежно-морские, лагунно-морские, а в субаэральных — солифлюкционные, коллювиальные, делювиальные, пролювиальные, эоловые и др.

В области денудации массивы скальных пород промерзают в субаэральной обстановке, в которой обеспечивается разрушение (дробление) промерзающего массива породы и накопление обломочного материала, и только атмосферные воды участвуют в льдовыделении в этих породах.

В области стабилизации денудации и аккумуляции практически все осадки накапливались в водной среде (аллювиальные, прибрежно-морские, озерно-болотные, ледниковые и др.), но промерзли они в субаэральной обстановке, испытав до промерзания определенные диагенетические изменения.

В области аккумуляции субаквальное осадконакопление происходит как в пресноводной среде речных пойм, озер, болот, так и в солоноводной среде морских и лагунно-морских акваторий. Но проявляется криолитогенез в этих двух средах неравнозначно. Присутствие растворимых солей в среде осадконакопления существенно влияет на характер промерзания, состав и состояние пород криогенной толщи, интенсивность и формы льдовыделения, развитие криогенных процессов и явлений. В солоноводной акватории осадконакопление происходит практически непрерывно и отложенный осадок промерзает в субаквальной среде, не появляясь на поверхность. В пресноводной среде гидрологический режим акваторий реки или озера обеспечивает последовательную смену субаквального осадконакопления (в период весенне-летнего половодья) субаэральным промерзанием отложенного осадка (осенью-зимой).

Перечисленные особенности проявления криолитогенеза в различных сочетаниях режимов осадконакопления и промерзания позволяют сгруппировать основные способы его действия, которые характеризуют разрушающую,

Область денудации и сноса	Область стабилизации денудации и аккумуляции	Область аккумуляции	
		Пресноводная подобласть	Солоноводная подобласть
Режим действия процесса осадконакопления и промерзания			
Субаэральный режим осадконакопления и промерзания	Субаквальный режим осадконакопления, субаэральный режим промерзания	Субаквальный режим осадконакопления, субаэральный режим промерзания	Субаквальный режим осадконакопления и промерзания
Способ действия процесса осадконакопления при промерзании			
Разрушение пород Криогипергенез	Изменение пород Криодиагенез		Новообразование пород Криоседиментогенез
Криогенное выветривание массива скальных пород Формирование коры выветривания на скальных толщах	Формирование коры выветривания на рыхлых толщах	Изменение состояния, строения, состава и свойств грунтовых толщ (льдообразованное сегрегационное, инъекционное, полигонально-жильное, льдогазогидратное)	Новообразование толщ льдистых пород с подземными льдами (погребенными, полигонально-жильными, пластами пликтивных дислокаций, эндогенно-диффузионными образованиями)
Классы криолитогенеза			
Эпихронный Эпикриолитогенез		Синхронный Синкриолитогенез	

Рис. 2.7. Криолитогенез в формировании толщи мерзлых пород

изменяющую или новообразующую деятельность криолитогенеза, образующую особую льдистую породу (рис. 2.7).

Иными словами, в определенных обстановках осадконакопления и промерзания криолитогенез создает мерзлую льдистую толщу пород, действуя как:

- процесс криогенного выветривания, разрушающий массив скальных пород и обломочный материал при фазовых переходах воды;
- процесс изменения уже накопившейся толщи пород, когда промерзанием изменяются ее состав, состояние и свойства;
- процесс новообразования мерзлого осадка, определяющий физические, химические и механические характеристики и свойства при промерзании, практически синхронном осадконакоплению.

Положения А. И. Попова о криолитогенезе и варианты его проявления дали понимание того, какое место криолитогенез занимает в системе литогенеза. Он критически и конструктивно обсуждал точки зрения Е. М. Катасонова, Н. М. Страхова, Ш. Ш. Гасанова, И. Д. Данилова на эти положения. А. И. Попов утверждал, что при любом типе седиментации и литогенеза (полярного, ледового, ледникового, сингенетического и др.) только прямое воздействие твердой фазы (льда) или сезонной смены фаз на осадок и породы определяет принадлежность территории или акватории к особому типу литогенеза — криолитогенезу.

Криолитогенез всегда рассматривается в качестве литогенетического процесса, создающего толщу мерзлой льдистой породы на стадиях:

- разрушения скального массива (*криогипергенез*);

- диагенетических изменений грунтов рыхлой толщи (*криодиагенез*);
- новообразования грунтов мерзлой толщи (*криоседиментогенез*).

Этот процесс действует при отрицательных температурах среды, существующих перманентно (в течение многих лет) или сезонно и прерывисто вне криолитозоны.

Таким образом, криолитогенез — процесс формирования толщи мерзлых льдистых пород на всех стадиях не только субаэрального, но и субаквального режима осадконакопления.

Особенности проявления криолитогенеза в субаквальной среде

Грунтовая толща криолитосферы накапливалась, промерзая как на суше, так и на дне морской акватории, т. е. проявление криолитогенеза связано с субаэральной или субаквальной обстановкой среды промерзания.

На суше промерзали толщи континентальных осадочных отложений (склоновые, ледниковые, эоловые) и кора выветривания. Промерзали отложения, которые накапливались в солоноводной морской среде (морские, ледниково-морские, прибрежно-морские, лагунно-морские). В пресноводной среде накапливались водноледниковые, озерно-ледниковые, озерные, озерно-болотные, отложения, но промерзали в субаэральной обстановке.

В субаэральной обстановке синхронно с осадконакоплением промерзали аллювиальные, аласные, пролювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения.

В субаквальной обстановке промерзали толщи морских осадков на различных глубинах дна подводного берегового склона. Вполне вероятно, что при боковом промерзании подозерных таликов также формировалась субаквальная толща мерзлых отложений озерного и аласного генезиса.

Возможность субаквального криолитогенеза обсуждалась и развивалась А. И. Поповым, Е. М. Катасоновым, исследовалась А. Д. Масловым, М. А. Великоцким, И. Д. Даниловым, Ю. Б. Баду, Н. А. Шполянской, А. Н. Хименковым и др. Осадкообразование нередко сопровождается подводными оползневыми процессами и в донных отложениях возникают пликативные дислокации, сопровождавшиеся льдовыделением. Такие дислокации возникают в переувлажненных практически неуплотненных, своеобразных по составу осадках, обладающих плавунными и тиксотропными свойствами.

Пликативные дислокации в неоплейстоценовых отложениях на севере Западной Сибири в своем развитии оказались сопряженными с льдообразованием. *В каком же генетическом и временном соотношении находятся пликативные дислокации и льдообразование в осадочных толщах?* В мерзлых неоплейстоценовых толщах дислокации характеризуются закономерным распределением в них льда, и обнаруживают связь с пластовыми льдами большой мощности, располагаясь в отложениях, перекрывающих мощные пластовые льды. Маломощные же пластовые залежи льда (1...2 м) составляют органичное целое с вмещающими дислоцированными отложениями.

Мы подробно изучим это позднее, в разделе «Пластовые залежи подземного льда» (см. гл. 8).

Г. И. Дубиков, М. М. Корейша, Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский, А. И. Попов, Ю. В. Мудров и М. А. Великоцкий, А. Н. Хименков и другие исследователи неоднократно отмечали, что ледяные образования находятся в дислоцированных плейстоценовых песчано-глинистых отложениях с четко выраженной закономерностью. Тонкие ледяные шпирь расположены вдоль седиментационных слоев на контактах напластования песков, суглинков или глин согласно слоистости и всем деформациям смятых в складки слоев. Крупные ледяные линзы образуют ядро в «замках» антиклинальных и синклинальных складок, постепенно утоньшаясь к крыльям складок.

Все дислокации свойственны морским отложениям подводного берегового склона и по своим литолого-фаціальным особенностям очень близки современным осадкам Карского и Баренцева морей. Следуя принципу актуализма, еще в 80-х годах прошлого века А. И. Попов представлял условия формирования плейстоценовых отложений, соотнося их с современными условиями названных морей. Он логически и причинно увязывал дислоцирование и льдообразование, т. е. *льдообразование является следствием дислоцирования пород* в отрицательнотемпературной среде морского бассейна. А. И. Попов считал, что описанный процес криолитогенеза с формированием льдистых дислоцированных толщ морских осадков в позднем плейстоцене не может быть отнесен ни к синкриогенному, ни к эпикриогенному его типу и, по-видимому, должен рассматриваться в качестве самостоятельного специфического *субмаринного типа криодиагенеза*.

Н. А. Шполянская считает, что изложенная схема формирования субаквальной части криолитосферы может объяснять процесс образования дислоцированных мерзлых толщ с пластовыми льдами, широко распространенных на плейстоценовых морских равнинах, представляющих собой древние шельфы. В большинстве случаев это ледогрунт, представленный переслаиванием ледяных слоев толщиной 10...15 см и грунтовых прослоев толщиной менее 1 см. Деформированные слои образуют сложный рисунок — параллельные либо сложно переплетающиеся, иногда горизонтальные, иногда дугообразные или сложной конфигурации слои, расположенные то вплотную друг к другу, то на расстоянии нескольких сантиметров.

Субаквальный криолитогенез в пресноводной среде рассматривал Е. М. Катасонов. Субаквальный криолитогенез в лагунно-морских условиях изучал В. А. Усов.

О газогидратном криолитогенезе

Газовые гидраты со льдом образуются и существуют в геологическом масштабе времени в толще мерзлых пород при определенных сочетаниях термобарических условий (т. е. в равновесных условиях льдогидратообразования). Природные газы растворяются в свободных и поровых водах грунтов, накапливаются в поровом пространстве пород одновременно с льдо-

выделением в пределах криолитосферы и вблизи нее, т. е. при отрицательных и близкой к 0 °С положительной температуре. Образование газогидратных залежей происходит не только в пределах нефтегазоносных структур суши, но и в осадочных толщах морей и океанов — везде, где соблюдаются термобарические условия гидратообразования.

Газовые гидраты — кристаллические вещества, внешним видом напоминающие снег или рыхлый лед. Клатраты (или соединения) образуются включением молекул «гостей» в полости кристаллического каркаса, состоящего из молекул «хозяев» другого сорта.

В газогидратах «гостями» являются молекулы газов, а «хозяевами» — молекулы воды, образующие каркас. Газогидраты формируются при внедрении молекул газов в полости ледяного каркаса, состоящего из молекул воды, без какого-либо специфического химического взаимодействия с ними, а лишь за счет слабых межмолекулярных (ван-дер-ваальсовых) взаимодействий. При этом размеры полостей и молекул «гостей» и «хозяев» должны соответствовать друг другу и находиться в пределах 38...92 нм. Поэтому гидратообразующие вещества (такие газы, как Ar, N₂, CO₂, CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈ и т. д.), заключенные в клатратный каркас льда, в основном сохраняют свою химическую индивидуальность так же, как и вода. При горении гидрата природного газа, напоминающего пылающий комок снега, на его месте остается вода.

Газогидраты образуют пространственную структуру кубического, гексагонального или тетрагонального типа. При этом на одну гостевую молекулу газа (например, метана) приходится 17 молекул воды. Наиболее распространенными являются структуры газогидратов кубического типа. В них молекулы метана расположены параллельно ребрам куба, соединяясь между собой плотнейшим образом пентагональными гранями.

В недрах Земли газогидраты были открыты в 1969 г. российскими геологами В. Г. Васильевым, Ю. Ф. Макогоном, Ф. А. Требиным, А. А. Трофимуком и Н. В. Черским. Глобальные запасы газогидратов в верхней части литосферы и на дне Мирового океана составляют около $2 \cdot 10^{16}$ м³. Это заметно превышает запасы топлива на Земле во всех остальных видах, включая уголь, нефть и газы, и лишь в 10 раз ниже запасов кислорода в атмосфере Земли. Особенно активно газогидраты в криолитозоне изучались В. П. Царевым, В. П. Мельниковым, В. И. Спесивцевым, Г. Д. Гинсбургом, В. А. Соловьевым, Н. Н. Романовским, А. Д. Масловым, В. С. Якушевым, Е. М. Чувилиным, Д. Дэвидсоном и др.

Газогидраты крайне чувствительны к изменениям внешних параметров среды — температуры и давления. Небольшие изменения термодинамических условий среды способны быстро перевести твердые кристаллические газогидраты в разжиженную массу с необратимым выделением огромного количества газов. Эти изменения могут быть инициированы как природными факторами, так и техногенным путем.

В толщах мерзлых и охлажденных пород криолитосферы газогидратные скопления чаще всего находятся в сложном соотношении со льдом, незамерзшей водой и газовыми включениями. Формирование льдистых газогидратов в криогенных толщах происходило при эпихронном промерзании

отложений, когда равновесные условия гидратообразования обеспечивались холодной температурной волной перед фронтом промерзания и кристаллизационным давлением воды. Чаще всего в мерзлых грунтах газогидраты находятся в виде гидратоцемента, отдельных порфировых и линзовидных включений.

На суше область распространения льдистых газогидратов тесно связана с областью распространения вечной мерзлоты, поскольку лишь длительное и глубокое охлаждение разреза создает необходимые предпосылки для формирования в породах условий образования газогидратов. Толщина слоя газогидратных пород определенно зависит от положения геоизотермы 0°C — чем больше глубина ее залегания, тем больше толщина этого слоя. В пределах морских акваторий толщина слоя газогидратов увеличивается с глубиной вслед за увеличением давления столба воды.

В верхних слоях земной коры градиент горного давления примерно равен гидростатическому, поэтому основное влияние на толщину слоя газогидратов и его строение оказывают вертикальное распределение температуры в толще пород (геотермический градиент) и минерализация поровых вод. При малых значениях геотермического градиента ($1\ldots 2^{\circ}\text{C}$ на 100 м) слои газогидратных пород могут залегать и ниже подошвы мерзлой толщи или в сквозных таликах. Непосредственно под нулевой изотермой и выше нее (в охлажденной части криогенной толщи) насыщение газогидратом возрастает за счет перетоков газа из нижележащих слоев пород.

Геологические условия образования льдогазогидратных пород

Льдистые газогидратные породы наиболее достоверно изучены в толщах мерзлых пород, расположенных над нефтегазоносными структурами.

Свободный газ обычной газовой залежи накапливается в охлажденных или промерзающих породах за всю их геологическую историю (плиоцен — плейстоцен — голоцен), нередко начиная от времени отложения осадков и до начала гидратообразования. Оно начинается сразу же после того, как в разрезе скопится достаточное количество газа, растворенного в воде и поровых растворах, понизится температура пород и возрастет их горное давление. При понижении температуры в разрезе до отрицательных значений в газогидратных породах начинается льдовыделение. Подток дополнительных порций газа, мигрирующего сбоку и снизу, обеспечивает и максимальную степень заполнения пор в грунте, и возможность избыточного миграционного льдовыделения за счет поступления воды по каналам миграции газа.

Вертикальная миграция газа осуществляется снизу вверх через проницаемые зоны, секущие разрез (разломы, литологические окна, контакты интрузий), а также через сплошной покров трещиноватых пород диффузией, эффузией и фильтрацией. Наиболее значимый вклад в процесс льдогидратонакопления вносят эффузионные потоки газа по проницаемым зонам глубинных разломов в мерзлую толщу. По этим же путям происходят

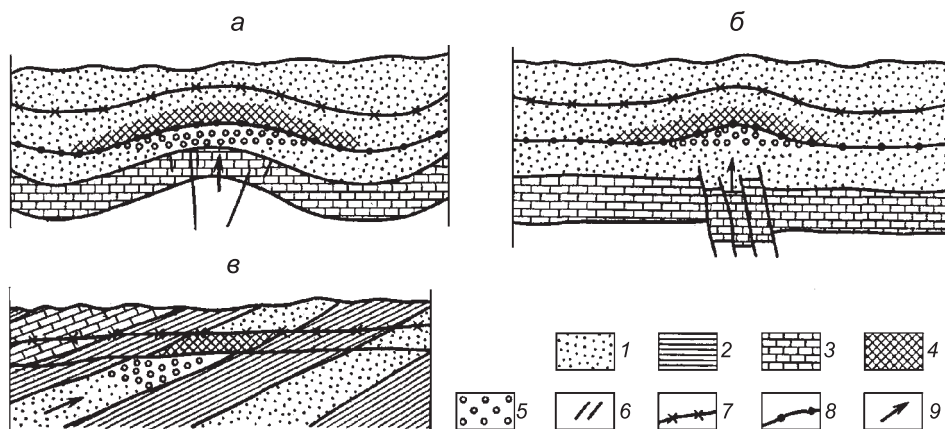


Рис. 2.8. Схема формирования гидратных залежей в осадочном чехле (по Н. В. Черскому и С. П. Никитину):

а — над локальными поднятиями; *б* — над разломами; *в* — в зоне выходов отложений на дневную поверхность; 1 — пески, песчаники; 2 — глины, алевролиты; 3 — карбонатные породы; 4 — газогидратная залежь; 5 — подгидратная залежь свободного газа; 6 — разломы; 7 — подошва мерзлой толщи; 8 — подошва зоны стабильности гидратов; 9 — направление потока газа и эндогенного потока тепла

и межпластовые перетоки подземных вод, растворяющие в себе большие объемы газа (рис. 2.8).

Промерзание толщи, уже насыщенной газогидратами, приводит к повышению давления и дополнительному льдообразованию в газогидратных породах. Такое повышение давления и понижение отрицательных температур пород повторяется периодически в соответствии с периодами длительных похолоданий в плиоцене — плейстоцене — голоцене. Тем самым процесс льдогидратообразования участвует в формировании льдонасыщенности мерзлых толщ криолитосферы, воздействуя на изменение состояния и состава пород при их промерзании.

Газогидратные залежи в криолитосфере газовых месторождений (по В. С. Якушеву и В. А. Истомину) формируются в толщах средне- и позднеплейстоценовых морских отложений песчано-супесчаного состава. На ряде месторождений севера Западной Сибири газ образовался в самой верхней 20...70-метровой части разреза при микробиальной переработке содержащегося в породах органического вещества. При этом в разрезе и ниже нередко присутствует и газ, проникший из глубин мезо-кайнозойского разреза пород. При эпихронном промерзании пород в пределах таких структур талая часть разреза содержала поровые воды с растворенным газом, и промерзание привело к росту давления в пласте, газогидратообразованию и льдообразованию в породах с заполнением порового пространства льдом более чем на 90 %. Если на пути фронта промерзания встречается протяженный газонепроницаемый пласт глин, суглинков, тяжелых супесей, мерзлых реликтовых пород, то в синклиналиных прогибах такого слоя

происходит концентрирование водорастворенного газа и быстрое повышение давления. При дальнейшем промерзании в породах образуются льдогазогидраты (рис. 2.9).

Сходный механизм приповерхностного льдогазогидратного образования работает при промерзании замкнутых талых пространств внутри мерзлой толщи — сквозных и несквозных таликов. Механизм концентрации воды, газа и льдовыделения в этом случае аналогичен механизму формирования ледяного ядра в больших буграх пучения (булгуннях, гидролакколитах). Процесс образования и накопления льдистых газовых гидратов в породах во многом сходен с процессом льдонакопления в мерзлых и промерзающих породах. Преобразования в породах при гидратонакоплении рассматриваются в субаэральных и субаквальных условиях так же, как и криолитологические процессы льдообразования, диагенеза и новообразования мерзлых льдистых пород. Сходство криогенного и льдогазогидратного литогенеза наблюдается в таких процессах, как льдообразование, значительное тепловыделение при кристаллизации воды, цементация отложений, миграция влаги в мерзлой среде, отжимание солей в поровый раствор и др.

Все эти признаки позволяют отнести процесс природного газогидратообразования к одному из проявлений криолитогенеза, а определение криолитогенеза по А. И. Попову дополняется положением В. С. Якушева и В. А. Истомина об участии гидратообразования в формировании мерзлой породы, сопровождающемся характерными геологическими и геоморфологическими эффектами.

Для газогидратного криолитогенеза этапы образования осадочной породы и накопления практически аналогичны таким же этапам субаэрального и субаквального криолитогенеза. Основные процессы, характерные для

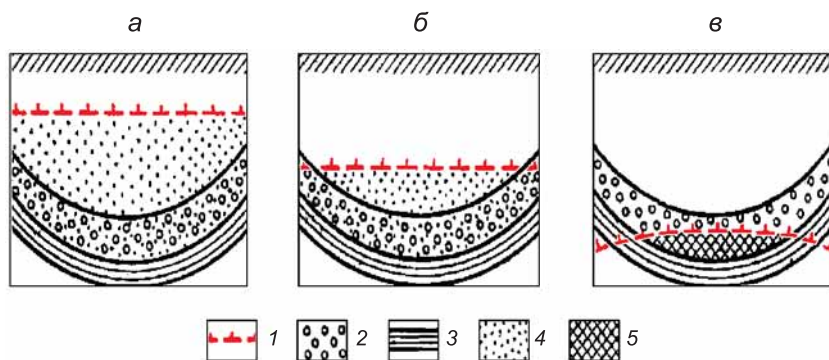


Рис. 2.9. Схема формирования гидратосодержащих пород при эпикриолитогенезе (по В. С. Якушеву):

а — начало промерзания; б — сжатие газа; в — образование газогидратов;
1 — фронт промерзания; 2 — коллектор; 3 — газонепроницаемый слой; 4 — газосодержащие породы; 5 — гидратосодержащие породы

гидратообразования, происходят в промерзающей толще на этапе преобразования рыхлого осадка в породу:

- цементация рыхлых отложений льдом с увеличением их прочности;
- миграционное перераспределение влаги по разрезу пород с криогенным текстурообразованием;
- отжатие солей в поровый раствор;
- уплотнение осадков при льдовыделении в них;
- окислительно-восстановительные реакции, приводящие к образованию новых химических соединений;
- связывание больших количеств газа;
- выделение больших количеств теплоты при льдообразовании.

Состав и строение толщи льдогазогидратных пород

Состав газогидратных пород отличается от состава обычных мерзлых пород. Помимо минерального скелета, воды, льда, газа и органики в них присутствует газогидрат, существенно влияющий на свойства породы иногда даже сильнее, чем лед в мерзлых породах. Свойства газогидратных пород определяются свойствами собственно газогидратов, насыщенностью порового пространства пород и специфическими условиями формирования такой системы в криолитосфере.

Криогенные газогидраты иногда занимают небольшую часть порового пространства, а иногда заполняют поры целиком. В морских условиях обнаружены сплошные газогидратные тела толщиной до 4 м. Для материковых условий наиболее характерно частичное (менее 70 %) заполнение порового пространства пород газогидратами. При большем заполнении пор фильтрация газа затруднена, и процесс гидратообразования обычно прекращается.

В песчаных породах практически отсутствует связанная вода, и после гидратообразования вся влага переходит в гидрат. Таким образом, льдистый газогидрат становится трехкомпонентным: песчаный скелет, лед и газогидрат. Формирование льдистых газогидратов при соответствующих условиях возможно в рыхлых, неуплотненных отложениях любого гранулометрического состава. Ученые кафедры геокриологии геологического факультета МГУ установили, что при сравнении грунтов разной дисперсности частиц минерального скелета гидратосодержание максимально увеличивается в ряду «крупнозернистый песок — среднезернистый песок — мелкозернистый песок — тонкозернистый песок».

В более дисперсных грунтах гидратосодержание падает и уже в тяжелых супесях практически отсутствует. Содержание льда-цемента будет изменяться в этих рядах с обратной пропорциональностью и достигнет максимума в тяжелых супесях.

Газовые гидраты, как и лед в мерзлых породах, образуют криогенные текстуры различного вида: массивную, корковую, порфириовидную, линзовидную и слоистую (рис. 2.10). Существенное отличие льдогидратных текстур от криогенных текстур в мерзлых породах состоит в том, что наибольшее

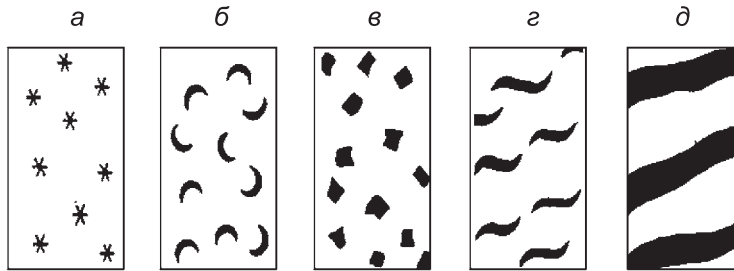


Рис. 2.10. Гидратные текстуры, выделенные в процессе экспериментов по гидратонасыщению песков (по В. А. Истомину и В. С. Якушеву):

а — массивная; б — корковая; в — порфировидная; г — линзовидная; д — слоистая

разнообразие гидратных текстур наблюдается в крупнозернистых песках, а в тонкозернистых песках отмечается лишь массивная текстура. Для криогенных текстур мерзлых пород наибольшее разнообразие видов, наоборот, отмечается в наиболее высокодисперсных грунтах — тяжелых супесях, суглинках, глинах.

Гидратная текстура образуется в местах неоднородностей грунта — на границах включений органического и неорганического материалов, на контактах грунтов различной дисперсности (например, песок — глина), в местах неплотной упаковки песчаных частиц (см. рис. 2.10).

В песчаных породах сразу после начала гидратообразования на поверхности контакта «газ — вода» образуется пленка гидрата, слабопроницаемая для газа и практически не проницаемая для воды. В местах неоднородностей породы и на ее открытых поверхностях, т. е. там, где есть свободный объем для роста кристаллов и доступ газу-гидратообразователю, начинается активное формирование зародышей кристаллов гидратов. Рост кристаллов здесь не стеснен стенками пор и фильтрация газа не затрудняется частицами породы, и в местах неоднородностей и свободных поверхностей контакта «газ — вода» кристаллы имеют более благоприятные условия для своего роста. Влага после начала гидратообразования мигрирует к местам активного накопления гидратов. В песчаных породах влага впитывается капиллярной сетью, образованной тонкими кристаллами газовых гидратов.

В поровом пространстве консолидированных глинистых пород газовые гидраты не накапливаются, но могут образоваться на поверхности глинистых частиц неконсолидированных неуплотненных глин. Влажные глины вполне могут служить субстратом для роста гидратных образований. Гидраты накапливаются в порах такой породы в виде мелких вытянутых и хаотично переплетенных кристаллов белого цвета. При этом глинистые частицы претерпевают агрегацию и образуют ажурный каркас. Внешне такая порода напоминает пористый пемзообразный комок.

Особенности газогидратного криолитогенеза

При накоплении газовых гидратов в песчаных породах происходит миграция влаги и газа к местам активного роста гидратных образований. Вода мигрирует в паровом и жидком состоянии, причем перенос влаги происходит преимущественно в пленочном виде.

Присутствие в песчаных породах различных неоднородностей (органические остатки, разуплотнения, включения грунтов другого гранулометрического состава и т. п.) приводит к формированию гидратных текстур на контактах с этими неоднородностями.

Глинистые частицы в поровом пространстве песчаных пород значительно снижают возможность гидратообразования, затрудняют влагоперенос и газообмен внутри породы. Гидратообразование в уплотненных глинистых породах затруднено уже в легких супесях (при содержании глинистых частиц 2...5 %) и прекращается в тяжелых супесях (при содержании глинистых частиц 5...10 %).

В глинистых осадках газовые гидраты могут накапливаться лишь в том случае, если осадок находится в разуплотненном, разжиженном состоянии. Заметной миграции влаги при гидратообразовании на поверхности глинистых пород не происходит, хотя не исключено медленное формирование гидратных текстур в разуплотненных глинистых осадках в течение длительного времени.

Условия залегания гидратосодержащих пород в криолитосфере

Сфера распространения природных газогидратов — арктические моря и суша (субаквальные или субаэральные толщи газогидратных пород), область распространения талых и мерзлых пород (внутримерзлотные, подмерзлотные или внемерзлотные горизонты газогидратных пород). В эту схему (рис. 2.11) В. С. Якушев вводит двенадцать возможных типов гидратосодержащих отложений, из них — шесть типов толщ газосодержащих пород:

1) современные субаквальные внутримерзлотные газогидратные породы (V тип на рис. 2.11) встречаются на шельфах северных морей в местах распространения толщ реликтовых многолетнемерзлых пород и сосуществуют с льдосодержащими породами. Распространение пород этого типа отмечено в проливах, разделяющих острова Канадского архипелага, на шельфе моря Бофорта, Баренцева и Карского моря;

2) современные субаквальные подмерзлотные газогидратные породы (VI тип на рис. 2.11) относятся к шельфам морей Северного Ледовитого океана, в разрезе которых залегают реликтовые мерзлые толщ. Породы такого типа залегают в подмерзлотном разрезе канадской части шельфа моря Бофорта;

3) современные внутримерзлотные газгидратные породы (II тип на рис. 2.11) залегают в интервале криолитосферы в газоносных районах Западной Якутии;

4) современные подмерзлотные газгидратные породы (III тип на рис. 2.11) относятся к подмерзлотному интервалу толщ в районе нефтяных месторожде-

пока не наталкивался на непроницаемый барьер в основании толщи многолетней мерзлоты, содержащей лед или ранее существовавшие скопления гидратов.

Гидратосодержащие прослои часто соседствуют с водоносными горизонтами. Это предполагает возможность накопления гидратов в результате диффузии водорастворенного газа из глубин.

Гидратосодержащие породы могут залегать в интервалах криолитосферы как реликт, оставшийся от прежних эпох, когда термобарические и геохимические условия в этой части разреза были благоприятными для гидратонакопления. Многочисленные случаи газовыделений из затрубного пространства в интервале многолетнемерзлых пород при бурении и эксплуатации скважин на северных газоконденсатных месторождениях севера Западной Сибири свидетельствуют о наличии льдогазогидратов в верхних льдонасыщенных интервалах криолитосферы.

Криогенная толща: криогенное строение, генетические типы толщ мерзлых пород

Общие черты криогенного строения мерзлой толщи

Криогенные толщи криолитосферы

Эпикриогенная толща

Синкриогенная толща

Криогенная толща газоносных структур

Из определения криолитогенеза и основных направлений его действия становится понятным, что в процессе промерзания либо грунтовая толща насыщается льдом и изменяются ее состав, состояние и свойства, либо возникает новая льдистая толща пород одновременно с накоплением осадка, т. е.:

- после разрушения скального массива и продолжительного накопления обломочного материала;
- в толще рыхлых осадочных пород, диагенетически преобразованных задолго до промерзания;
- при новообразовании свежего осадка.

Криолитогенез проявляется в различных физико-географических условиях Арктики и Субарктики: в горных и равнинных районах, долинах рек, на озерно-аллювиальных равнинах, морских побережьях и шельфовых мелководьях. Интенсивность промерзания горных пород, их положение в геологическом разрезе (вблизи земной поверхности, на глубине двух-трех десятков метров или на больших глубинах), литологический состав пород и их влажность — все это воздействует на проявления криолитогенеза, и в зависимости от сочетания этих факторов промерзающая порода приобретает новое строение в виде ее криогенных текстур.

Ниже рассмотрена мерзлая часть криогенной толщи пород, в строении которой определен ряд особенностей ее накопления, промерзания, льдовыделения.

Общие черты криогенного строения пород мерзлой толщи

Влажные пески, грубодисперсные рыхлые породы, обломочные кристаллические и метаморфические породы при промерзании не претерпевают существенных изменений своей структуры. Взаимное расположение составных частей скелета почти не нарушается. В этих породах формируется массивная криогенная текстура или крупные локальные включения льда (трещинно-жилые, пещерные и др.).

Структура тонкодисперсных грунтов при промерзании заметно преобразуется. В них возникают криогенные текстуры:

– *массивные* — когда лед в породе не образует видимых невооруженным глазом скоплений, связанных с перемещением и дифференциацией минеральных частиц (обычно в грубодисперсных грунтах);

– *шлировые* — когда лед образует ясно выраженные, четко оформленные включения (шлиры) в породе, связанные с миграцией воды (в жидкой и парообразной фазах) в массиве грунтовых частиц;

– *базальные* — когда грунтовые частицы и их агрегаты окружены льдом.

Криогенная текстура — взаимное расположение шлиров льда в минеральной или торфяной массе грунта (рис. 3.1–3.6) — основной показатель условий процесса промерзания и миграции воды к фронту промерзания. Текстуру изучают визуально невооруженным глазом. В структуре мерзлого грунта и льда под микроскопом различается взаимное расположение грунтовых зерен и ледяных кристаллов, водных пленок, минеральных агрегатов, останков микрофауны, микроорганизмов.

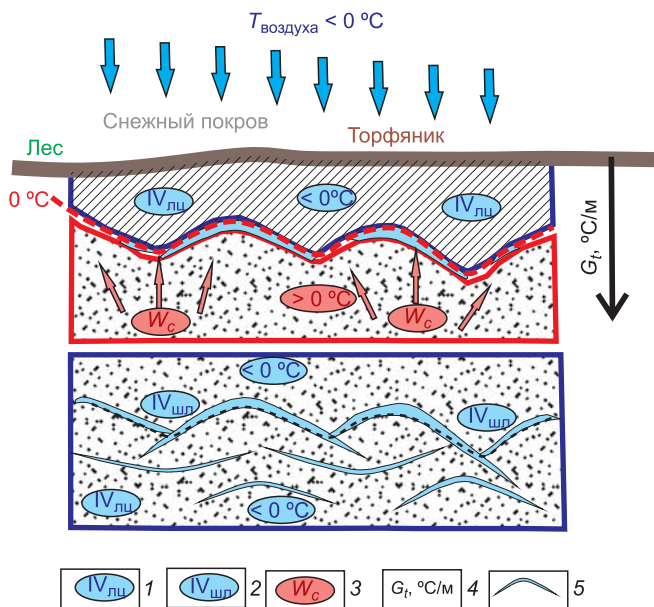


Рис. 3.1. Формирование ледяных шлиров при неровном положении фронта промерзания (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

1 — объемная льдистость за счет льда-цемента (лц) в песчаных грунтах с массивной криогенной текстурой; 2 — объемная льдистость за счет сегрегационного льда в глинистых грунтах со слоистой криогенной текстурой; 3 — суммарная влажность грунтов (до промерзания); 4 — градиент температуры промерзающего грунта (как показатель скорости его промерзания); 5 — шпир сегрегационного льда

Льдовыделение в тонкодисперсных грунтах возможно лишь при определенном соотношении интенсивности охлаждения породы и количества тепла, выделяемого при кристаллизации воды. Если охлаждение сверху меньше, чем скрытая теплота льдообразования, то промерзания не будет. Если охлаждение у фронта промерзания значительно больше, чем выделение теплоты при кристаллизации, то промерзание в глубину идет очень быстро и ледяные шлиры не возникают или достигают незначительных размеров и нечеткой формы.

При достижении равновесия между скрытой теплотой кристаллизации и интенсивностью охлаждения фронт промерзания останавливается, вода подтягивается к подошве фронта промерзания и кристаллизуется, формируя ледяной шлир. При увеличении скорости охлаждения или израсходовании влаги в нижележащем еще талом грунте фронт промерзания быстро «проскакивает» ниже, образуя массивную криогенную текстуру. Грунт теряет влагу, при кристаллизации выделяется меньше тепла и скачок фронта промерзания происходит еще быстрее.

Следующий шлир формируется ниже лишь на такой глубине, где грунт достаточно насыщен влагой. В литологически однородном массиве тонкодисперсного грунта при небольшом температурном градиенте промерзания возникает слоистая криогенная текстура: горизонтальные ледяные шлиры чередуются через промежутки грунтовых прослоек, менее льдистых, с массивной криогенной текстурой (см. рис. 3.1 и 3.2).

Температурный градиент с глубиной уменьшается, а продолжительность миграции влаги к фронту промерзания возрастает, поэтому глубже формируются все более толстые горизонтальные шлиры льда. Шлировое льдовыделение не беспредельно по глубине. В литологически однородном массиве оно лимитировано горным давлением вышележащих пород, которое на определенной глубине (от 8...12 до 30...40 м) уравнивает силы миграции. В литологически неоднородном грунтовом массиве водоносные горизонты, слои и линзы песков поставляют влагу в промерзающий грунт. В таких разрезах шлировое льдовыделение не лимитируется горным давлением и может проявляться на больших глубинах, но не глубже нулевой изотермы (или точки начала замерзания засоленных грунтов).

Грунт обезвоживается ниже фронта промерзания, сжимаясь в объеме, и в нем возникают трещины усадки. Они заполняются льдом, образуя вертикальные или наклонные шлиры сетчатой криогенной текстуры (см. рис. 3.3).



Рис. 3.2. Слоистая криогенная текстура. Фото В. В. Рогова



Рис. 3.3. Сетчатая криогенная текстура. Фото автора

При промерзании суспензии, не представляющей еще сложившейся породы (разжиженный ил), грунт и лед отделяются друг от друга, но грунтовые частицы (минеральные и органические), не связанные друг с другом в жидкой среде, агрегируются, ускоренно превращаясь в породу. Коллоидные частицы коагулируют при охлаждении суспензии, а ледяные кристаллы прорастают между грунтовыми агрегатами. Эти агрегаты теряют воду и уплотняются, образуя плотные тела неправильной или призматической формы, взвешенные во льду. Их размеры от 1...2 до 15...20 см, а объем льда заметно превышает объем грунтовой части. Так возникает базально-призматическая криогенная текстура, при этом в лед превращается свободная вода (см. рис. 3.4).



Рис. 3.4. Базальная криогенная текстура. Фото В. В. Рогова

В промерзающих тонкодисперсных породах ледяные шлиры формируются постепенно при последовательном понижении температур от 0 до -7°C и ниже. При повышении температуры в отрицательном диапазоне ледяные шлиры существенно не изменяются.

Новое построение шлировой криогенной текстуры в соответствии с изменившимися условиями возможно лишь в результате полного оттаивания и нового промерзания. Это положение очень важно для того, чтобы опериро-

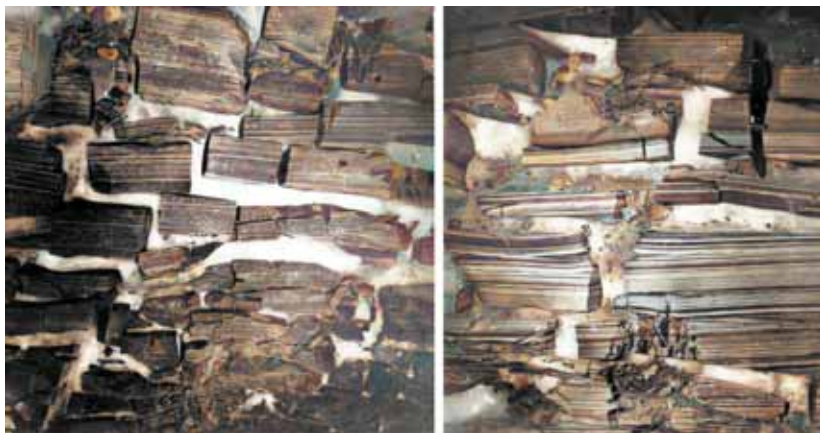


Рис. 3.5. Угловато-прерывистая криогенная текстура. Фото В. В. Рогова

вать криогенными текстурами как достоверным показателем условий их формирования.

Среди мерзлых пород глинистого ряда различаются два вида криогенной текстуры — *унаследованная* и *наложенная*. Первая наследует такие особенности сложения породы, которые были свойственны ей до начала промерзания: слоистость, сланцеватость, трещиноватость, комковатость. Мигрирующая к фронту промерзания влага проникает в пустоты и полости, ослабленные участки неоднородного литологического и минералогического состава (см. рис. 3.5). В таких ослабленных участках толщи возникают напряжения и разряжаются в виде трещин под действием температурно-влажностных градиентов. Если сланцеватость, слоистость и другие неоднородности сложения не совпадают с плоскостью фронта промерзания (не параллельны ей), возникают различные искажения формы ледяных шлиров — они образуются под углом друг к другу, или к изначальной литологической слоистости.

Под влиянием промерзания в осадке (более или менее структурированном) возникает *наложенная* криогенная текстура: в однородных по сложению осадках (см. рис. 3.6).



Рис. 3.6. Линзовидно-плетенчатая криогенная текстура. Фото В. В. Рогова

Однако профессор В. В. Рогов отмечал, что, как правило, все текстуры унаследованные, ведь даже совсем свежий осадок уже имеет свою определенную структуру. Им установлено, что криогенная текстура формируется в прямой зависимости от структуры минерального каркаса грунта и силы структурных связей между частицами грунта. Все разнообразие структур минерального каркаса мерзлых грунтов укладывается в четыре схемы — *ламинарная*, *пакетная* (карточного домика), *турбулентная* и *матричная*. В процессе миграции воды к фронту промерзания ледяной шпир растет в свободном пространстве согласно той или иной структуре. Направление роста ледяного шпира наследует структурную схему грунта, и таким образом формируется его криогенная текстура:

- *слоистая* в грунте ламинарной структуры;
- *угловато-прерывистая* в грунте пакетной упаковки;
- *линзовидно-плетенчатая* в грунте турбулентной структуры;
- *сетчатая* в грунте матричной структуры.

Массивная криогенная текстура в таких грунтах образуется при чрезвычайно прочных связях или их отсутствии в структуре глинистых пород.

В классификации А. И. Попова выделены слоистые и сетчатые криогенные текстуры (рис. 3.7).

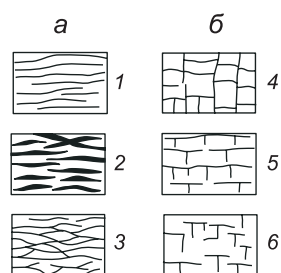


Рис. 3.7. Слоистые (а) и сетчатые (б) криогенные текстуры мерзлых тонкодисперсных грунтов (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

1 — слоистая; 2 — линзовидная; 3 — линзовидно-плетенчатая; 4 — сетчатая; 5 — неполносетчатая; 6 — угловато-прерывистая

В целом цементация льдом любых рыхлых пород изменяет их первоначальную структуру. При этом важнее всего то, как они промерзают — эпихронно или синхронно осадконакоплению, формируя соответственно эпикриогенную или синкриогенную толщу.

Криогенные толщи криолитосферы

Изучением криогенных геологических формаций, т. е. мерзлых толщ, занимались многие ученые. В. А. Зубаков рассматривал криогенные формации как продукт криогенного литогенеза и подразделял их на два типа — ледниковые и ледовые, а последние на два семейства — ледово-морские и ледово-грунтовые. Ледово-грунтовая формация была разделена на роды: горно-мерзлотные, флювиально-мерзлотные, покровно-мерзлотные. И. Д. Данилов и Л. А. Жигарев писали о «субмариной криогенной формации», не определяя признаки других формаций. С. В. Томирдиаро называл

«формацией» толщу льдистых отложений с мощными ледяными жилами Северной и Центральной Якутии — ледовый комплекс. Е. М. Катасонов выделял мерзлые толщи в три «мерзлотно-геологические формации» (цитируется по Т. Н. Каплиной. — Ю. Б.):

«— коренные скальные и полускальные породы, в которых лед заполняет готовые трещины и пустоты;

— толщи рыхлых дочетвертичных и четвертичных отложений, которые прошли стадию раннего диагенеза... и были затем проморожены эпигенетически; в этих отложениях (если это не аллювий) отсутствуют характерные, руководящие криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы;

— осадочные образования и отложения, формировавшиеся в условиях вечной мерзлоты, отличающиеся распределением в них льда (криогенными текстурами), многообразием ледяных и земляных жил...

Последняя — криолитогенная — формация делилась им [Катасоновым] на «мерзлотно-формационные комплексы: долинно-дельтовый, аласный, предгорно-ледниковый, ледниково-морских отложений, долинно-дельтовый едомный (ледовый), водораздельный ледовый, пресноводных отложений».

Под толщей обычно понимают наложение горных пород различного генезиса и состава, образовавшееся в едином тектоническом режиме и определенных климатических условиях. Толща занимает значительный объем литосферы, это крупное геологическое тело, сложенное геологическими телами меньшего масштаба — слоями, состоящими из пород, с включениями обломочного и органического материала, пресной или минерализованной воды, газов. В криолитосфере неотъемлемый компонент криогенной толщи — подземный лед.

Толща выделяется в литосфере по любому признаку (морфологическому, генетическому, литологическому, гидрогеологическому и т. п.) в зависимости от целей исследования. В криолитосфере толщи выделяются по признакам, определяющим тот или иной способ промерзания отложений и льдовыведения в них.

А. И. Попов дал четкие типологические определения:

— эпигенетический тип криолитогенеза — «эпигенетический способ образования сезонно и вечномерзлых пород предполагает относительную стационарность земной поверхности, отсутствие накопления на ней осадков»;

— сингенетический тип криолитогенеза — «сингенетический тип криолитогенеза предполагает нестационарность земной поверхности. Имеется в виду, что поверхность эта постепенно повышается вследствие накопления осадков. В случае формирования сингенетических вечномерзлых толщ основание деятельного слоя по мере накопления осадков переходит в вечномерзлое состояние, наращивая таким образом вечномерзлую толщу. Поэтому любой верхний слой свежееотложенного осадка по мере его погребения новыми слоями осадка и по прошествии некоторого времени станет вечномерзлым».

Типам криолитогенеза соответствовали два генетических типа толщ многолетнемерзлых пород — сингенетический и эпигенетический. Эти термины прочно вошли в литературу. Мерзлые эпигенетические и полигенетические

толщи (эпигенетические толщи, подстилающие сингенетическую) были показаны И. Я. Барановым на геокриологической карте СССР в 1965 г.

А. И. Попов вместо терминов «эпи- и сингенетические» к толщам мерзлых пород стал применять более точные по смыслу типологические термины «эпикриогенные и синкриогенные», которые устоялись, а позднее стали уточняться и детализироваться в соответствии с растущим уровнем знаний.

Автор этой книги кроме этих двух по-прежнему выделяет «генетически неоднородные» мерзлые толщи. Т. Н. Каплина считала этот термин неудачным, подчеркивая, что многолетнемерзлые породы всегда имеют определенный генезис, под которым обычно понимают агент накопления их кластогенной составляющей. Для кайнозойских отложений широко применяется термин «генетический тип отложений». «Криогенетический» (по Т. Н. Каплиной. — Ю. Б.) тип сохраняет некоторую преемственность прежнего термина и содержит в качестве своей составляющей указание и на криогенез, и на криолитогенез.

Учитывая эти положения, мы будем говорить о двух криогенетических классах мерзлых толщ: эпикриогенный класс толщ (эпикриогенная толща) и синкриогенный класс толщ (синкриогенная толща).

Эпикриогенная толща монокриогенна, т. е. криогенетически однородна. Синкриогенная толща по сути своей криогенетически неоднородна: она всегда подстилается эпикриогенной, ведь ее накопление и промерзание в одном случае начинаются при наличии мерзлого, обязательно эпикриогенного, грунтового основания, а в другом — в местах новообразования мерзлой толщи подстилающие ее грунты промерзают уже эпихронно, поскольку накопление их завершилось.

Итак, вся природная криолитосфера расчленяется на толщи — геологические тела большого объема и протяженности. Криогенная толща занимает крупные блоки геологического пространства криолитосферы, породы толщи находятся в мерзлом и охлажденном состоянии. Подошва криогенной толщи отбивается по положению нулевой изотермы, а подошва мерзлой — по изотерме температуры начала замерзания грунта.

В отличие от понятия геологических толщ криогенные толщи являются геологическими телами с изменяющимися во времени границами.

В периоды похолодания климата (глобального или регионального) площадь распространения криогенной толщи и ее мощность увеличиваются. Эпикриогенная толща увеличивает толщину вниз от земной поверхности, а синкриогенная наращивает ее вверх в процессе накопления осадков. При понижении естественной температуры в разрезе криогенной толщи охлажденные горизонты пород переходят в мерзлое состояние, а пластично-мерзлые — в твердомерзлое состояние.

В периоды потеплений состояние грунтов криогенной толщи, вероятно, также изменяется, особенно в верхней 10...20-метровой части разреза. Эпикриогенная толща сверху протаивает, синкриогенная тоже, но активнее перерабатывается термокарстом. В период последующего промерзания на месте и той, и другой возникает эпикриогенная толща.

Эпикриогенная толща

В условиях относительной стационарности земной поверхности или ее денудации эпикриогенные толщи формируются при промерзании литифицированных пород сверху вниз, т. е. после накопления осадка и превращения его в породу. Такие толщи преобладают в криолитозоне и объединяют самые разнообразные по генезису, составу и возрасту геологические образования. Среди них различают эпикриогенные скальные толщи докайнозойского возраста и эпикриогенные толщи рыхлых пород кайнозоя.

Первая группа толщ доминирует в криолитосфере горных областей, платформ и щитов, где мощность толщ может достигать 1000 м и более. Для них характерны унаследованные криогенные текстуры, определяемые трещиноватостью, пористостью, кавернозностью и обводненностью пород до промерзания. Скопления льда чаще всего отмечаются в современной коре их выветривания. Массивы эпикриогенных скальных пород обычно малолдысты, а нередко оказываются морозными, т. е. не содержат льда.

Вторая группа представлена рыхлыми разнообразными по генезису и составу образованиями неоплейстоцена — преимущественно тонкодисперсными отложениями (морскими, ледово- и ледниково-морскими, лагунными, озерными, озерно-аллювиальными, водноледниковыми), промерзавшими после регрессий Полярного бассейна. Распространены они в северной части Печорской, Западно-Сибирской и Северо-Сибирской аккумулятивных равнин и в открытых к морю межгорных впадинах Чукотки. Этим толщам свойственны высокая льдистость приповерхностных пород, сложное криогенное строение, наличие полигонально-жильных и пластовых льдов.

В верхней части разреза криолитосферы широко распространены эпикриогенные толщи ледниковых щебнисто-мелкоземистых накоплений, аллювиальные пески, галечники, отложения склонового ряда, золотые накопления, торфяники.

В однородных по литологическому составу толщах максимальная объемная льдистость (до 35...50 %) отмечается в их верхних горизонтах, в случае промерзания неоднородных по составу пород наблюдаются несколько льдистых горизонтов и сложное криогенное строение. В приповерхностной части эпикриогенной толщи осадочных пород формируются полигонально-жильные льды, существенно увеличивающие общую льдистость мерзлого массива.

Эпикриогенная толща на скальном субстрате

В строении эпикриогенной скальной толщи выделяют три горизонта, различающиеся по характеру и интенсивности протекания процесса криогенного выветривания в каждом из них.

Деятельный слой — горизонт сезонного разрушения пород (*горизонт активного сезонного криогипергенеза со сменой фаз* — по А. И. Попову). В его пределах сезонное протаивание-промерзание активно разрушает монолитную скалу и измельчает обломочные грунты, подвергает их криогенной

сортировке и перемещает к месту накопления. Толщина деятельного слоя определяется глубиной сезонного протаивания в таких образованиях, но визуально — не всегда достаточно точно.

Горизонт многолетнего разрушения пород (*горизонт активного криогипергенеза без смены фаз* — по А. И. Попову) занимает верхнюю часть промерзшего скального массива, в которую проникают высокоамплитудные годовые и многолетние колебания отрицательной температуры. Мерзлые породы толщи представлены обломочными грунтами криогенного предразрушения скального массива и криокластитами.

Горизонт неразрушения пород (*горизонт пассивного криогипергенеза* — по А. И. Попову) расположен в нижней части скального массива, в которую проникают только длиннопериодные колебания температуры, а процессы криогипергенеза практически отсутствуют.

Граница между первым и вторым горизонтами вполне определена — это подошва деятельного слоя. Граница между вторым и третьим горизонтами условна, это скорее не граница, а переходная зона. При этом мощность второго горизонта существенно меньше мощности слоя длиннопериодных колебаний температуры.

Горизонт многолетнего разрушения включает в себя породы криогенного предразрушения — зачаточный криогенный элювий: скальные грунты со льдом в трещинах разрушающегося скального массива. Интенсивные температурные годовые колебания в этом горизонте приводят к большим объемным напряжениям в скальном массиве и к расслаиванию трещинного льда.

В горизонте неразрушения пород льда мало и с глубиной он исчезает, а грунты находятся в отрицательнотемпературном (морозном) состоянии.

Эпикриогенная толща на рыхлом субстрате

При многолетнем эпихронном промерзании рыхлые породы толщи испытывает криодиагенетические многолетние изменения пород. В строении такой толщи А. И. Поповым выделены три горизонта:

1) *горизонт сезонных изменений (деятельный слой) состояния и состава пород и поровой влаги* (горизонт активного криогипергенеза со сменой фаз);

2) *горизонт многолетних изменений мерзлых пород* (горизонт активного криодиагенеза);

3) *горизонт консервации состояния пород* (горизонт пассивного криодиагенеза).

Граница между первым и вторым горизонтами определяется среднегодовой глубиной сезонного протаивания поверхностных пород. Переход от второго к третьему горизонту не резкий, постепенный. Активность самого промерзания и последующих криогенных процессов в этих горизонтах определяется температурными показателями, которые изменяются по разрезу с глубиной. Температурные критерии разграничения этих двух горизонтов требуют особого рассмотрения.

Деятельный слой

Геологическая сущность криолитогенеза в деятельном слое заключается в криогенном выветривании пород при промерзании-протаивании, происходящем во время осенне-весенних переходов температуры через 0°C . Смена положительной и отрицательной температур происходит и более часто, действуя кратковременно: при суточном промерзании поверхностных грунтов весной (в высоких широтах), многократных летних переходах температуры через 0°C под снежниками и по их периферии (в разных широтах), при ночных заморозках в аридных районах низких широт.

Все проходящие в этом горизонте процессы весьма динамичны благодаря частой смене промерзания-протаивания на фоне больших температурных градиентов во время осеннего промерзания (до $10\ldots 20^{\circ}\text{C}/\text{м}$). Еще более значительны (до $40^{\circ}\text{C}/\text{м}$) зимние температурные градиенты, возникающие в деятельном слое при кратковременных и высокоамплитудных перепадах температуры воздуха у поверхности. В такие периоды породы деятельного слоя и подстилающего его горизонта многолетних изменений подвергаются морозобойному растрескиванию, пронизывающему деятельный слой транзитом. Промерзание и протаивание горизонта, резкие изменения температуры и влажности его грунтов заметно изменяют фазовое состояние воды в грунтах, изменяют их состояние и физико-механические свойства, перемещая не только воду, но и грунтовую массу под влиянием гравитационных сил, объемных и плотностных напряжений в массиве породы.

Мерзлые породы этого горизонта представлены сезонными льдистыми грунтами и ледяными образованиями, а главное, криогенным элювием — лессовидным покровным суглинком. Процессы в этом горизонте отчетливо выражаются в рельефе в виде сезонных мезо- и микроформ сезонного пучения и просадки, морозобойного растрескивания и криогенной сортировки обломочного материала.

Горизонт многолетних изменений мерзлых пород

Криогенное строение эпикриогенной толщи пород однородного тонкодисперсного состава заметно различается в верхней части (мощностью в несколько метров) толщи и в ее нижней части.

В период многолетнего промерзания (а в дальнейшем — при резких зимних перепадах температуры в приповерхностной части толщи) температурные градиенты влияют на криогенное строение, направляя миграцию влаги к фронту промерзания. Они во многом определяют рисунок криогенных текстур по глубине, а в приповерхностной части уже промерзшей толщи температурные градиенты (в несколько десятков градусов на метр) обеспечивают морозобойное растрескивание породы.

Для оценки влияния температурного градиента на формирование криогенной текстуры А. И. Попов считал оптимальными такие условия:

- тонкодисперсный состав промерзающего грунта;
- однородность литологического состава грунтов по разрезу;

– значение влажности грунта не выше предела текучести и не ниже предела пластичности, при которых грунт имеет нормальную фильтрационную способность, достаточную для миграции влаги к фронту промерзания.

В таких оптимальных условиях температурные градиенты на фронте промерзания,двигающемся сверху вниз, заметно уменьшаются с глубиной. Как только фронт промерзания перемещается вниз от какого-то уровня, температурные градиенты в мерзлой зоне уменьшаются, хотя миграция влаги в направлении теплопотоков и доводка криогенных текстур, заложившихся в промерзающей зоне, до определенного момента продолжается. Прекращается миграция влаги тогда, когда температура мерзлой толщи на этом уровне достигает температуры нижнего предела основных фазовых переходов для грунта данного гранулометрического состава. По данным З. А. Нерсесовой, эта температура не опускается ниже $-3...5^{\circ}\text{C}$ для тонкодисперсных грунтов.

Пределы значения температурного градиента, обеспечивающего миграцию влаги к фронту промерзания и выделение шлиров сегрегационного льда в тонкодисперсных грунтах, установлены экспериментально: максимальные $10...20^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и минимальные $0,2^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

При максимальном температурном градиенте фронт промерзания «проскакивает» вниз без сегрегационного льдовыделения. Образуется массивная криогенная текстура, так как влага не успевает мигрировать к быстро смещающемуся вглубь фронту промерзания и замерзает на месте.

Когда градиенты приближаются к минимальному пределу ($0,2^{\circ}\text{C}/\text{м}$), сегрегационного льдовыделения не происходит и также образуется массивная криогенная текстура, поскольку градиенты слишком слабы, чтобы вызвать миграцию влаги к фронту промерзания.

Эти закономерности в природных условиях могут быть искажены и завуалированы, но в разрезах эпикриогенных толщ Арктики они четко прослеживаются: в верхних первых метрах эти толщ имеют частые и тонкие криогенные текстуры, которые с глубиной постепенно сменяются редкими и более толстыми ледяными шлирами. Еще глубже, там, где температурные градиенты уменьшаются до $0,2^{\circ}\text{C}/\text{м}$, сегрегационное льдовыделение прекращается.

После промерзания изменения температуры почти не отражаются на криогенном строении. Так что *криогенное строение эпикриогенной толщи отражает температурные условия на момент ее формирования и не соответствует современным.*

Горизонт консервации состояния пород

Многолетнее промерзание в этом горизонте идет медленнее, чем в расположенном выше горизонте. Чем глубже оно проникает в толщу, тем в большей степени замедляются и тем меньше становятся температурные градиенты. Верхняя граница горизонта консервации состояния пород проходит на уровне, на котором температурные градиенты соответствуют $1^{\circ}\text{C}/\text{м}$, а с глубиной непрерывно уменьшаются. Поэтому в тонкодисперсных породах и миграция

влаги к фронту промерзания, и сегрегационное льдовыделение постепенно замедляются, пока вовсе не прекратятся на глубине, где значение температурного градиента станет меньше $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

В этом горизонте, в который проникают лишь очень слабые малоамплитудные многолетние температурные колебания, температуры не очень низкие, особенно южнее зоны распространения сплошной вечной мерзлоты. Поэтому содержание незамерзшей воды в тонкодисперсных грунтах здесь велико и ее миграция может продолжаться долгое время в направлении теплопоток, достраивая ледяные шпирь.

В области островной мерзлоты отрицательные температуры мерзлой толщи составляют первые десятые доли градуса, и поэтому здесь содержание незамерзшей воды настолько высоко, что грунтовые агрегаты между мощными ледяными шпирями находятся в пластичномерзлом состоянии. Это феномен «пластичной вечной мерзлоты» на южном пределе границы ее распространения. На севере в пластичномерзлом состоянии находятся толщи сильно засоленных грунтов. Песчаные и грубообломочные породы в этом горизонте чаще всего имеют массивную криогенную текстуру на фоне разной льдистости. В них может присутствовать как лед-цемент, так и инъекционный лед, и криотекстуры — от массивной до базальной.

Мощность горизонта консервации состояния пород изменяется зонально и внутри зон в зависимости от ландшафтных условий. На севере она очень велика, а к южной границе области вечной мерзлоты сокращается до нескольких метров, поэтому процессы, происходящие в этом горизонте, в основном не отражаются в рельефе.

Криогенное строение пород эпикриогенной толщи

Вертикальная изменчивость льдистости в толще определяется условиями промерзания и степенью обводненности пород. В разновозрастных песчаных отложениях одинакового состава, сформировавшихся в разных физико-географических условиях, но промерзавших эпихронно осадконакоплению, распределение льдистости зависит не от генезиса отложений (аллювиальных, морских, озерных, ледниковых и др.). Пространственная изменчивость льдонасыщенности песчаных грунтов на больших площадях в разных криолитологических зонах более всего зависит от ландшафтных условий поверхности и гидрогеологической обстановки в их разрезе, существовавших в период промерзания.

Криогенное строение тонкодисперсных пород

Строение глинистых пород эпикриогенной толщи разнообразное и сложное. По характеру вертикального распределения льдистости пород и криогенных текстур Г. И. Дубиковым выделены три основных вида разрезов эпикриогенной толщи в зависимости от наличия или отсутствия в разрезе песчаных (в прошлом водоносных) горизонтов.

Первый вид разрезов мерзлой толщи характеризуется убыванием льдистости с глубиной. Он наиболее распространен в однородных глинистых

толщах морских и ледниково-морских, лагунно-морских, ледниковых, озерных и озерно-аллювиальных отложений среднего и позднего неоплейстоцена, в разрезе которых водоносные в прошлом горизонты залегали на большой глубине и не оказали влияния на криогенное строение промерзающей верхней толщи.

Разрезам этого вида свойственно постепенное уменьшение льдистости, разреживание ледяных шлиров и увеличение их толщины до глубин 10...15 м, иногда до 20...30 м. Верхняя часть разреза отличается максимальным содержанием шлиров льда (шлировая льдистость 30...50 %, редко больше). Суммарная влажность пород близка к влажности верхнего предела пластичности или незначительно превышает его, влажность минеральных отдельностей — к влажности нижнего предела пластичности. Шлиры льда ориентированы параллельно фронту промерзания; часто они соединяются наклонными и вертикальными шлирами, образуя сетчато-слоистую текстуру. Толщина ледяных шлиров изменяется от 0,2 до 3 см, а интервал между ними обычно не превышает 2...4 см.

Мощность льдистой верхней части таких разрезов тесно связана с природной зональностью, а внутри зон — с определенными типами ландшафтов. Например, в заполярных районах Западно-Сибирской низменности мощность льдонасыщенной части разрезов изменяется в пределах 2...5 м. Для этой зоны, характеризующейся низкими средними годовыми температурами пород (до $-7...-9^{\circ}\text{C}$) и их засоленностью, типично более равномерное распределение ледяных включений по глубине. Это связано с насыщением глинистых морских пород ионами натрия Na^+ , подавляющими миграцию влаги при их промерзании. Поэтому здесь менее распространен сегрегационный лед, а преобладают процессы отжатия воды и образования криогенных текстур инъекционного типа и залежей льда инъекционного происхождения.

Южнее Полярного круга глинистые породы не засолены. Процесс сегрегационного льдообразования здесь шел активно, мощность льдистого горизонта увеличивается и изменяется в более широких пределах — от 4 до 16 м, в среднем составляя 12 м. Отчетливо проявляется зависимость льдистости (влажности) и криогенного строения суглинистых пород от типа ландшафта и его отдельных компонентов. С продвижением на север мощность и выраженность в разрезе льдонасыщенного горизонта пород уменьшаются и в тундровой зоне они практически не зависят от типа ландшафтов.

Минимальное содержание льда характерно для наиболее древних четвертичных отложений, прошедших до промерзания стадию длительного уплотнения и обезвоживания. Льдистость верхней части эпикриогенной толщи поздненеоплейстоценовых суглинков и глин обычно выше, чем средне-неоплейстоценовых. При протаивании глины приобретают полутвердую или тугопластичную консистенцию, что свидетельствует об их небольшой влажности до промерзания.

Ниже слоя максимальной льдонасыщенности (примерно до глубины 20 м) количество шлиров льда сокращается, а толщина их увеличивается до 3...5 см, реже до 10 см. Толщина минеральных прослоев между шлирами

достигает 15...20 см. Льдистость пород уменьшается до 15...20 %. Криогенная текстура обычно толстошлировая сетчатая или сетчато-слоистая с основным фоном из горизонтальных шлиров льда.

В нижних горизонтах разреза супесчано-суглинистых и глинистых пород (на глубинах 20...50 м) условия для льдовыделения были менее благоприятны. Под действием диагенеза и гравитационного уплотнения количество свободной и рыхлосвязанной воды в породах уменьшалось, сокращались температурные градиенты, повышалась температура пород, позволяющая связанной воде находиться в жидком состоянии. При промерзании формировались редкие разобщенные шлиры льда. Они создавали неполносетчатую и неполнослоистую криогенные текстуры в плотных суглинистых породах, горизонтально-слоистую и сетчатую текстуры в более увлажненных суглинках и глинах. Толщина ледяных шлиров обычно не превышает 4 см, очень редко достигает 15 см. Льдистость породы сокращается до 5...10 %.

Иссушенность минеральных отдельностей и прослоек грунта и их низкая средняя суммарная влажность указывают на то, что породы к началу промерзания были уплотнены и обезвожены. Эпихронный характер промерзания пород подтверждается уменьшением льдистости отдельных горизонтов, а также наличием крупносетчатых текстур.

В Западной Сибири автором книги выявлены запредельные глубины сегрегационного льдовыделения в однородных глинистых породах. В мерзлой толще полуострова Ямал на глубинах 50...100 м глины имеют слоистую и слоисто-сетчатую криогенные текстуры. Ледяные шлиры толщиной до 1 см расположены в трещинах напластования; льдистость породы — 5...10 %, суммарная влажность — 22...30 %. На глубинах ниже 160...165 м в мерзлых глинистых породах крупносетчатая и прерывистая редкослоистая криогенная текстура замещается льдом-цементом, а суммарная льдистость породы очень мала.

Значительная льдистость верхней части разрезов мерзлых пород первого вида и невысокая льдонасыщенность более глубоких их горизонтов свидетельствуют, во-первых, о различной степени уплотнения и обезвоживания пород к моменту промерзания на разных глубинах и, во-вторых — о перераспределении свободной и рыхлосвязанной воды в грунтовой массе в процессе ее миграции. Поэтому общая льдистость глинистых пород разрезов первого вида определяется значительной степенью их уплотнения и увлажнения к началу промерзания, а распределение ледяных включений по глубине — скоростью промерзания пород.

Второй вид разрезов эпикриогенной толщи суглинисто-глинистого состава характеризуется высокой льдистостью пород по всей 10...30-метровой толще, горизонтально-слоистой и сетчатой криогенной текстурой. В верхней части разрезов шлиры льда тонкие (1...2 см) и частые, а в нижней — более толстые (до 3...4 см и более) и разреженные. Разрезы этого вида характерны для тонкодисперсных пород, в толще которых или непосредственно под ними до промерзания существовали песчаные водоносные слои с безнапорными или слабонапорными подземными водами. В процессе промерзания эти воды

подтягивались к фронту льдовыделения и увеличивали льдистость глинистых пород. Начальное увлажнение пород в этом случае имело второстепенное значение. При наличии в разрезе нескольких водоносных горизонтов общая льдистость толщи возрастала в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов. Повышенная льдонасыщенность в таких разрезах фиксируется на разных глубинах: как в приповерхностной части массивов, так и на глубинах 50...130 м.

Эпикриогенные толщи подобного вида развиты широко. Условия, наиболее благоприятные для формирования криогенного строения пород этого вида, существовали в пределах речных, морских и лагунно-морских террас, где отложения повторно промерзали после протаивания в период климатического оптимума. Особенно типичны разрезы второго вида для надпойменных террас: при промерзании в супесчано-глинистом пойменном горизонте аллювия происходило интенсивное льдовыделение при миграции воды из подстилающего песчаного водоносного горизонта.

Общим для всех разрезов второго вида является высокая (до 40...60 %) льдистость пород, залегающих над песчаными горизонтами; суммарная их влажность обычно выше влажности верхнего предела пластичности. Шлиры льда образуют слоистые, сетчато-слоистые и сетчатые криогенные текстуры. Льдистость и характер криогенной текстуры отдельных горизонтов суглинистой толщи определяются положением песчаных водоносных слоев в разрезе, водообильностью, напором в них и толщиной перекрывающих тонкодисперсных пород. При большой мощности последних в них могут формироваться несколько горизонтов повышенной льдистости. Образование одного льдистого горизонта пород возможно только при промерзании в условиях низкой температуры на поверхности грунта. В таких условиях скорость продвижения фронта промерзания значительно больше скорости миграции влаги к нему. Льдистый верхний горизонт формировался в результате перераспределения влаги, содержащейся в глинистых отложениях до промерзания. С продвижением фронта промерзания к горизонту подземных вод и за счет миграционного потока рос нижний льдонасыщенный горизонт.

Третий вид разрезов эпикриогенной толщи характеризуется увеличением льдистости отложений с глубиной. Он сформировался в результате напорной миграции и внедрения напорных подземных вод в промерзавшие глинистые четвертичные отложения, что привело к образованию пластовых льдов в толще. В некоторых районах Субарктики морские и ледово-морские глины и суглинки подстилаются или расслаиваются пластовыми залежами льда мощностью до 10...40 м, протяженностью сотни метров. Формирование пластовых залежей льда в промерзающей толще глинистых пород, содержащих водоносные горизонты и линзы, коренным образом изменяло строение и распределение льдистости в перекрывающих глинистых породах. Высокая трещиноватость пород над кровлей пластовой залежи льда, сетчатая и реже атакситовая криогенные текстуры с мощными вертикальными и наклонными шлирами льда — все это отличает разрезы третьего вида. Эпикриогенные толщи этого вида в настоящее время расположены на огромных территориях

Ямала и Гыдана, прилегающих территориях Приуралья и Енисей-Хатангского прогиба, на Чукотке.

Распределение льдистости криогенных текстур в разрезах третьего вида неодинаково и зависит от глубины залегания ледяного пласта (мощности перекрывающей толщи глинистых пород) и его размеров. Если пласт льда перекрывается глинистой толщей мощностью 20...30 м и больше, распределение льдистости и криогенных текстур по глубине имеет следующий вид. В верхней части разреза суглинков и глин (до 4...8 м) льдистость за счет шлиров льда с глубиной возрастает и достигает 40...50 %. В средней части разреза (до 10...15, иногда 20 м) она сокращается вдвое. По мере приближения к ледяному пласту снова увеличивается и может составлять 60...80 %. В верхней части разреза формируется слоистая и сетчато-слоистая криогенная текстура пород, в средней — сетчатая и в нижней — сетчатая и атакситовая.

Разрезы эпикриогенной толщи, в которых пласт льда перекрывается глинистыми породами небольшой мощности, отличаются непрерывным увеличением льдистости по мере приближения к ледяному пласту, т. е. пропадает средний слабольдистый слой.

Повышение льдистости в низах таких разрезов никаким образом не связывается с изменением их минералогического состава. Гранулометрический состав грунтов верхней «малольдистой» и нижней льдонасыщенной частей мерзлой толщи однороден, тогда как содержание льда в нижней части разреза увеличивается вдвое и льдистый грунт переходит в пласт льда. Образование льдонасыщенных горизонтов глин и пласта льда может быть обусловлено или дифференцированной кристаллизацией при промерзании водонасыщенных глин или поступлением воды снизу из водоносного горизонта. Схема образования такого разреза мерзлой толщи объяснена Г. И. Дубиковым.

В промерзающих породах миграция влаги в верхние слои к фронту промерзания обезвоживала нижележащие слои, сокращая их объем. Трещины напластования и диагенетические трещины «раскрывались», образуя вертикальные полости, по которым под напором поступала свободная вода из водоносного песчаного горизонта. Поступавшая под давлением вода проникала по трещинам вверх, замерзала, расклинивала существовавшие и образовывала новые трещины. По этим трещинам поднимались и замерзали новые порции воды. Неоднократным повторением этого процесса обеспечивался рост вертикальных шлиров льда до тех пор, пока не началось формирование сплошного ледяного слоя. Таким образом, на стадии формирования льдонасыщенного горизонта глин над водоносным горизонтом происходила инъекция свободной воды по трещинам под пластовым давлением. Внедрением объема свободной воды объясняется как высокая льдистость пород, покрывающих пласты льда, так и наличие крупных и выдержанных вертикальных и наклонных ледяных шлиров, секущих слоистость породы и первичную криогенную текстуру. Этот вывод подтверждается гораздо большей толщиной и лучшей выдержанностью вертикальных шлиров льда по сравнению с горизонтальными, а также постепенным уменьшением их

толщины снизу вверх, структурой льда и содержанием примеси песка, отсутствующего в окружающей породе.

Г. И. Дубиковым установлено, что мощность слоя льдонасыщенных раздробленных глинистых пород кровли зависит от толщины пластовых залежей льда, т. е. от мощности водоносного слоя пород и их водообильности. Чем больше толщина ледяного пласта, тем больше мощность льдонасыщенного горизонта глинистых пород.

При интерпретации условий формирования разрезов третьего вида существенное значение имеют криогенное строение и степень льдонасыщенности песчаных пород, которые подстилают и расслаивают пластовые залежи подземного льда. Этим породам свойственны:

- частослоистые микрошлировые сетчато-слоистые криогенные текстуры с характерными шлирами клинообразной субвертикальной формы;
- массивно-базальная криогенная текстура;
- высокая льдистость — их влажность обычно превышает значение полной влагоемкости.

Значения влажности 23...30 % соответствуют пескам с массивно-базальной криогенной текстурой, значения 40...60 % — пескам со шлировыми криогенными текстурами. Приведенные особенности криогенного строения песчаных пород указывают на их промерзание в условиях обводнения и высокого гидродинамического напора.

Разрезы этого вида характерны для морских, ледниково-морских и прибрежно-морских четвертичных отложений, промерзавших на разных стадиях литогенеза. Сетчатая и атакситовая криогенные текстуры глин, залегающих над пластом льда, формировались в процессе инъекции свободной воды в промерзавшие и мерзлые породы, содержавшие трещинный лед и шлиры сегрегационного льда. В этом уникальность разрезов этого вида: в других условиях они не образуются.

Льдистые засоленные глины, покрывающие пласты льда, имеют и в мерзлом состоянии, и при оттаивании высокую степень уплотнения и невысокую влажность минеральных отдельностей (блоков). Плотность таких глинистых блоков, лежащих на пласте льда, составляет 1,8...2,09 г/см³, но влажность блоков глин невысока и незначительно превышает влажность на границе раскатывания. Ее значение и в центральной, и в периферической части отдельностей свидетельствует о равномерной дегидратированности породы. Однако влажность минеральных блоков испытывает небольшие колебания в зависимости от их размеров — с увеличением объема отдельностей глинистых пород их влажность уменьшается. Возможно, здесь сказывается влияние послойной неоднородности глинистых пород. Таким образом, глины, лежащие на пласте льда, резко отличаются от вышележащих физическими характеристиками, высокой степенью уплотнения и обезвоживания независимо от типа криогенной текстуры.

Синкриогенная толща

Синкриогенная толща образуется в пределах области аккумуляции осадков различного генезиса в процессе накопления осадка и последующего его промерзания. Наращивание мощности синкриогенной толщи происходит кверху при переходе пород непротаявшего за лето деятельного слоя в многолетнемерзлое состояние. Мощные синкриогенные толщи относятся к обширным территориям распространения континентальных новейших отложений (аллювиальных, озерно-аллювиальных, озерных), к крупным речным долинам. Толщи небольшой мощности накапливаются на участках распространения эоловых и склоновых отложений, аллювия небольших рек, морских и прибрежно-морских террас, в понижениях рельефа, занятых торфяниками.

В отличие от эпикриогенной синкриогенная толща обладает своеобразным обликом, составом и свойствами. Эти особенности наиболее отчетливо выражены в «ледовом» комплексе, который занимает почти целиком Анабаро-Оленекскую, Яно-Индигирскую, Колымскую низменности, Новосибирские острова, равнины Центральной Якутии, встречается в межгорных впадинах Северо-Востока, фрагментами на западном побережье Таймыра, в долинах рек Тынды и Нюкжи, на южных склонах Станового хребта. В пределах низменных равнин отложения ледового комплекса являются рельефообразующими. Залегают они на разных гипсометрических уровнях, слагая с поверхности водораздельные участки — останцы древней аккумулятивной равнины (едомы), интенсивно преобразованной эрозионно-термокарстовыми процессами. Мощность комплекса достигает 50...60 м, возраст отложений преимущественно средне- и поздненеоплейстоценовый. Главная особенность этой толщи — высокая льдистость пород и наличие мощных полигонально-жильных льдов, пронизывающих отложения этого комплекса от кровли на значительную глубину.

По литологическому составу отложения едомы довольно однообразны: горизонтально-слоистые пылеватые супеси и суглинки (алевриты) со следами оглеения, прослоями и линзами торфа. Преимущественное развитие в них имеют пойменные, озерные и старичные фации. В грунтовых массивах криогенная текстура первого порядка редко- и среднеслоистая, толстошлировая и поясковая. В свою очередь, пояски образованы прослоями породы с атакситовой криогенной текстурой, по существу представляющей ледогрунт. Между поясками текстура слоисто-сетчатая, тонко- и микрошлировая.

Характерной чертой ледового комплекса, как и всех синкриогенных толщ, является повышенное содержание пылеватых фракций, особенно в верхних слоях. При этом преобладает (20...80 %) фракция крупной пыли, такие грунты предельно водонасыщены и легко размываются при оттаивании.

Специфичным компонентом является органическое вещество, содержащееся здесь в количестве от 6 до 12 % (исключая многочисленные собственно торфянистые горизонты и прослой). Высокие показатели гидрофильности пород в диапазоне 4...10 % свидетельствуют о способности связывать

значительные количества воды. После оттаивания такие грунты становятся текстуропными и при механических воздействиях превращаются в плавун.

Льдистость грунтовых массивов за счет текстурообразующего сегрегационного льда довольно велика — 30...80 % объема породы. Распределение ледяных включений в породе связано с фациальными особенностями ее накопления и условиями промерзания. Максимальная льдистость свойственна наиболее дисперсным или торфянистым отложениям, а минимальная — песчаным и супесчаным разновидностям. В среднем объемная льдистость для пылеватых суглинков равна 55...65 %, а для пылеватых супесей — 45...50 %. Как правило, повышенной льдистостью характеризуются части массивов, контактирующие с ледяными жилами.

Характерная составляющая рассматриваемых отложений — крупные клинья синкриогенных полигонально-жильных льдов, достигающие ширины поверху 8...10 м, а по высоте — 50...60 м. Эти льды разбивают единую толщу на сложную систему разобщенных грунтовых массивов и резко увеличивают общую льдистость отложений. На долю полигонально-жильных льдов нередко приходится до 60...70 % общего объема мерзлой толщи. Общая суммарная льдистость ледового комплекса достигает 70...95 %.

Горизонты активности проявления синкриолитогенеза

В строении синкриогенной толщи выделяют горизонты активности проявления криолитогенеза, но такое выделение имеет иной смысл, нежели в разрезе эпикриогенной.

Деятельный слой. При формировании синкриогенной толщи криогенный процесс в деятельном слое изменяет осадок, почти не разрушая его первичное сложение. Длительность пребывания каждого годичного слоя осадка в деятельном слое ограничена малой мощностью последнего (особенно в высоких широтах). После выхода из пределов деятельного слоя элементарный (не протаявший летом) слой осадка остается мерзлым.

В более мягких климатических условиях юга области сплошного распространения толщ мерзлых пород мощность деятельного слоя возрастает, каждый годичный слой осадка пребывает в пределах деятельного слоя и подвергается еще и криогенному выветриванию все более длительное время. Так что здесь в деятельном слое породы не только изменяют свое состояние, но и разрушаются под действием криогенного выветривания.

Горизонт новообразования мерзлых пород. При промерзании, синхронном осадконакоплению, непротаявшая часть пород деятельного слоя постепенно переходит в вечномерзлое состояние и криогенные текстуры, которые возникли еще в нижней части сезонноталого слоя, достраиваются утолщением ледяных шлиров. На эти созданные в основании деятельного слоя криогенные текстуры накладывается еще морозобойное растрескивание, сопровождаемое образованием и ростом синкриогенных полигонально-жильных льдов. Когда же данный интервал в разрезе из-за продолжающегося на поверхности осадконакопления погружается глубже, все сложившиеся ранее элементы криогенного строения сохраняются в нем — консервируются.

Горизонт консервации состояния мерзлых пород. В нижнем горизонте синкриогенной толщи уже не доводятся криогенные текстуры, не растут и не расширяются ледяные жилы. Единственное что может здесь происходить — это перекристаллизация структуры полигонально-жильного льда под воздействием длиннопериодных колебаний температуры. В этом горизонте не формируются новые криогенные текстуры, а только консервируются те, которые сформировались в двух верхних горизонтах. По своему генетическому содержанию и интенсивности проявления криолитогенеза этот третий по глубине горизонт — горизонт консервации состояния пород — не подобен одноименному горизонту консервации состояния пород эпикриогенной толщи, в котором продолжается процесс многолетнего промерзания и формирования новых криогенных текстур.

Итак, горизонт новообразования мерзлых пород в разрезе синкриогенной толщи наследует черты деятельного слоя и испытывает дополнительное воздействие процессов полигонально-жильного льдообразования. Горизонт же консервации состояния пород, в свою очередь, наследует все черты горизонта новообразования мерзлых пород.

Тесная генетическая связь горизонтов при синкриолитогенезе делает нецелесообразным рассмотрение каждого из горизонтов в отдельности, как мы это делали в случае эпихронного криолитогенеза. Более целесообразно далее рассматривать синкриогенную толщу в целом, относя процессы, ее формирующие, к тому или иному горизонту.

Распределение льда в синкриогенной толще

Напомним, что, промерзая синхронно осадконакоплению, осадок слабо подвергается диагенетическим изменениям, поэтому синкриогенная толща существенно отличается от эпикриогенной иным криогенным строением.

- Закономерное убывание льдистости с глубиной по разрезу не прослеживается. Напротив, в такой толще, однородной по литолого-фациальному строению, льдосодержание существенно не меняется с глубиной и может сохраняться очень высоким и на большой глубине.

- При формировании синкриогенной тонкодисперсной толщи криолитогенез является первичным диагенетическим процессом. Если понимать под криогенным структурированием насыщение грунта льдом-цементом и сегрегационным льдом, то оно всегда здесь велико, поскольку миграция влаги происходит на небольших расстояниях на фоне высоких температурных градиентов.

- В строении такой толщи никогда не отмечается разреживание и утолщение ледяных шпиров криогенных текстур с глубиной, как по всей эпикриогенной толще. Криогенные текстуры на каждом уровне разреза синкриогенной толщи закладывались в деятельном слое в условиях высоких температурных градиентов и большой скорости промерзания, для них характерна большая частота и малая толщина ледяных включений. Ритмичность их распределения по разрезу определялась ритмичностью скорости осадконакопления. Наложенные же на частую и тонкую криогенную текстуру

толстые субгоризонтальные ледяные шлиры представляют собой результат летней доводки их уже в условиях верхней приконтактной части горизонта новообразования мерзлых пород.

- В строении синкриогенной толщи полигонально-жильные льды могут пронизывать всю ее мощность, а могут быть расположены в разрезе на разных высотных уровнях. Точно так же на любой глубине в разрезе толщи могут присутствовать разнообразные пластовые ледяные и льдогрунтовые залежи, представленные различными генетическими типами погребенных льдов.

- При оттаивании грунтов синкриогенной толщи минеральные агрегаты полностью и быстро размокают. В эпикриогенной толще минеральные агрегаты часто и не размокают после протаивания, поскольку из них в процессе промерзания была выжата почти вся пленочная влага.

Как мы уже писали ранее, синкриолитогенез подразумевает постепенный рост вверх криогенной толщи за счет приращения к ней нижней не протавившей части деятельного слоя со всеми криогенными текстурами, которые образовались при температурах, присущих деятельному слою во время его промерзания.

В зависимости от климатических условий меняется толщина деятельного слоя, меняется среднегодовая температура мерзлой толщи, подстилающей деятельный слой, меняется исходное увлажнение деятельного слоя. Все эти факторы влияют (через температурные и влажностные градиенты, через скорость промерзания) на интенсивность и направление миграции влаги при сезонном промерзании и, в итоге, на криогенное строение деятельного слоя, а следовательно, и на распределение льдистости в синкриогенной толще.

Если в период длительной эпохи промерзания в деятельном слое формируются высокольдистая верхняя и малольдистая нижняя части, то соответствующий горизонт синкриогенной толщи будет малольдистым.

Если деятельный слой имеет сильнольдистые верхнюю и нижнюю части, но малольдистую среднюю, то формирующаяся синкриогенная толща будет представлять собой чередование маломощных высокольдистых и малольдистых слоев или пачек слоев.

Если деятельный слой маломощен, но сильно насыщен льдом, то и формирующаяся синкриогенная толща будет обладать очень высокой льдистостью. Сегрегационный процесс в таком случае подавляется при чрезвычайно быстром промерзании маломощного переувлажненного деятельного слоя.

Для синкриогенной толщи всегда характерны очень частые и тонкие ледяные слои, линзы, плетенки и сетки, но наблюдаются и толстые ледяные шлиры до нескольких сантиметров толщиной. Порой внутри этих ледяных шлиров заключены мелкие грунтовые агрегаты. Е. М. Катасонов считал, что такие «пояски» образованы слоями с базально-агрегатной криотекстурой и наложены на основной фон, образованный массивными, микролинзовидными, микрослоистыми, частыми микроплетенчатыми и микросетчатыми криотекстурами.

По мнению Е. А. Втюриной, в образовании таких ледяных «поясков» принимает участие вода, мигрирующая к фронту промерзания в основании

деятельного слоя, и верховодка. О. Ю. Пармузиной установлено, что эти мощные ледяные «пояски» являются наложенными образованиями не при промерзании деятельного слоя, а в периоды его протаивания. Из протаявшей весной части деятельного слоя свободная вода просачивается вниз по мелким трещинам в глубь его нижней еще непротаявшей части и даже в самую верхнюю часть мерзлой толщи. В мерзлом грунте деятельного слоя происходит дополнительное льдовыделение. Туда же, к мерзлому грунту, в направлении теплопотока, мигрирует пленочная вода под действием температурного градиента.

В субаквальных условиях синхронно промерзают осадки на озерном и морском мелководье, на шельфе арктических морей при глубинах моря от 40 до 100...150 м. В субаэральных условиях синхронно промерзают не только пойменный аллювий и автохтонные торфяники, но и разнообразные склоновые отложения. Это будет подробно показано в главе 6.

Криогенетически неоднородная толща

Криолитогенез синхронного типа устанавливается не только в пределах области аккумуляции, но и в пределах областей денудации и стабилизации денудации и аккумуляции. Нередко синкриолитогенез формирует маломощную (несколько метров, достигая 8...10 м) толщу из продуктов разрушения пород у подножья склоновых поверхностей, т. е. на периферии возвышенных форм рельефа и в его локальных понижениях. В таком процессе существовавший деятельный слой эпикриогенной скальной толщи (или рыхлой с высоким содержанием обломочных пород) начинает периодически перекрываться склоновыми отложениями делювиального и солифлюкционного происхождения. В основании склона, когда мощность регулярно накапливающегося материала превышает глубину сезонного протаивания, регулярно наращается неоттаявшая часть деятельного слоя. Происходит новообразование мерзлого массива, т. е. точно так же, как при накоплении рыхлых отложений, лишенных обломочного материала. Ниже накапливаемой синкриогенной части толщи продолжается уже эпихронное промерзание пород. В результате формируется *криогенетически неоднородная толща* с синкриогенной верхней частью небольшой мощности. Мощность же эпикриогенной части толщи может достигать многих десятков и сотен метров, но породы, слагающие ее, имеют иной генезис и состав.

Синхронное промерзание грубообломочных склоновых накоплений происходит обычно в нижних по склону частях курумов и активных каменных глетчеров. В основании склонов накапливается обломочный материал, и его мощность начинает все в большей и большей степени превышать глубину сезонного протаивания. Тогда курум, насыщаемый льдом, прежде всего гольцовым, приобретает очень высокую льдистость и базальную криотекстуру в его основании. Базальный лед-цемент образуется при послойном намерзании гравитационных и конденсационных вод, которые в весенне-летнее время просачиваются и стекают в сезонноталом глыбово-каменном чехле курума и намерзают на кровле мерзлоты. И эта часть мерзлой курумной толщи может считаться синкриогенной, а ее основание — эпикриогенным.

Обвалы крупных массивов мерзлого грунта — целых полигонов, зажатых между мощными синкриогенными ледяными жилами, — представляют собой обычное явление на севере Якутии и Западной Сибири, где древними синкриогенными толщами сложены приморские и межгорные субарктические равнины и впадины. На склонах равнин термоденудационное оплывание грунтов и быстрые солифлюкционные сплывы также формируют синкриогенную толщу, сложенную склоновыми отложениями. В их основании залегает синкриогенная толща грунтов иного происхождения (аллювиального, прибрежно-морского, озерно-болотного). И это тоже криогенетически неоднородная толща.

Пример криогенетически неоднородной толщи представляют мерзлые толщи солифлюкционных террас, сложенных преимущественно тонкодисперсными склоновыми накоплениями. Ежегодные солифлюкционные натеки грунта накладывают одну пачку пород на другую, наращивая основание склона с образованием солифлюкционной террасы и соответственно наращивая мерзлую толщу вверх. Натечные солифлюкционные террасы закрепляются многолетним промерзанием.

В продольном разрезе террасы четко зафиксировано распределение льдистости: она заметно уменьшается вблизи фронтального уступа, хотя в основной части разреза чрезвычайно велика. В разрезе террас хорошо видны подвороты и прорывы дернины, сопровождавшиеся образованием горизонтов и линз погребенных почв. Ниже, как правило, залегают эпикриогенные породы и, рассматривая толщу в целом, мы относим ее к криогенетически неоднородным толщам.

В природной обстановке любая синкриогенная толща имеет эпикриогенное основание. Когда в кровле грунтовой толщи идет процесс осадконакопления, сопровождающийся промерзанием, формируется синкриогенная пачка пород. При этом поток холода промораживает и нижележащие подстилающие отложения, которые сформировались ранее, т. е. в нижней части грунтовая толща промерзает эпихронно осадконакоплению. В целом же такая толща определяется как криогенетически неоднородная.

В новообразованиях современных и позднеголоценовых толщ области аккумуляции (морской, прибрежно-морской, озерной, аллювиальной, пролювиальной) синкриогенный горизонт обычно невелик (10...20 м), а эпикриогенный примерно соответствует ему по мощности или превышает ее.

В разрезах морских террас севера Западной Сибири Ю. Б. Бадю выделил два горизонта с различным распределением льдистости и криогенных тектур по вертикали. Основные морфологические особенности синкриогенного горизонта отчетливо прослеживаются лишь в верхней 3...5-, редко 5...6-метровой части разреза. В основании верхнего горизонта отмечается мелкосетчатая криогенная текстура с ровными четкими вертикальными прожилками льда. Они постепенно выклиниваются книзу и по форме соответствуют мелким элементарным жилкам морозобойного растрескивания. Таковыми они и являются. Мощность этого слоя колеблется от 0,3 до 0,6...0,7 м. Ниже по разрезу горизонтальные ледяные шпирьы разреживаются, постепенно

утолщаются, толщина минеральных прослоев увеличивается, а объемная льдистость уменьшается. Судя по распределению криогенных текстур, отложения верхней и нижней части толщи промерзали неодинаково, т. е. в разрезе существуют два криогенетических горизонта, разделяемых «базальным» слоем. Нижний горизонт промораживался вниз, а верхний (синкриогенный горизонт) увеличивался в толщине по мере накопления осадков на поверхности. Так формировались криогенетически неоднородные толщи монотонного суглинисто-глинистого состава грунтов.

Криогенная толща газонасных структур

На обширных равнинах Арктики неотектоника (колебательные движения поверхности, дифференцированное структурообразование и разрывные нарушения осадочного чехла) заметно повлияла на развитие криогенной толщи пород.

Различная интенсивность и направленность неотектонических движений предопределили пространственную изменчивость состава и мощности неоплейстоценовых отложений, а также условий их промерзания. Эти различия впервые были изучены и показаны Г. И. Дубиковым. Им же они заложены в основу выделения сводового и впадинного типов мерзлых толщ.

В материалах Г. И. Дубикова впервые показано существование зависимости (прямой или косвенной) строения криогенной толщи от направленности тектонических процессов в четвертичное время для таких равнинных территорий, как Западная Сибирь. Кроме различий в составе и криогенном строении пород в ней отражены специфические криогенные формы рельефа, характерные для мегаструктур I и II порядков (мегапрогибов, мегаантиклиналей и мегавалов) с различной направленностью неотектонических движений.

Тема формирования криогенной толщи над газовой залежью в газонасных структурах (III порядка) севера Западной Сибири разработана автором этой книги в монографии «Криогенная толща газонасных структур Ямала. О влиянии газовых залежей на формирование и развитие криогенной толщи полуострова Ямал».

В тектоническом устройстве Западно-Сибирской плиты газонасные структуры размещены в пределах областей поднятий или опусканий, активно развивавшихся в геологических периодах до плиоцена — неоплейстоцена.

В классификации газонасных структур отражены закономерности их размещения и их эволюция в плейстоцене, восстановлены особенности криолитологического развития конкретных географических объектов Ямала и проявления криолитогенеза в толще пород, подверженных миграции подвижных углеводородов в различных геоструктурных элементах осадочного чехла.

Неоднородность криогенной толщи в разнообразии условий и обстановок ее формирования непосредственно связана с продолжительностью накопления плейстоценовых отложений и их промерзания, сопровождаемого газонасыщением.

В геоморфологическом устройстве поверхности газоносные структуры относятся к неотектоническим элементам мезокайнозойского осадочного чехла (к мегапрогибам и мегавалам в виде сводов и валов II и III порядка), расположенным над грабен-рифтами и межрифтовыми блоками кристаллического фундамента.

Криолитологическое развитие мегавалов и мегапрогибов продолжается в неоплейстоцене по этапам осадконакопления и субаквального промерзания в периоды трансгрессий и регрессий Полярного бассейна и заканчивается последовательным осушением поверхности газоносных структур с последующим наращиванием мощности криогенной толщи. Мощность криогенной толщи в целом зависит от продолжительности криохронов, в течение которых промерзали отложения морских равнин и террас. При этом максимальные мощности формировались в пределах среднелипстоценовых равнин, минимальные — в пределах современных лайд, а процесс промерзания не прерывался в суровых климатических условиях термохронов позднего неоплейстоцена и голоцена.

Но в пределах площади газоносных структур, относящихся к мегавалам и валам II и III порядка мезо-кайнозойского осадочного чехла, толща пород формировалась в разнообразных фациальных обстановках седиментации и промерзания, в том числе:

- в субаквальной обстановке, в которой охлаждаются и промерзают глубоководные и прибрежные позднелипстоценовые отложения открытого морского бассейна или обмелевшей полузамкнутой лагуны (залива, губы) при различной солености морских вод, обеспечивающих разную степень засоления донных отложений;

- в субаэральной обстановке, в которой эпихронным промерзанием охватываются отложения морских равнин, накопленные в среднем и позднем неоплейстоцене.

В субаквальной обстановке криогенная толща возникает в охлаждаемых ниже 0 °С газонасыщенных и засоленных донных осадках и «консервируется» в процессе синхронного их накопления и промерзания. Но по мере выхода на дневную поверхность в субаэральной обстановке криогенная толща развивается при более низких среднегодовых температурах воздуха. При этом в ярусе мерзлых пород сохраняются все следы и признаки субаквального промерзания: льдогрунтовые залежи сложного строения с пластовыми залежами льда в замках антиклинальных складок, криогенные текстуры, подчеркивающие нехарактерный для субаэрального промерзания рисунок, другие формы криогенных образований.

Ярус мерзлых пород субаквальной криогенной толщи возникает и формируется при адиабатическом расширении газов, поступающих в перекрывающие осадки по дизъюнктивам в крышке газовой залежи. Над сводами крышек накапливавшиеся осадки насыщались газом на всем протяжении липстоценовой седиментации.

Если тектонически нарушенные залежи являются газовыделяющими, то очевидно, что над крышкой газовой залежи с дизъюнктивами (в породах

мела) криогенная толща начинает формироваться и ее мощность увеличивается уже в период субаквального режима развития и в раннем, и в среднем неоплейстоцене.

Газовыделяющие участки залежи охлаждают вышележащую толщу отложений, пока они накапливаются и диагенетически преобразуются в субаквальной обстановке. Но массивные газовые залежи (без нарушений в покрове) активно выделяют тепло.

После осушения поверхности газоносной структуры в субаэральной обстановке мощность яруса мерзлых пород криогенной толщи увеличивается. В ярусе охлажденных пород газ еще может накапливаться, образуя газогидратную залежь в условиях продолжающегося охлаждения и достаточного горного давления. Миграция газа замедляется или приостанавливается, и кондуктивный теплопоток из-под покровышки газовой залежи, скорость которого на порядки выше скорости массопереноса, «обогревает» подошву криогенной толщи, уменьшая ее мощность. А положение нулевой изотермы в разрезе газоносной структуры указывает на воздействие кондуктивного теплопотока снизу от газовой залежи.

Над горстами в покровышке газовой залежи глубина нулевой изотермы уменьшается, показывая (на разрезах) выделение тепла из купола. Над грабенами нулевая изотерма погружается вглубь, показывая, что при адиабатическом расширении газов из-под покровышки залежи резко поглощается тепло, охлаждая и замораживая породу.

Обратим внимание на то, что сложный процесс криолитологического развития газоносной структуры в плейстоцене по этапам осадконакопления и субаквального промерзания продолжает наращивать мощность криогенной толщи при осушении ее поверхности.

Криогенная толща газоносных структур в пределах морских равнин (V группа) переходит из субаквального режима развития в субаэральный — в конце среднего неоплейстоцена.

Криогенная толща газоносных структур, расположенных в границах обширных лагунно-морских террас (IV группа), переходит из субаквального режима развития в субаэральный к концу казанцевской эпохи позднего неоплейстоцена.

Криогенная толща газоносных структур в пределах морских террас (III группа) переходит из субаквального режима развития в субаэральный в течение возвратных регрессий морского бассейна зырянской-сартанской эпох.

Толща неоплейстоценовых пород газоносных структур под акваториями Обской и Тазовской губ (II группа) не выходит из пресноводного субаквального режима развития до сих пор.

Криогенная толща газоносных структур в акватории Карского моря (I группа) в настоящее время не вышла из субаквального морского режима седиментации и промерзания.

Формирование льдистости в синкриогенной толще отложений северного Ямала тесно связано с особенностями литолого-фациальных условий осадконакопления в морской и лагунно-морской среде. Эта связь подтверждена

результатами авторского исследования изменчивости минерализации порового раствора, насыщавшего тонкодисперсный грунт перед промерзанием.

Несмотря на то что при промерзании породы поровый раствор разделяется на шлиры сегрегационного льда и лед-цемент, изменяя при этом концентрацию и химический состав, в монолите оттаявшего образца грунта суммарная минерализация порового раствора будет соответствовать солености морской воды, в которой накапливался этот грунт. Так, по изменчивости засоленности и минерализации порового раствора четвертичных отложений в периоды седиментации в течение всего плейстоцена было установлено, что мерзлая толща северного Ямала формировалась в литолого-фациальных обстановках открытого морского бассейна (Харасавэйский район), залива-лагуны (Бованенковский район) и эстуария Обской губы (Южно-Тамбейский район).

В процессе седиментации синкриогенная пачка глинистых и пылеватых отложений перед промерзанием насыщалась морской водой, соленость которой изменялась в отдельные эпохи позднего неоплейстоцена. Эпикриогенная пачка мерзлой толщи, сложенная тонкодисперсными отложениями раннего и среднего плейстоцена, до промерзания была пропитана морской водой с соленостью, соизмеримой с соленостью воды современного Карского моря.

Соленость морской воды составляла в эпоху раннеплейстоценовой трансгрессии — до 27 ‰ в открытом море у мыса Харасавэй, около 30 ‰ в заливе и до 42 ‰ в устье Обской губы у фактории Тамбей. В среднеплейстоценовом бассейне она была близка к современной, но в эпохи позднеплейстоценовых (зырянской, каргинской и сартанской) ингрессий — резко уменьшалась до 5...8 ‰ у Харасавэя и Бованенково, но до 10...20 ‰ в устье Обской губы.

Для ряда структур южнее Полярного круга, где газовая залежь расположена на глубинах более 1000 м от дневной поверхности, наиболее типичен случай, когда криогенная толща развита на площади положительной структуры, сложенной с поверхности палеогеновыми и меловыми породами.

Г. И. Дубиковым было установлено, что меловые и палеогеновые глинистые породы верхней части разреза положительных структур II и III порядков содержат разное количество льда и характеризуются сложным криогенным строением. На юге Тазовского полуострова и в северо-восточной части Гыданского полуострова эти породы к моменту промерзания прошли стадии диагенеза и катагенеза, отличаются тектонической нарушенностью сложения и высокой обводненностью. Толща пород разбита системой трещин двух пересекающихся направлений — по напластованию и под углом к нему, по которым циркулировали подземные воды. Простираения трещин в породах мезокайнозойского чехла соответствуют линиям тектонических нарушений фундамента. По трещинам-коллекторам напорные артезианские воды поднимались к дневной поверхности и, замерзая, интенсивно насыщали льдом породы верхнего горизонта мерзлой глинистой толщи. Сульфатно-натриевый состав льда в трещинах глин и в ядрах гидролакколлитов, значительное содержание в нем сульфатов, йода и брома указывают на глубинное происхождение замерзавшей воды. Высокая льдонасыщенность пород характеризуется в пределах структур на больших площадях, и участки залегания

высокольдистых палеогеновых глинистых пород проявляются на местности в виде линейно-ориентированных грядовых форм.

Для глинистых пород мерзлой части криогенной толщи характерен трещинный тип криогенных текстур. Ледяные шпирь криогенной решетки нередко разорваны или смещены по вертикали и неравномерно распределены по разрезу. Дочетвертичные породы в пределах положительных структур отличаются трещиноватостью и сильно раздроблены. Все трещины в породе заполнены трещинным льдом. При замерзании воды в трещинах увеличивался их объем и отдельности породы сдвигались и дробились на более мелкие части. Так вторично нарушалось криогенное сложение пород, наложенное на первичные нарушения тектонического происхождения.

Пример — Танамское локальное поднятие в северо-восточной части Гыданского полуострова (возвышенность Оленьи рога), где верхний 40...50-метровый горизонт сложен слабольдистыми (менее 10 %) позднемеловыми песчанистыми трещиноватыми глинами. Он подстилается льдонасыщенными (25...30 %) трещиноватыми глинами видимой мощностью 30 м. Очевидно, что от поверхности и до глубины древнего эрозионного вреза (не более 4...5 м) песчанистые глины оказались обезвоженными и их промерзание сформировало слабольдистый верхний горизонт. Ниже глубины древнего эрозионного расчленения трещиноватые глины промерзли в условиях, когда трещины были заполнены водой. Так сформировалась льдистая толща глин, кровля которой вскрывается на 20...30 м выше глубины современного эрозионного вреза.

В южной части Тазовского полуострова выходы морских отложений палеогена, местами слагающие гидролакколиты высотой 25...30 м, относятся к Самбургской, Арка-Табьяхинской и Хадытинской антиклинальным структурам (в составе Хадытинской мегаседловины), которые соответствуют крупным горстам в фундаменте. Эти породы обнажаются в центральной, наиболее трещиноватой части поднятий, а более молодые палеогеновые и неоплейстоценовые отложения при промерзании были приподняты в результате интенсивного пучения пород серовской свиты в дислоцированных и обводненных сводовых частях поднятий. Отложения серовской свиты представлены литифицированными раздробленными опоковидными глинами с прослоями опок и диатомовых глин. Трещины в глинах заполнены льдом, и шпиревая объемная льдистость глин до глубины 15 м постоянно высока — 0,45...0,50 в двух разрушающихся гидролакколитах (в бассейне р. Ярудей) на глубине 15 м под глинами вскрываются линзы крупнозернистого чистого льда видимой мощностью до 2,5 м и протяженностью до 80 м. Эти отложения подстилаются песчаной толщей палеоцена, из которой по тектоническим трещинам и зонам дробления в опоковидных глинах напорные сульфатные воды поступали к фронту активного промерзания в сводовые части поднятий.

В верховьях рек Хадуттэ, Енъяха и в других долинах рек дочетвертичные отложения, выходящие на поверхность, залегают горизонтально или слабо наклонно и слагают обширные поля линейно-ориентированных грядовых форм рельефа. Трещиноватые диатомиты и диатомовые глины высокой дисперсности и влагоемкости очень легкие, их плотность близка к единице.

Шлировая объемная льдистость диатомовых глин и диатомитов до глубины 15 м составляет около 0,6. До глубины 5...7 м прослеживается густая сетка шлиров льда толщиной 1...2 см, с увеличением глубины до 15 м толщина шлиров льда возрастает до 5...20 см, а размер сетки — до 10...15 см, т. е. ледяная решетка разреживается с глубиной.

Столь высокая льдистость диатомовых глин и диатомитов до глубины 10...15 м и своеобразие криогенных текстур связаны с дислоцированностью, трещиноватостью и обводненностью плотных пород к моменту промерзания. Среди шлиров льда выделяют образования двух порядков. Шлиры первого порядка залегают наклонно под углом 25...30°, имеют максимальную толщину и часто пилообразную форму, образуя основной фон сложения мерзлой толщи под действием напорной миграции воды. Шлиры второго порядка меньшей толщины образуют густую ледяную сетку. И те, и другие шлиры расположены в ослабленных местах породы — тектонических трещинах и трещинах напластования.

Высокая объемная льдистость (ледяные включения толщиной до 50...60 см) более глубоких слоев диатомовых глин и диатомитов отмечается до глубины 40 м, что подтверждает участие напорных трещинных вод в формировании строения мерзлых глин.

На положительных структурах сводового типа при развитии денудационных и аккумулятивных процессов накапливались пестрые по составу осадки, связанные со сменой процессов осадконакопления и денудации в плейстоцене и голоцене. В этих условиях формировалась эпикриогенная толща с чередованием горизонтов льдистых и слабольдистых пород. Соотношение их в разрезе определяется присутствием глинистых и песчаных (водоносных до промерзания) горизонтов. В таких мерзлых толщах бурением вскрыты крупные залежи пластовых льдов, расположенные на контакте глинистых и песчаных пород. Льдистые глинистые горизонты и пласты льда вскрыты скважинами на разных глубинах от поверхности — от нескольких метров до 150 м.

По мнению Г. И. Дубикова, впадинный тип мерзлой толщи присущ отрицательным новейшим структурам мезокайнозойского чехла с преобладанием аккумуляции отложений на дневной поверхности. Разрезу такой толщи свойственны монотонность и глинистый состав плейстоценовых отложений, закономерное по разрезу убывание льдистости с глубиной. Повышенная льдистость свойственна самому верхнему горизонту пород, измеряемому первыми метрами. Ниже она постепенно уменьшается до значений влажности на границе раскатывания. Закономерное сокращение льдистости по глубине связано с распределением влажности пород к моменту промерзания — плотность и степень дегидратации пород увеличиваются с глубиной из-за диагенетических изменений в толще.

При синхронном промерзании осадков во впадинах в субаэральных условиях Арктического побережья (периодически затопляемые поймы рек, дельты, приморские лайды) формировались льдистые толщи, максимальная мощность которых в условиях Западной Сибири измеряется одним-двумя десятками метров, а в Восточной Сибири составляет более 40...50 м.

Криолитогенез в области денудации и сноса

Горизонты проявления криолитогенеза и его продукты

Криогенное строение и льдистость продуктов выветривания

Главная причина разрушения скальных горных массивов, промерзающих в суровых климатических условиях Арктики, — образование льда из воды в трещинах монолитной скалы. Под криогенным выветриванием понимают процесс нарушения структурных связей и разрушения пород под воздействием напряжений кристаллизации льда в трещинах и порах при периодическом замерзании и оттаивании поровой и трещинной воды.

Криогенную кору выветривания в массивах скальных пород изучали В. Г. Чигир, В. С. Суходровский, Ш. Ш. Гасанов, А. Г. Черняховский, Д. М. Шестернев и другие исследователи.

Скальная порода разрушается в деятельном слое под действием криогенного выветривания, образуя *криогенный элювий*. По Е. В. Шанцеру, элювиальные образования (элювий) представляют собой скопления непереотложенных продуктов преобразования материнских горных пород, которые называют также корой выветривания. По существу, это оставшиеся на месте своего образования продукты выветривания горных пород, различных по генезису и составу. В зависимости от состава последних и типа выветривания механический состав элювия разнообразен: от глыб до суглинков и глин. Обычно в разрезе он постепенно укрупняется книзу и переходит в скальный массив, в нем отсутствует отчетливая слоистость, но заметна определенная сортировка.

Скальный массив активно выветривается до глубины аэрации и фильтрации поверхностных вод, и эта глубина в условиях криолитосферы нередко ограничивается толщиной слоя сезонного протаивания. Поэтому мощность современной коры выветривания в таких районах обычно не превышает его толщину. Глубже в массив проникают лишь годовые температурные колебания и многолетние — в глубоких горизонтах, в которых образуются отдельные трещины в скальных породах.

В промерзающем монолитном скальном массиве криолитогенез всегда выступает как процесс выветривания (*криогипергенез*. — по А. И. Попову), действующий в горизонтах с различным температурным режимом промерзания:

- деятельный слой (горизонт сезонного разрушения пород);
- горизонт многолетнего разрушения пород;
- горизонт неразрушения пород.

В этих горизонтах криогенное выветривание проявляется неодинаково, разнообразен и геолого-геоморфологический эффект работы криогипергенеза на дневной поверхности.

Горизонты проявления криолитогенеза и его продукты

Горизонт сезонного разрушения пород представляет собой деятельный слой, в котором систематически чередуются промерзание и протаивание пород — неотъемлемые компоненты процесса активного криогенного выветривания. Процессы, происходящие в этом горизонте, проявляются в мезо- и микрорельефе.

Криогенное выветривание, разрушая промерзающий скальный массив, образует *зачаточный* криогенный элювий (*криокластит* — скопление грубообломочного материала разнообразных размеров от остроугольных глыб до щебня. Криокластиты — *начальный* продукт криогенного выветривания. Размер обломочного материала зависит от минералогического состава, текстуры, структуры, сланцеватости, частоты и ориентировки трещин отдельности, механизма разгрузки напряжений и др.). Обычно при выветривании массива интрузивных пород возникают наиболее крупные обломки (более 1 м).

При выветривании изверженных пород (базальтов, андезитов и др.) продуцируются обломки меньших размеров (рис. 4.1). Размер обломков эффузивных пород определяется первичной трещиноватостью их застывания и отвердения. Размер обломков при выветривании песчаников зависит от положения плоскостей расслабления по первичной слоистости породы. Выветривание глинистых сланцев и аргиллитов сразу же продуцирует щебнистый материал, распадающийся по контактам первичного наслоения. Главной причиной дробления плотных горных пород близ дневной поверхности служит появление трещин в результате температурных колебаний с последующим образованием в них льда. При кристаллизации воды, насыщающей трещины глубже, колоссальные напряжения в скальном массиве приводят к разрывам



Рис. 4.1. Криокластиты из базальта в глыбах. Архипелаг Северная Земля. Фото В. Г. Чигира

породы, и последующее оттаивание застает породу уже в некоторой степени разрушенной.

Криокластиты обычно подразделяют по крупности на две группы:

- 1) каменные глыбы (отдельные и в развалах, россыпях);
- 2) щебень, дресва, крупный песок.

Все самые крупные обломки при последовательном растрескивании дробятся в мелкие и, в свою очередь, в еще более мелкие и т. д., но не достигая фракции крупной пыли (рис. 4.2). Пылеватая же фракция, также под влиянием криогенного выветривания, формируется несколько иначе.

Криокластиты не являются конечным продуктом криогенного разрушения, но они относительно малоподвижны; криопелиты — конечный продукт разрушения, но весьма подвижный (на склонах). Это обстоятельство позволяло А. И. Попову выделить криокластиты как самостоятельный тип пород, являющийся продуктом криолитогенеза.



Рис. 4.2. Криокластиты — щебень и дресва. Архипелаг Северная Земля. Фото В. Г. Чигира

Дальнейшее разрушение крупных обломков происходит под действием криогидратационного выветривания — расклинивающее давление тонких водных пленок в микротрещинах при смене фазового состояния дробит и измельчает обломочный материал до пылеватой и мелкопесчаной фракций (*криопелит*) и сопровождается образованием мелкозема. Криокластиты перерабатываются в *криокластопелит* — промежуточный продукт крио-элювиального процесса, и на участках с замедленной денудацией возникает *конечный* продукт криогенного выветривания, измельченный до пылеватых фракций — *криопелит*. В породе, название которой дал А. И. Попов, пелитовая (глинистая) фракция не преобладает (однако может находиться в заметном количестве. — Ю. Б.).

Криокластопелиты (по А. И. Попову) — промежуточный криоэлювий — смесь крупных обломков, песчаных и пылеватых частиц (мелкозема). Они широко распространены в высоких широтах, а также в горных (особенно в высокогорных) районах и за пределами зоны криолитогенеза.

Мелкозем в полярных и высокогорных условиях образуется при криогенном выветривании в пределах деятельного слоя. Сезонное льдообразование и таяние льда его в породах в течение продолжительного периода — не только самостоятельный фактор их разрушения, но и фактор, создающий наиболее благоприятные условия для проявления криогидратационного выветривания (по В. Н. Конищеву). Таким образом, криогенное выветривание включает два процесса:

1) морозную дезинтеграцию, в основе которой лежит расклинивающее действие кристаллов и агрегатов льда;

2) криогидратационную дезинтеграцию, связанную с расклинивающим действием тонких пленок воды.

Первый процесс приводит к крупнообломочному разрушению породы, второй — физико-химический — к дроблению тонкозернистых минеральных частиц. Определенное влияние на разрушение оказывают также химическое выветривание и почвообразующее воздействие литофильных лишайников и сине-зеленых водорослей.

Соотношение между мелкоземом и грубообломочным материалом в криокластопелитах может быть самым разнообразным, и иногда бывает довольно трудно провести границу, с одной стороны, между криопластопелитом и криокластитом, а с другой стороны — между криокластопелитом и криопелитом.

А. И. Попов делил криокластопелиты на две группы:

1) крупнообломочно-мелкоземистый криоэлювий, *несортированный*, в котором крупные обломки распределены в мелкоземе более или менее равномерно и скопления их неупорядочены;

2) крупнообломочно-мелкоземистый криоэлювий, *сортированный*, в котором крупные обломки собраны в результате морозной сортировки в каменные многоугольники, кольца, сети, розетки и др.

Заметим, что криогенная сортировка начинается с появлением воды в мелкоземе. Если мелкозема относительно мало, то и воды удерживается мало. По мере возрастания количества выветриваемого мелкозема увеличивается и объем влаги, достаточный для ее миграции к фронту промерзания в дисперсном грунте деятельного слоя. Достаточность количества определена влажностью предела раскатывания (W_p) — если влажность грунта выше этого предела, начинается миграция влаги, которая активизирует процесс криогенной сортировки обломочного материала (рис. 4.3, 4.4).

Криопелиты (по А. И. Попову) — конечный криоэлювий, т. е. конечный продукт криогенного выветривания. Это грунт преимущественно крупнопылеватый, с примесью алевритовой и пелитовой фракций. Он формируется как в результате дезинтеграции грубозернистых пород до фракции пыли, так и в результате слипания (агрегации) глинистых частиц также до пылевой

и тонкопесчаной фракции. Так происходит усреднение до пылеватого состава конечного продукта — криопелита (подробнее об этом см. в гл. 5).

Пути формирования криопелита могут быть различными. Например, считается, что некоторые виды лессов являются продуктом криогенной переработки ряда осадочных рыхлых пород. Древние коры выветривания также представляют собой продукт криогенной переработки дочетвертичных отложений.



Рис. 4.3. Каменные кольца с выпуклым пятном-медальоном. Колымское нагорье. Фото И. М. Чудакова



Рис. 4.4. Каменные кольца на склонах гор о. Шпицберген. Фото И. И. Лаврентьева

Горизонт многолетнего разрушения пород охватывает верхнюю часть мерзлой толщи, куда температурные колебания проникают без переходов через 0 °С.

Криогенное разрушение породы здесь накладывается на зону физического предразрушения, которая возникала и до промерзания, когда в ходе денудационного сноса перекрывающих пород при разгрузке внутренних напряжений появлялись макро- и микротрещины. Вся система трещин разного порядка в зоне предразрушения подготовлена для воздействия криогенных факторов разрушения вертикальными неотектоническими движениями, нарушающими монолитность скального массива. Мерзлые скальные породы с трещинным льдом в основании слоя зачаточного криогенного элювия (и ниже, куда не проникают среднегодовые колебания температуры) составляют горизонт неразрушения пород.

В процессе денудации все горизонты активности проявления криолитогенеза постепенно смещаются вниз. Чем медленнее денудация, тем глубже разрушаются выветриванием скальный массив и скопления обломков его разрушения.

В общую схему криоэлювиального процесса А. И. Попов включал последовательные стадии разрушения скальных грунтов в деятельном слое — *от первично-трещиноватой скальной породы через обогащенный обломочным материалом мелкозем (суглинки и супеси) к лессовидным породам*. На скальных обломках поселяются лишайники и начинается процесс их биогенно-хемогенного выветривания с образованием солевых корочек. В дальнейшем процессы грубого, мелкого дробления и биогенно-хемогенного выветривания скальных грунтов идут совместно, приводя к образованию и накоплению мелкозема.

Механический состав и строение коры выветривания на скальных массивах существенно различаются в зависимости от свойств исходных пород. В большинстве случаев это плащеобразно залегающие грубообломочные скопления с примесью мелкозема. Мощность их определяется глубиной сезонного оттаивания и обычно не превышает 3...4 м. Существенно больше она вдоль тектонических трещин и трещин отдельностей, например, базальтов, образующих при выветривании шестигранные вертикальные столбы. На монолитных магматических породах развивается чехол остроугольных крупноглыбовых образований, со временем измельчающихся и обогащающихся мелкоземом. На менее плотных разностях магматических пород формируются глыбово-щебнистые развалы со значительной примесью мелкоземистого материала. На сланцеватых метаморфических и осадочных породах преобладают тонкоплитчатые щебнистые и щебнисто-дресвянистые накопления с включениями глыб и значительной примесью мелкозема и др.

В зрелой стадии развития криоэлювия на массиве скальных пород грубообломочно-мелкоземистый материал дифференцируется на отдельные горизонты по вертикальному профилю — крупные обломки вымораживаются вверх. Глыбово-щебнистые обломки выпучиваются из супесчано-суглинистого грунта на поверхность, располагаясь здесь в виде каменных колец

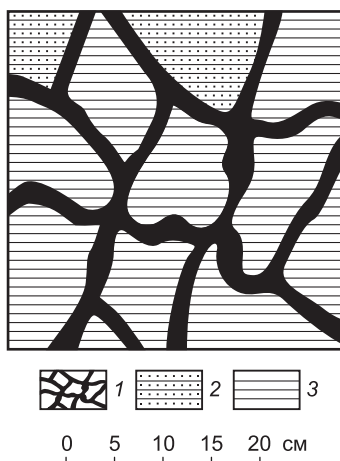


Рис. 4.5. Сетчатая криогенная текстура в древней (палеогеновой) коре выветривания. Яно-Индигирская низменность (по В. Н. Конищеву и Г. С. Короткову):

1 — лед; 2 — переслаивание песка и глины; 3 — глина

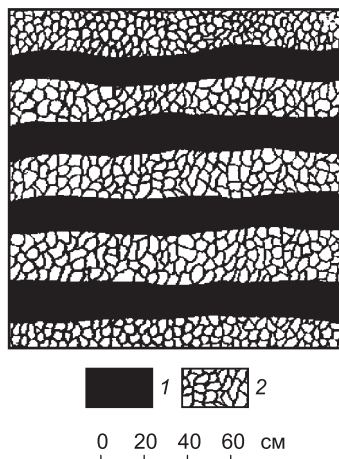


Рис. 4.6. Слоисто-сетчатая криогенная текстура в древней коре выветривания (по В. Н. Конищеву и Г. С. Короткову):

1 — шлиры льда; 2 — тонкая сетка льда

и многоугольников (см. рис. 4.3 и 4.4). Нижняя часть элювия над зоной дробления скального массива обедняется крупнообломочным материалом и относительно обогащается тонкодисперсным, в котором формируются специфические криогенные текстуры (рис. 4.5 и 4.6).

Особенности льдовыделения

В льдистых грубообломочных породах (глыбы, валуны, щебень) и льдистых песках замерзает гравитационная вода, не всегда целиком заполняющая поры породы. При малом увлажнении формируется игольчатый, контактный и пленочный лед-цемент.

Игольчатый лед-цемент образуется при сублимации водяного пара на охлажденной поверхности обломков и зерен в виде пористых рыхлых сростков ледяных игольчатых кристаллов. Водяной пар из участков с большей его упругостью мигрирует к участкам с меньшей упругостью, т. е. в направлении теплотоков — от мест с более высокой температурой к местам с более низкой температурой.

Контактный лед-цемент расположен в местах контакта частиц и зерен породы в виде крупных отдельных кристаллов или их агрегатов, сосредоточенных на стыке обломков, отдельных зерен, в углах пор.

Пленочный лед-цемент обволакивает поверхность зерен и обломков. Центральная часть пор при этом остается незаполненной. Структура льда равномерная мелкозернистая, нередко пузырчатая за счет включений

мелких пузырьков воздуха. Контактный и пленочный лед-цемент формируется в ненасыщенных водой крупнообломочных породах и песках при замерзании влаги, которая занимает только суженные участки пор в песках, разобщена и потому лишена возможности передвигаться. При образовании контактного и пленочного льда-цемента расположение частиц породы не изменяется, поскольку он только частично заполняет внутрипоровое пространство. Тем не менее в песках пленочный лед-цемент может полностью обволакивать зерна песка и вызывать некоторые изменения в его первичной структуре.

При промерзании сильно увлажненных грубообломочных пород и песков на контактах грунтовых частиц образуется *поровый* или *базальный* лед-цемент. Количество порового льда в породе (при ее полном водонасыщении) зависит в основном от пористости породы и, следовательно, от упаковки зерен и обломков, их формы, размеров, степени окатанности. Образуется поровый лед при замерзании свободной воды.

Кристаллизация льда начинается на поверхности охлаждаемых зерен и обломков, затем кристаллы льда прорастают внутрь поры от периферии к центру, а излишки воды отжимаются растущими кристаллами от фронта кристаллизации (по П. А. Шумскому). Крупные ледяные кристаллы достигают в поперечнике 1 см и более (все зависит от величины пор и пустот). В крупнообломочных породах часто преобладает хаотическая кристаллографическая ориентировка, поскольку кристаллы зарождаются на неровных зернах и обломках и ориентируются по нормали к поверхностям нарастания. В песках, особенно мелкозернистых, влияние зерен на ориентировку кристаллов льда уже не проявляется (по О. И. Конновой).

Возможность отжатия воды при промерзании (поршневой эффект, установленный А. И. Боженовой) толщи пород полного водонасыщения приводит к тому, что поровый лед не нарушает первичного сложения породы, не приводит к ее пучению. Отжатие воды может происходить в случае не слишком быстрого промерзания и при глубоком расположении водоупорного ложа.

Если водоупорный слой расположен близко, отжатие воды невозможно, и при быстром промерзании возникают сильнольдистые базальные текстуры либо гнездовое расположение ледяных включений. Образование базального льда-цемента сопровождается увеличением объема породы — пучением.

Итак, как в случае быстрого замерзания воды без напора в сильно обводненных песках, так и в случае отжатия воды вниз (под напором), а также при промерзании маловлажных песков возникают массивные текстуры — в первом случае сильнольдистые пески, а во втором и третьем случаях — малольдистые.

Начальная фаза криогенного выветривания — механическое разрушение — наиболее отчетливо наблюдается в пределах равнин, покрытых чехлом средне- и позднечетвертичных ледниковых отложений. В верхней части разреза холмисто-моренных равнин содержится большое количество включений обломочного материала. На вершинах холмов и по склонам речных долин развиты высыпки плохо окатанных обломков скальных грунтов. Проникно-

вание воды в трещины этих обломков, замерзание и расширение ее в периоды понижений температуры воздуха ниже 0°C приводит к интенсивному их разрушению. Здесь обломочный материал представляет собой россыпь глыб, смешанную со щебнем, дресвой и грубозернистым песком. Характер залегания этих компонентов в россыпи подчеркивает особенности постепенного измельчения обломков до песчано-пылеватых фракций. Скопления щебнистого материала обычно встречаются с дресвянисто-грубопесчаным заполнителем, который, в свою очередь, перемешан с суглинком и супесью.

Смещение обломков по склонам сопровождается образованием специфических форм — курумов (рис. 4.7).

Курумы — каменные подвижные россыпи в гольцовом поясе гор. Они спускаются ниже этого пояса в таежной зоне, достигают днища долин, образуя курумовые склоны этих долин. Курумы движутся вниз по склонам крутизной меньше угла естественного откоса для крупнообломочного материала. Причина образования курумов — сочетание морозного выветривания, выпучивания и перемещения по склону обломочного материала.

Льдообразование в куруме начинается в деятельном слое кристаллизацией водяных паров и дождевых вод в охлажденном грубообломочном материале поздней осенью. Лед в виде корок покрывает в основном верхнюю часть обломков, а с нижней стороны нарастают игольчатые кристаллы льда. В основании разреза в дисперсном материале заполнителя образуются ледяные шлиры и вымораживают каменные обломки. В грунтах основания разреза образуется базальная криогенная текстура при замерзании просачивающейся дождевой воды на незначительной глубине от дневной поверхности.

Когда в курум поступает талая снеговая вода, она намерзает тонкими слоями, образуя гольцовый лед. Поздней весной и в начале лета вода из протаявшей верхней части курума просачивается и кристаллизуется в основании деятельного слоя. При кристаллизации воды курум распучивается, особенно в отрицательных формах рельефа на склоне (в ложбинах), где скапливаются поверхностные и надмерзлотные воды.

Весной под каменными обломками лед плавится в первую очередь,



Рис. 4.7. Курум. Горный Алтай.
Фото автора

поскольку они более теплопроводны. Фронт протаивания приобретает вид пчелиных сот. Обломки скользят вниз по склону в своих ячейках, а возвратное ночное промерзание приподнимает их. Протаивая, освобожденный ото льда верхний слой обломков перемещается в глубь разреза, постепенно «садится» на нижний и начинает смещаться вниз по склону вместе с ним.

Десерпция — ведущий процесс перемещения курумов, существенна и роль криогенной дезинтеграции обломочного материала и выноса мелкозема под действием поверхностного и подповерхностного смыва. Различные виды десерпционного процесса участвуют в перемещении курумов, но ведущая роль принадлежит криогенной базально-цементной десерпции, механизм которой исследовал В. Г. Чигир. Особую роль в перемещении курумов играет гольцовый лед, так как он подвергается значительным пластично-текучим деформациям и способствует соскальзыванию обломочного материала по его обтаявшей поверхности.

Процессы и явления в деятельном слое

По мере накопления мелкоземистых продуктов криогенного выветривания в деятельном слое развиваются пучение, морозобойное растрескивание, вымораживание обломков к поверхности (рис. 4.8), сортировка их и образование структурных грунтов. При этом на плакорах возникают специфические формы криогенного микрорельефа — каменные многоугольники, кольца, сети.

На горных склонах различные криогенные процессы перемещают продукты криогенного выветривания вниз по склонам. Главными среди них являются солифлюкция и криогенная десерпция.

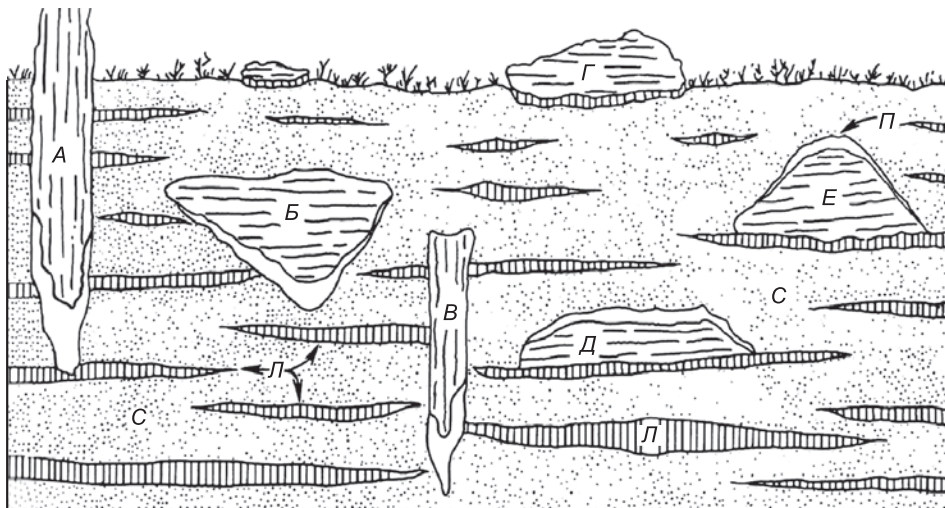


Рис. 4.8. Схема вымораживания камней (по А. Л. Уошберну):

А, Б, В, Г, Д, Е — камни; П — пустоты; С — мерзлый суглинок; Л — ледяные шлиры

Десерпция (от лат. *descriptio* — сползание, опускание) — медленное перемещение рыхлого материала вниз по склонам под действием силы тяжести. В это понятие Г. Ф. Гравис включает только такие движения, которые возникают при изменениях объема рыхлого материала. Т. Н. Каплина считает, что:

– *термогенная* десерпция связана с изменением объема рыхлого материала при его охлаждении и нагревании;

– *гидрогенная* десерпция происходит при набухании увлажняющегося грунта и при усадке высыхающего грунта;

– *криогенная* десерпция связана с изменением объема рыхлого грунта при его промерзании и оттаивании.

Но Г. Ф. Гравис выделяет три разновидности криогенной десерпции:

1) шлировая;

2) базально-цементная;

3) стебельковая.

Шлировая десерпция связана с образованием и таянием ледяных шлиров в деятельном слое, сложенном криопелитом или криокластопелитом с влажностью $W_p < W_c < W_t$. При малой льдистости пород эффект этого процесса ничтожен, а при высокой льдистости его нельзя отделить от солифлюкции.

Базально-цементная десерпция происходит в несвязных, чаще всего грубообломочных породах (криокластитах) при образовании и таянии в них ледяного базального цемента.

Стебельковая десерпция работает, когда минеральные частицы смещаются вниз по склону кристаллами стебелькового льда, возникающими на поверхности незадернованных или слабо задернованных склонов. В поясе холодных пустынь на склонах, покрытых криокластопелитами, стебельковая десерпция — ведущий склоновый процесс. Р. Дж. Маккей утверждал, что движение вниз по склону в полосах, сложенных грубообломочным материалом, осуществляется исключительно за счет стебельковой десерпции.

Крупнообломочно-мелкоземистый криогенный коллювий и делювий перемещаются по склону с помощью процесса солифлюкции.

Криокластопелиты (как и криопелиты) могут представлять собой материал, перемещенный солифлюкцией (коллювий сползания, по Е. В. Шанцеру). Солифлюкция не нарушает гранулометрический состав мелкозема, но перемешивает крупнообломочный материал с мелкоземом.

Необходимые условия развития солифлюкции в суровых климатических условиях:

– высокая степень увлажнения мелкоземистых грунтов деятельного слоя, переходящих в текучее состояние;

– наличие вечномерзлого основания;

– систематическое замерзание и оттаивание грунтов.

Солифлюкция по своим физическим особенностям отличается от оплывания, оползания или осыпания. Этот процесс (с точки зрения физико-механических свойств перемещающихся грунтов и их физического состояния) рассматривается как быстрый солифлюкционный и как медленный

солифлюкционный процесс движения грунтов на склонах. Оползание на склонах не подходит под термин «солифлюкция», т. е. течение почвы.

В оплывинах, грязевых потоках и других явлениях руководящая роль принадлежит гравитационной воде, увлекающей частицы грунта под действием силы тяжести. Разжиженный грунт здесь движется как свободно текущий поток, в котором молекулярные физико-химические и физико-механические связи между грунтовыми частицами и водой отступают на второй план по сравнению с мощной гравитационной силой, увлекающей поток в целом. Быстрое солифлюкционное течение происходит тогда, когда степень увлажнения грунта заметно превышает предел его текучести. Оно всегда нарушает растительный покров на склонах даже небольшой крутизны (4...5°).

Медленная солифлюкция также представляет собой течение грунтовой массы под действием силы тяжести, но в отличие от предыдущего случая течение весьма медленное, грунт оптимально увлажнен и вязкопластично течет. Грунт при медленной солифлюкции подвижен и обладает внутригрунтовым сцеплением и трением благодаря особенностям его сложения и влажности, не превышающей предела текучести.

Несортированный материал криокластопелитов может смещаться, не подвергаясь сортировке и оставаясь таким же, если не считать постепенное измельчение крупных обломков в ходе этого процесса.

Солифлюкционное смещение без сортировки, аморфное (по Г. Ф. Гравису), возникает при периодическом увлажнении мелкозема, входящего в криокластопелит, до предела текучести. При этом образуется система натечков, подминающих под себя дернину (рис. 4.9).

Иногда дерновый покров разрывается и перекрывается натекающей сверху грунтовой массой. Грубообломочный материал при этом не сортируется

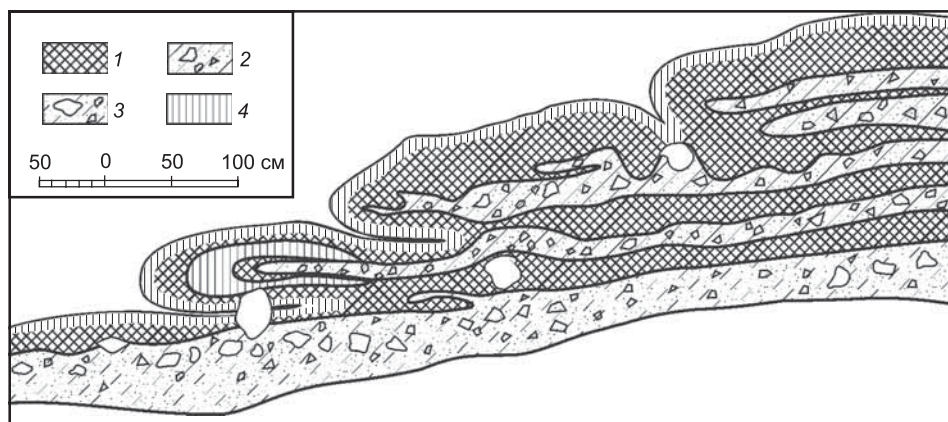


Рис. 4.9. Солифлюкционные натечные террасы (рисунок В. С. Савельева из книги Т. Н. Каплиной):

1 — торфяно-дерновый слой; 2 — суглинок с дресвой и щебнем; 3 — суглинок песчанистый с щебнем; 4 — грубопесчаный грунт

либо сортировка его неупорядочена, но возникают отдельные скопления щебня и дресвы в передней или фронтальной части натеков. Солифлюкционно смещенный криокластопелит приобретает чешуйчатую текстуру, заметно уменьшается пористость, свойственная ненарушенным первичным криокластопелитам.

На дневной поверхности грубообломочный материал скапливается в виде полос, между которыми заключен мелкозем, относительно обедненный песком и обломками дресвы и щебня. Сортировка на склонах происходит в условиях оптимального увлажнения грунтов, т. е. при их влажности ниже предела текучести. В мелкоземе, хорошо отсортированном и почти лишенном крупных обломков, преобладает пылеватая фракция. Солифлюкционное смещение материала осуществляется между каменными полосами.

Криогенная сортировка обломочного материала

Процесс криогенного выветривания не исчерпывается механическим измельчением массива или скоплений скальных обломочных пород. В северных районах он сопровождается интенсивной сортировкой всех фракций криогенного элювия в деятельном слое, формируя структурные грунты в верхней части этого слоя.

Сортировка материала начинается с заложения полигональной сети трещин от усыхания грунтов и под непосредственным влиянием сезонного промерзания и морозобойного растрескивания. Далее следуют:

- *вымораживание* крупных обломков на поверхность;
- *вспучивание* мелкоземистого грунта при промерзании;
- *миграция грунтовой влаги* при промерзании как вверх, так и в направлении боковых плоскостей заложившихся трещин;
- *сползание* вымороженных обломков в сторону пониженных трещинных зон за счет работы ледяных стебельков.

Эти процессы формируют различные структурные образования. Именно криогенная сортировка крупных обломков в мелкоземистом материале (при отсутствии растительности на поверхности) создает особенное строение структурных грунтов. Как и все криоэлювиальные образования, сортированный крупнообломочно-мелкоземистый криоэлювий формируется в деятельном слое при естественной влажности грунта выше влажности предела раскатывания.

На участках распространения ледниковых или ледниково-морских отложений, заметно обогащенных обломочным материалом, отмечаются обширные площади, занятые каменными многоугольниками (рис. 4.10 и 4.11).

В центральной части они имеют слегка выпуклую форму

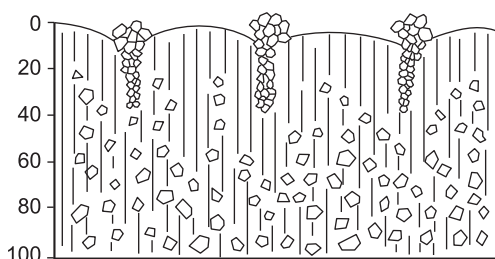


Рис. 4.10. Сортированный криокластопелит в разрезе (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель)



Рис. 4.11. Каменные кольца с плоским пятном-медальоном.
Колымское нагорье. Фото И. М. Чудакова

поверхности и сложены песчанистым влажным суглинком. Суглинистое ядро окружено бордюром из щебня. Диаметр ядра обычно составляет 40...80 см, иногда до 1,5...2,0 м. Ширина щебнистого бордюра может достигать 0,2...0,5 м. Нередко суглинистое ядро разбито мелкими трещинами на мелкие многоугольники и трещинки, заполненные совсем измельченными обломками. Глубина трещин колеблется в пределах 0,1...0,5 м, иногда больше. Размеры ячеек, заключенных между каменными бордюрами, разнообразны, но не менее 7...10 см и не более 2...3 м. Глубина сортировки определяется как глубиной активного промерзания-протаивания, так и положением поверхности вечной мерзлоты.

Сортировка на мелкозем в середине и каменное обрамление с боков наиболее совершенна в верхней (приповерхностной) части разреза, но постепенно с глубиной все менее совершенна и, наконец, какие-либо признаки ее совсем исчезают.

Иной морфологический эффект оказывает криогенная сортировка на склоновой поверхности (рис. 4.12 и 4.13), где талый слой все лето сильно увлажнен и медленно движется к пониженным местам. Солифлюкцией перемещаемый суглинистый материал с обломочными включениями также сортируется: обломки скапливаются в полосы, между которыми залегает суглинистая порода, обедненная крупными обломками, но с включениями дресвы, щебня или гравия.

В разрезах каменных многоугольников отмечены структурные особенности грунтов:

– *крупная пористость* мелкозема вверху, постепенно исчезающая вглубь, вместе с уменьшением размера пор;



Рис. 4.12. Каменные полосы на склонах гор Полярного Урала.
Фото В. Л. Познанина



Рис. 4.13. Каменные полосы из трансформированных каменных колец на склонах гор о. Шпицберген. *Фото из архива кафедры*

- мелкая агрегированность грунта в верхних частях разрезов мелкозема;
- наличие глеевых включений, пятен и потеков причудливой формы.

Трещинная основа возникновения таких структурных каменных многоугольников, колец и других форм несомненна. Правильное расположение структур в плане, а также заполнение каменным (обломочным) материалом



Рис. 4.14. Каменное кольцо на равнине о. Шпицберген.
Фото из архива кафедры

ранее заложившихся трещин служит этому доказательством. Характерна тиксотропия в мелкоземистых грунтах каменных многоугольников.

Вначале, вскоре после заложения полигональной системы трещин, сортировка не бывает совершенной и угловатые формы полигонов выступают четко. По мере ее развития углы полигонов смягчаются, округляются и в конце концов каменные многоугольники превращаются в каменные кольца (рис. 4.14).

Криогенное строение продуктов выветривания

Любые кристаллические, метаморфические, а также другие плотные (коренные) породы — аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки — в той или иной степени бывают трещиноватыми, а в трещины обычно проникает вода. При температуре ниже 0°C вода в трещинах замерзает и, превращаясь в лед, цементирует глыбы и отдельные плотности плотной породы снова в монолитный массив (табл. 4.1–4.3). В данном случае образуется трещинный лед трещинно-блоковой криогенной текстуры. В зависимости от характера трещиноватости породы, ширины и протяженности трещин в ней ледяные жилки или жилы бывают разной конфигурации, толщины и длины. Обычно ледяные включения в коренных породах образуются из воды, ранее содержавшейся в трещинах. Но нередко атмосферная вода проникает в открытые наружу трещины. В охлажденном массиве вода намерзает и образует жилки, которые закупоривают трещину сверху и предотвращают дальнейшую фильтрацию воды вниз. Почти во всех случаях превращение плотной коренной породы в льдистую делает ее практически водонепроницаемой.

Таблица 4.1

**Криогенные текстуры скальных пород
(по А. А. Кагану, Н. Ф. Кривоноговой)**

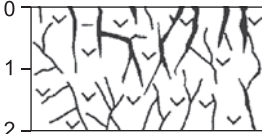
Наименование криогенной текстуры	Систематическая зарисовка криогенных текстур*	Для каких пород характерна
Трещинная		Для всех скальных и полу- скальных пород
Трещинная расширенная		То же
Трещинно-жильная		Для всех скальных и по- лускальных пород в зонах разрывных нарушений
Пластово-трещинная		Для осадочных скальных и метаморфических пород
Пластово-трещинно- карстовая		Для карбонатных пород
Карстово-трещинно- жильная		Для карбонатных пород в зонах разрывных нару- шений
* Числа на вертикальной оси обозначают глубину от поверхности в метрах.		

Таблица 4.2

Типы криогенных текстур в мерзлых скальных породах
(по А. А. Казану, Н. Ф. Кривоноговой)

Название криогенной текстуры	Описание криогенной текстуры	Основные типы пород, для которых характерна криогенная текстура
Трещинная	Лед по трещинам в виде пленок, корок, по стенкам или цемента и шлиров в заполнителе трещин	Магматические — граниты, диабазы, андезиты, базальты. Метаморфические — роговики, кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы
Трещинно-жилковая	Лед заполняет трещины на всю площадь сечения, образуя прожилки	
Пластово-трещинная	Ледяные жилки по трещинам напластования создают основной облик криогенной текстуры; льдосодержащие трещины других систем имеют подчиненное значение	Осадочные — доломиты, известняки, мергели, алевролиты, аргиллиты
Пластово-трещинно-поровая	Ледяные жилки по трещинам напластования и лед-цемент в порах породы; льдосодержащие трещины других систем имеют подчиненное значение	Осадочные — песчаники, глинистые сланцы, мергели
Пластово-трещинно-карстовая	Ледяные жилки по трещинам напластования и пустотам выщелачивания; льдосодержащие трещины других систем имеют подчиненное значение	Осадочные — известняки, доломиты (карстующиеся), гипсы, каменная соль

Таблица 4.3

Типы льда в эпикриогенной скальной толще
(по А. А. Казану, Н. Ф. Кривоноговой)

Типы льда	Основные текстурно-структурные признаки льда
Цементный	Лед прозрачный, отмечается осевой шов из пузырьков газа. Кристаллы ориентированы нормально к стенкам трещин; наиболее мелкие кристаллы располагаются у стенок трещин
Инъекционный	
Сегрегационный	Шлировые скопления льда обычно ориентированы субпараллельно стенкам трещин. Лед прозрачный, кристаллы ориентированы вертикально к фронту промерзания
Инфильтрационный	Натечные формы по крутопадающим трещинам, иногда подчеркнутые неправильной слоистостью; косо- и горизонтально-слоистый в пологих трещинах, суженные участки трещин не заполнены льдом
Сублимационный	Пленки, щетки, друзы кристаллов скелетного типа роста. Лед пористый, неслоистый, ориентировка кристаллов хаотическая

Лед в трещинах коренных пород, как правило, прозрачен, представлен крупными и мелкими кристаллами. Динамические напряжения в плотных породах с течением времени приводят к расслаиванию льда крупных жил и возникновению в нем мелких трещинок, отчего он становится белым.

В основании деятельного слоя на склонах, покрытых грубообломочными каменно-глыбовыми накоплениями, из верхних горизонтов которых мелкозернистый заполнитель вымыт «подповерхностным» смывом, образуется гольцовый лед (по Г. Ф. Гравису), заполняя крупные полости и поры между обломками и глыбами. Источником льдообразования в этом случае являются гравитационные и конденсационные воды, которые, просачиваясь и стекая, постепенно намерзают в весенне-летнее время на кровле вечной мерзлоты. Этот лед, следовательно, имеет инфильтрационный и инфильтрационно-натечный генезис. В гольцовом льде заметны тонкие белесые полоски, направление которых соответствует уклону. Они образованы цепочками мельчайших сферических пузырьков воздуха. Реже встречаются короткие илестые пленочки. Г. Ф. Гравис установил, что «под многими камнями, взвешенными во льду, видны концентрические супесчаные и суглинистые прослойки, своими изгибами повторяющие контур нижней части этих камней». Эти прослойки — следы вымораживания обломков к поверхности, которому сопутствует криогенное выветривание, приводящее к образованию тонких линзочек мелкоземистого материала под камнями.

По наблюдениям Г. Ф. Грависа, в многолетнемерзлом элювии на малообводненных пологих склонах наблюдаются корковые и трещинные криогенные текстуры, если породы коры выветривания представлены грубыми обломками. Линзовидная криогенная текстура формируется в случае, когда при разрушении скальных пород (мергели, глинистые сланцы) образуется суглинок. Длина ледяных шпиров достигает нескольких сантиметров. Общая льдистость пород с линзовидной криогенной текстурой составляет 0,3...0,6.

Трещинно-ветвистые криогенные текстуры характерны для зон дробления, наблюдаемых скальных коренных пород, т. е. в основании элювия.

В элювиальных породах встречаются небольшие ледяные жилы кли-

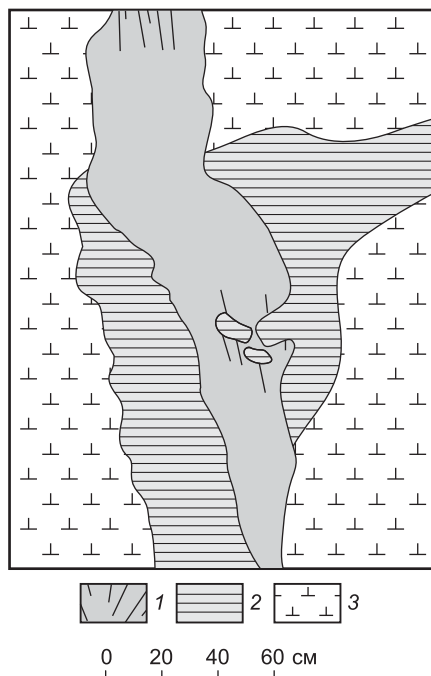


Рис. 4.15. Ледяная жила в древней (палеогеновой) коре выветривания (по В. Н. Конищеву и Г. С. Короткову):

1 — жилный лед; 2 — глина; 3 — лигнит

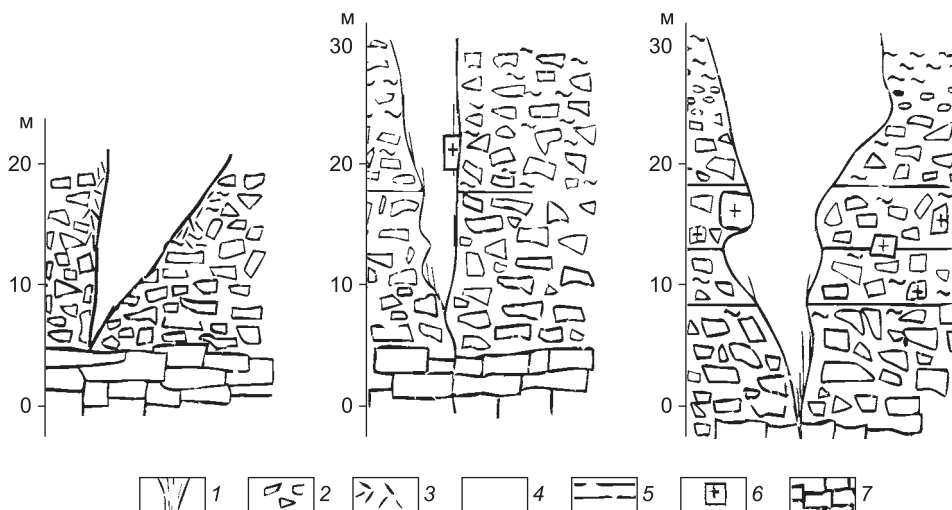


Рис. 4.16. Нижние концы ледяных жил в галечно-глибово-щебнистом горизонте. Предгорье хр. Кулар (по Т. П. Кузнецовой):

1 — полигонально-жилый лед; 2 — щебень глинистых сланцев; 3 — дресва; 4 — суглинистый заполнитель; 5 — слоистая криогенная текстура; 6 — глыба кварца; 7 — коренные породы

новидной формы, проникающие нижней частью в трещиноватую кровлю скальных пород (рис. 4.15, 4.16). Криогенное строение элювиальных образований наглядно иллюстрировано в книге В. П. Мельникова и В. И. Спесивцева.

В суглинистом элювии часто отмечаются ледяные корки и гнезда льда, расположенные под обломками скальной породы. Прочные толстоплитчатые известняки, разрушенные в деятельном слое до размеров глыбы, щебня и дресвы с глинистым заполнителем, в многолетнемерзлом состоянии разделены по слоистости прослоями льда толщиной 1...2 см, а отдельные полости между обломками целиком заняты льдом.

Туфы, элювируемые до размерности щебня и дресвы, имеют корковую криогенную текстуру, в которой толщина прослоев льда сопоставима с размерами комковатых отдельностей породы. Корковая криогенная текстура песчаников, раздробленных до дресвяно-щебнистого состава, представлена ледяными шпирями, облекающими горизонтальную плитку породы. Базальная криогенная текстура с ледяными прослоями в 2...4 см отмечена в поверхностном элювии известняков, разрушенных до щебня и дресвы с прослоями глины. В выветрелых алевролитах прослойки льда толщиной до 1...5 см располагаются по плоскостям наложения породы и нарушают ее первичную слоистость, местами раскалывая плитки.

* * *

Криолитогенез в области денудации разрушает горную скальную породу. Продукты его деятельности — криокластит, криокластопелит, криопелит.

В криокластите лед облекает обломок пленками различной толщины или заполняет полости между обломками, иногда они даже как бы плавают во льду. Форма криогенной текстуры зависит от состава породы скального массива и ее происхождения. Криогенная текстура наследует сложение породы, сформированное в ходе выветривания.

Появление мелкозема в скоплениях скальных обломков превращает обломочную породу в криокластопелит: начинается сегрегационное льдовыделение и формируется криогенная текстура. Форма криогенной текстуры уже зависит и от сложения рыхлого материала, и от особенностей его промерзания. А в деятельном слое такой толщи начинаются процессы криогенной сортировки материала.

В криопелите обломочные включения почти полностью выморожены и формирование криогенной текстуры определяется сложением и составом рыхлого грунта, его влажностью, поверхностными условиями промерзания.

Криолитогенез в области стабилизации аккумуляции и сноса

Горизонты проявления криолитогенеза. Температурные условия образования криогенных текстур

Деятельный слой (горизонт сезонных изменений состояния пород)

Горизонт многолетнего изменения мерзлых пород

Горизонт консервации пород

Прежде чем перейти к характеристике горизонтов эпикриогенной толщи, следует коротко остановиться на температурных критериях этих горизонтов, так как структурные различия между этими горизонтами зависят от температурного режима промерзания в каждом из них.

Для познания процессов криолитогенеза и соответствующего их морфологического эффекта наибольший интерес представляют:

1) температурный градиент в толще промерзающих и мерзлых горных пород, при котором работают основные процессы диагенеза (миграция воды к фронту промерзания в тонкодисперсных средах, криогенные текстуры сегрегационного льдовыделения, механические напряжения морозобойного трещинообразования);

2) среднегодовая температура мерзлых пород, определяющая их современное теплофизическое состояние (соотношение льда и незамерзшей воды, воднофизические и физико-механические свойства пород, направление сезонного промерзания и протаивания — сверху или снизу, его скорость и продолжительность);

3) колебания температуры в мерзлой толще, т. е. систематический переход температуры через 0° в деятельном слое и сильные колебания отрицательных значений температуры в нижележащих горизонтах.

При изменениях температуры изменяется состояние сезонно- и вечномерзлых пород, а также структура самого подземного льда.

В деятельном слое при систематическом чередовании положительных и отрицательных температур градиент зимних температур во многом определяет форму криогенной текстуры. Для горизонта многолетних изменений мерзлых пород и горизонта консервации состояния пород этот фактор является критерием для их разделения. Нижней границей деятельного слоя служит среднемноголетнее положение изотермы 0°C .

Температурный градиент при промерзании является главной причиной миграции воды к фронту промерзания и образования криогенных текстур при прочих равных условиях, а также и в морозобойном трещинообразовании.

Основой для разделения криогенной толщи на горизонт многолетнего изменения мерзлых пород и горизонт консервации состояния пород также являются данные о температурных градиентах.

Горизонты проявления криолитогенеза. Температурные условия образования криогенных текстур

В строении эпикриогенной толщи рыхлых пород выделяют три основных горизонта.

Первый — деятельный слой — *горизонт сезонных изменений состояния пород*, в котором сезонно чередуются промерзание-протаивание, активизируются процессы перемещения грунтов и миграции воды, четко фиксируемые в разрезе грунтовой толщи. Криогенное выветривание пород, криогенная сортировка, сезонное пучение и просадка, течение грунта, его перемещение под напором, миграции влаги и т. д. в деятельном слое обнаруживают себя в рельефе земной поверхности сезонно существующими формами микрорельефа.

Второй — *горизонт многолетнего изменения мерзлых пород* — представляет собой интервал ежегодного зимнего выхолаживания мерзлых пород (горизонт активного криодиагенеза, по А. И. Попову), в котором температурные градиенты обеспечивают механические напряжения в породах и их разрядку в виде морозобойных трещин.

Структурные изменения мерзлых пород происходят здесь ежегодно при образовании льда в морозобойных трещинах. Морозобойные трещины, заполненные льдом или льдистым грунтом, обнаруживаются в рельефе в виде различных полигональных систем. Динамичные процессы в этом горизонте, и современные, и происходившие в прошлом, проявились в рельефе земной поверхности в виде длительно существующих многолетних образований: полигонально-жильных и пластовых льдов, ядер бугров пучения и гидроакколитов. В зависимости от ландшафтных условий местности, интенсивности охлаждения и среднегодовых температур мощность этого горизонта изменяется в пределах двух-трех десятков метров.

Третий — *горизонт консервации пород* — расположен в нижней части мерзлой толщи и превосходит вышележащий горизонт по мощности. Состояние пород здесь в течение длительного периода промерзания сохраняется независимо от современных сезонных изменений температур на земной поверхности. Сюда не проникает морозобойное растрескивание, практически полностью затихает миграция воды, но местами проявляется инъекционное льдовыделение. Процессы, протекающие здесь, никак не сказываются в рельефе земной поверхности.

Криогенная текстура образуется при температурах основных фазовых переходов воды от 0 до $-2...-5$ °С. Слоистые и сетчатые криогенные текстуры в естественных условиях формируются тогда, когда температура пород в толще не опускается ниже температуры основных фазовых переходов, а темпера-

турный градиент колеблется в широком диапазоне значений для шлирового льдовыделения (от 0,2...0,4 до 10...20 °С/м).

При температурах ниже температур основных фазовых переходов перестройка криогенных текстур за счет перераспределения незамерзшей воды в естественных условиях визуально практически неощутима.

В деятельном слое наблюдения за криогенными текстурами и температурным режимом дают возможность определить значения градиентов, при которых образуются свойственные этому слою мелкие слоистые и сетчатые текстуры, в которых размер ледяных шлиров и расстояние между ними изменяются от долей миллиметра до 1...2 см. Н. В. Тумель установила, что такие текстуры формировались в породах Большеземельской тундры при градиентах от 0,4...0,6 до 3...5 °С/м. В. О. Орлов показывал, что градиенты, при которых отмечалось значительное пучение и льдовыделение, составляли в районе Игарки 15...30 °С/м. О. Ю. Пармузина указывает, что при промерзании сезонноталого слоя еще севернее (район п. Усть-Порт) в его верхней части образовались микро- и тонкошлировые текстуры при значениях градиентов, достигающих 47 °С/м. Если иметь в виду средние значения градиентов, отвлекаясь от их экспериментальных значений, то наиболее типичным диапазоном температурных градиентов при образовании мелких сетчатых и слоистых текстур будет интервал от 0,5...1,0 до 10...20 °С/м.

В пределах горизонта многолетнего изменения мерзлых пород криогенная текстура возникает с момента начала формирования вечномерзлой толщи. Криогенные текстуры «доводятся» за счет перераспределения влаги в уже мерзлой породе при температуре основных фазовых переходов, т. е. не ниже -2...-5 °С. Здесь формируются слоистые и сетчатые текстуры, которые крупнее текстур деятельного слоя. Размер ледяных включений и расстояние между ними наиболее часто изменяются от 0,5 до 5,0 см, более крупные встречаются реже.

В этом горизонте температурный градиент, влияющий на образование криогенной текстуры, существенно меньше, чем в деятельном слое. Температурные градиенты уменьшаются по глубине именно при переходе от деятельного слоя к горизонту многолетних изменений мерзлых пород до 1 °С/м в слое нулевых колебаний температур, разделяющем эти два горизонта мерзлой толщи.

В горизонте консервации состояния пород, расположенном ниже, образуется крупнослоистая и крупносетчатая криогенная текстура, в которой толщина шлиров льда может достигать 10...20 см, а расстояние между ними увеличивается от десятков сантиметров до нескольких метров. Здесь диапазон температурных градиентов значительно меньше: от 1 до 0,2...0,3 °С/м. Верхняя граница этого горизонта может располагаться на глубинах до 15...17 м.

Деятельный слой (горизонт сезонных изменений состояния пород)

Рассмотрим более подробно особенности проявления криолитогенеза в выделенных горизонтах криогенной толщи.

Деятельный слой весьма разнороден в литологии и механическом составе слагающих его пород, в мощности, в режиме промерзания-протаивания, в динамике изменения влажности. Эти различия контролируются географическим, геолого-геоморфологическим положением мерзлой толщи. Деятельному слою свойственны:

- последовательное сезонное промерзание-протаивание и различные их режимы;
- разнообразие гранулометрического состава отложений, степени увлажнения и льдонасыщенности;
- супесчано-алевритовый и суглинистый состав криогенного элювия;
- льдистые или ледяные тела ядер сезонных бугров пучения или сезонные пластовые инъекции;
- сезонная или многолетняя фиксация процессов в рельефе земной поверхности.

Формирование криогенного строения в деятельном слое

Льдистость пород в деятельном слое зависит от их механического состава, влажности и динамики температурного режима промерзания.

При сезонном промерзании грубодисперсных и песчаных грунтов в деятельном слое возникают разные виды массивных криотекстур — вплоть до базально-массивной, когда лед распределен между частицами или обломками породы более или менее равномерно. При большой мощности деятельного слоя в ходе сезонного промерзания успевает срабатывать поршневой эффект: вода отжимается к подошве деятельного слоя — водоупора, где под деятельным слоем или в его основании возникают порово-массивная или базально-массивная криогенные текстуры, а в его верхней части — контактно-массивная или корково-массивная.

Тонкодисперсные породы — глины, суглинки, супеси, промерзающие сезонно с льдовыделением (при достаточном увлажнении) — характеризуются разновидностями слоистой или сетчатой текстуры, в более редких случаях — базально-призматической.

При сезонном промерзании донных озерных или прибрежно-морских илов, находящихся в состоянии суспензии, возникают базально-призматические криогенные текстуры. Если же тонкодисперсная порода водонасыщена до влажности разрыва капилляров (близкой пределу пластичности), то при промерзании нарушается сплошность водных пленок и миграции не происходит, а грунт выглядит монолитным, с массивной криогенной текстурой. Сходный эффект получается и в том случае, когда деятельный слой, представленный суглинком или глиной, охлаждается и замерзает очень быстро.

Вода замерзает на месте, а порода приобретает также массивную криогенную текстуру.

Обратим внимание на явление так называемых ледяных стебельков — ледяных кратковременных ростков на поверхности почвы в виде щетки или травы. Эти ледяные кристаллы или целые друзы возникают в начале сезонного промерзания на оголенных от растительности участках суглинистого грунта (рис. 5.1). Их размер по вертикали достигает нескольких сантиметров. Часто подобные ледяные выросты бывают увенчаны минеральными частями, приподнятыми над общей поверхностью грунта.



Рис. 5.1. Ледяные стебельки. Фото И. И. Лаврентьева

Ледяные стебельки образуются при резком выхолаживании поверхности талого еще грунта. Интенсивная миграция воды к фронту промерзания обеспечивает надлежащий эффект надповерхностного столь характерного льдовыделения, поэтому ледяные стебельки рассматривались Е. М. Карагодиной как первый слой сегрегационного льда. Ледяные стебельки возникают обычно ночью и днем тают; а при особо благоприятных погодных условиях они иногда могут сохраняться в течение нескольких суток. Значение ледяных стебельков для целого ряда мерзлотно-геологических и геоморфологических явлений весьма велико.

При достаточном увлажнении, когда естественная влажность грунта W_e выше влажности предела раскатывания W_p , но меньше влажности предела текучести W_T ($W_p < W_e < W_T$), а градиент температуры $G_T = 10...20$ °С/м, тонкодисперсные грунты (суглинки, супеси и глины) сезонно промерзают с сегрегационным льдовыделением и с образованием разнообразных шпировых криогенных текстур непосредственно у земной поверхности. Если эти градиенты не превышают $10...20$ °С/м, то сегрегационный лед образует весьма частые и тонкие ледяные включения микролинзовидных, микроплетенчатых, мелкосетчатых и мелкослоистых криогенных текстур.

При недостаточном увлажнении, когда естественная влажность промерзающих грунтов близка к пределу раскатывания (влажности разрыва капилляров, $W_e < W_p$) при $G_T = 10...20\text{ }^{\circ}\text{C/м}$, на поверхности частиц грунта нарушается сплошность капиллярной воды и водных пленок. Миграция влаги к фронту промерзания невозможна и сегрегационный лед не выделяется. В промерзшем грунте деятельного слоя образуется массивная криогенная текстура с очень низкой льдистостью.

Если увлажнение деятельного слоя достаточно ($W_e > W_p$), но его мощность мала, а он промерзает при очень высоких значениях температурных градиентов, превышающих предельные значения для миграции воды ($G_T > 10...20\text{ }^{\circ}\text{C/м}$), то сегрегационное льдовыделение также не происходит, а образуется массивная криогенная текстура с высокой льдистостью.

Когда при достаточном ($W_p < W_e < W_T$) увлажнении большой по мощности деятельный слой промерзает при достаточно высоком градиенте ($G_T > 10\text{ }^{\circ}\text{C/м}$), влага подтягивается вверх к фронту промерзания и нижняя часть деятельного слоя обезвоживается. Фронт промерзания перемещается в глубь деятельного слоя, но здесь уже недостаточно влаги для сегрегационного льдовыделения. В итоге в верхней части сезоннопромерзшего деятельного слоя образуются частые и тонкие криогенные текстуры класса слоистых и сетчатых, а в нижней его части — массивные или микролинзовидные текстуры.

В области сплошного распространения мерзлоты сезонное промерзание деятельного слоя и формирование криогенных текстур грунтов заметно зависит от среднегодовой температуры вечномерзлой толщи.

Выделяют четыре типа (I–IV) криогенного строения деятельного слоя (рис. 5.2):

- трехслойное (I);
- двухслойное (II);
- однослойное с большой льдистостью (III);
- однослойное с малой льдистостью (IV).

Сразу после летнего протаивания в основании деятельного слоя мерзлой толщи (со среднегодовой температурой ниже $-2...-3\text{ }^{\circ}\text{C}$) начинается промерзание снизу. Небольшие температурные градиенты обеспечивают миграцию влаги из протаявшего слоя вниз к подошве деятельного слоя. Формируются ледяные включения толщиной всего несколько миллиметров. Но начинается осеннее промерзание, и температурные градиенты резко возрастают до нескольких градусов на метр. Тогда миграция влаги к нижнему фронту промерзания подавляется и прекращается. К моменту, когда сезонное промерзание закончится, в деятельном слое образуются два слоя с высокой льдистостью (верхний и нижний), а между ними малольдистый слой — *трехслойное* криогенное строение. Верхняя льдистая часть деятельного слоя оказывается толще, чем нижняя льдистая часть. В ней очень частые и тонкие ледяные включения. Нижняя льдистая часть с толстыми ледяными шлирами. Средняя часть малольдиста и имеет массивную криогенную текстуру или содержит редкие микроскопические ледяные линзочки (рис. 5.2, I).

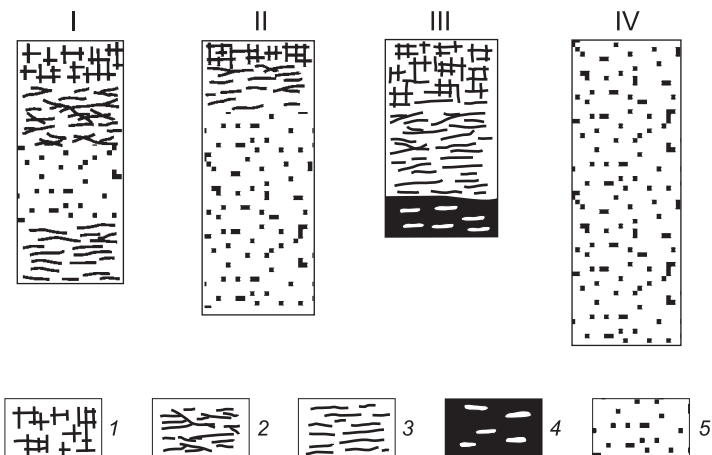


Рис. 5.2. Распределение льда в тонкодисперсных грунтах деятельного слоя (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

I–IV — типы распределения; криогенные текстуры: 1 — мелкосетчатая; 2 — мелкая линзовидно-плетенчатая; 3 — мелкослоистая; 4 — базально-призматическая; 5 — массивная

Двухслойное криогенное строение присуще промерзшему деятельному слою, подстилаемому либо тальми породами, либо мерзлыми с температурой выше $-0,5^{\circ}\text{C}$. В этом случае раннеосенние температурные градиенты снизу слишком малы для миграции влаги к нижнему фронту промерзания. Но как только начинается промерзание сверху, вся влага мигрирует к верхнему фронту промерзания. В итоге образуется льдистая верхняя часть с частыми и тонкими ледяными включениями и нижняя малоледистая с массивными криотекстурами (рис. 5.2, II).

При большой исходной влажности сегрегационный процесс подавлен из-за слишком больших температурных градиентов (в маломощном разрезе деятельного слоя они не успевают существенно уменьшаться). В итоге образуется массивная криогенная текстура на фоне высокой льдистости (рис. 5.2, III).

Однослойное криогенное строение образуется при сезонном промерзании грунтов в высоких широтах в маломощном деятельном слое. Если при очень малой исходной влажности сегрегационное льдовыделение невозможно из-за нарушения сплошности капилляров и водных пленок на частицах, то возникает массивная криогенная текстура при малой льдистости (рис. 5.2, IV).

Полярный покровный комплекс

Криолитогенез в области стабилизации наиболее активно изменяет приповерхностную часть грунтовой толщи. Это изменение заключается в криогенном преобразовании рыхлого субстрата в покровный суглинок. Для такого грунта характерна однородность гранулометрического состава: стабильно высокое содержание крупноалевритовых частиц размером $0,05...0,01$ мм

при относительно неустойчивом содержании как более крупных, так и более мелких фракций. По положению этого грунта в самой верхней части земной коры и следованию рельефу земной поверхности А. И. Попов назвал его покровным, а по принадлежности его к полярной зоне — полярным комплексом.

Главной особенностью своеобразной коры выветривания полярного комплекса является периодическое присутствие в ней льда. Систематический переход воды в лед и обратно в деятельном слое, часто сопровождающийся морозобойным трещинообразованием, накладывает заметный отпечаток на кору выветривания полярных стран.

Покровные суглинки развиты в криолитозоне неравномерно, тяготея к Большеземельской тундре. Вблизи южных пределов распространения вечной мерзлоты они распространены в Западной Сибири, в областях сезонного промерзания на территории древней валдайской (не только валдайской) перигляциальной зоны Русской равнины — между зоной развития лессов и границей валдайского оледенения.

Типичные хорошо развитые покровные суглинки обычно имеют мощность либо равную толщине современного деятельного слоя, либо превышающую ее.

И. Д. Данилов приводил обобщающую характеристику для одного из типичных районов их распространения — северного Приуралья Западно-Сибирской низменности. Наиболее распространены здесь покровно залегающие легкие и средние лессовидные суглинки. Для них характерна пылеватость и агрегированность глинистых и алевритовых частиц в крупноалевритовые агрегаты, а также высокая пористость — около 40...50 %. Отмечается множество вертикальных макропор, число которых увеличивается в верхней части разреза. Содержание воднорастворимых солей обычно не превышает 0,15 %, т. е. породы не засолены. Содержание карбонатов не превышает 5 %, а в северной части низменности оно обычно меньше 2 %. В верхних горизонтах отмечается несколько большее количество карбонатов, чем в нижних. Благодаря этому реакция лессовидных пород часто является нейтральной или слабощелочной (рН водной вытяжки 6,0...7,8), в то время как развитые на них почвы имеют кислую реакцию. Химический состав лессовидных покровных суглинков зависит от их собственного литологического состава и состава подстилающих пород.

Минеральный состав песчаной фракции изменяется в зависимости от минералогического состава подстилающих пород. Породообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты. В тяжелой фракции присутствуют различные минералы, среди которых высокие содержания в приуральских районах севера Западно-Сибирской равнины имеют роговая обманка, гранаты, циркон, пироксены, рудные минералы. В приенисейских районах севера Западной Сибири, питающей терригенно-минералогической провинцией которых было Среднесибирское плоскогорье, возрастает количество пироксенов.

В составе глинистых минералов покровных лессовидных суглинков обычно преобладают гидрослюда и монтмориллонит, содержатся каолинит,

галлуазит, магнезиальные силикаты. В шлифах под микроскопом постоянно отмечаются пленки стяжения гидроокислов железа, иногда органическое железо.

Текстурные особенности лессовидных покровных суглинков и текстурные особенности криопелитовых ядер пятен-медальонов близки между собой, но в последних встречаются редкие включения обломочного материала. Типичные покровные суглинки лишены обломков. В разрезе покровных суглинков, развитых на валунных суглинках, одиночные обломки встречаются лишь в основании их разреза. Покровные суглинки пылеваты, пористы, часто имеют признаки призматической отдельности. В верхней части разреза они имеют светло-коричневый цвет. В области современной вечной мерзлоты в нижней части они часто приобретают голубовато-зеленую окраску оглеения, на фоне которого ярко выделяются ржавые потеки, языки и пятна ожелезнения. В разрезе покровных суглинков пористость и призматическая отдельность лучше выражена вверху, с глубиной она уменьшается. Поры армированы железистыми и марганцовистыми корочками. В области вечной мерзлоты они бескарбонатны, а потому непросадочны. На юге Западной Сибири они бывают карбонатны и просадочны.

В конечной или близкой к ней стадии развития коры выветривания средняя мощность покровных суглинков составляет 1,5...2,0 м, а иногда достигает 3,0...3,5 м.

И. Д. Данилов отмечал, что криогенное строение покровных лессовидных суглинков, формирующихся близ дневной поверхности, характеризуется чертами, свойственными в целом слою оттаивания-промерзания. Оно имеет сезонный характер, но в течение нескольких лет лишь нижние горизонты могут оставаться мерзлыми. По льдистости и криогенным текстурам выделяют несколько типов строения сезонноталого горизонта. В более типичном случае в нем прослеживаются три различных слоя.

Верхний льдистый слой 0,2...0,4 м обычно обладает горизонтально-слоистой криогенной текстурой. Объемная льдистость достигает 40...65 % при частом горизонтальном чередовании шлиров сегрегационного льда толщиной от 0,5...1,0 до 5...10 мм. При сезонном оттаивании слой приобретает тонколистчатое сложение. Второй от поверхности слой — с пониженной льдистостью и массивной криогенной текстурой. Он соответствует верхнему палевому горизонту покровных суглинков. Третий слой над кровлей мерзлых пород, как и верхний, характеризуется горизонтально-слоистой тонкошлировой криогенной текстурой с объемной льдистостью 40...65 %. При оттаивании он приобретает листовато-плитчатую отдельность.

Микростроение лессовидных суглинков также определяется криогенными факторами и отличается своеобразием.

Верхний светло-коричневый слой имеет отчетливую объемную дифференциацию песчано-алевритовых частиц и тонкодисперсной составляющей. Сгустки и полосы песчаных и алевритовых зерен концентрируются в порах и вдоль трещин. Особого внимания заслуживает микрополигональный тип микроструктур, когда зерна песчаной и алевритовой размерности распола-

гаются в виде сети полигонов. Для верхнего светло-коричневого слоя характерны еще и кольцевые структуры, внешняя часть которых образована в основном обломками кварца, а внутренняя — алевритоглинистым веществом. Диаметр этих структур 0,1...0,3 мм. Внешне они напоминают структурные грунты типа каменных колец или венков. Здесь же в верхнем палеовом горизонте покровных лессовидных суглинков присутствуют глинистые агрегаты округлой и овальной формы размером 0,1...1,5 мм. Они не имеют кольцевого строения и внутри них отмечаются мелкие зерна кварца и других минералов.

В нижнем льдонасыщенном слое лессовидных суглинков серого цвета со слоистой криогенной текстурой песчаные зерна равномерно распределены среди глинистого материала. Микрополигональные структуры в нем отсутствуют, что определяется особенностями криогенного строения, низкими скоростями его промерзания, слабым морозным иссушением. Но глинистая фракция суглинков отличается высокой степенью агрегированности. В ней возникновение кольцевых структур обеспечивается постоянно высокой влажностью, низкими скоростями промерзания и т. д. Кольца в глинах образованы чешуйками пелитовой размерности, располагающимися по касательной длинными осями вокруг зерен кварца, скоплений мелких обломков, а также вокруг сгустков глинистого вещества. Диаметр колец 0,5 мм, их оболочка часто имеет концентрическое строение. Ядрами колец в глинах являются зерна кварца и полевых шпатов. Округлая форма колец на внешней оболочке сохраняется даже, если ядрами являются зерна удлиненной или неправильной формы. Вверх по разрезу кольцевые структуры в глинах выражены слабо. В основании верхнего горизонта их становится мало, а на глубине 0,3...0,4 м от поверхности они полностью исчезают.

Морозобойное трещинообразование

Мощность лессовидных покровных суглинков может резко изменяться на расстоянии нескольких метров или нескольких десятков метров. Это зависит от интенсивности морозобойного растрескивания, проникающего не только в деятельный слой, но и в горизонт многолетнего изменения мерзлых пород.

Криогенное выветривание в зоне морозобойных трещин активизируется, увеличивая мощность покровных образований. Весной на плоских междуречных равнинах морозобойные трещины заполняются увлажненным грунтом или водой, образуя ледяные, ледогрунтовые или грунтовые жилы. После протаивания деятельного слоя грунт в трещинной зоне сильно увлажняется, разрыхляется и оседает, а поверхность над трещинной зоной несколько снижается. Так трещинные зоны постепенно трансформируются в полигональную систему понижений. В них скапливается и залеживается снег, образуя полигональную систему полосных снежников, под которыми обычное криогенное выветривание сменяется нивацией. Вблизи снежников поселяется более богатая растительность, добавляя еще и биохимическое выветривание. В итоге в трещинных зонах мощность лессовидного покровного суглинка становится заметно больше, чем на поверхности полигонов между трещинами. Постепенно трещинные зоны преобразуются в пониженные межблочья,



Рис. 5.3. Двухъярусная грунтовая жила полярного покровного комплекса. Фото из архива кафедры

а полигоны между ними превращаются в выпуклые блоки — полигоны. Со временем процесс активного криогенного выветривания в межблочьях постепенно расширяет и сглаживает краевые части блоков — полигонов, а затем их частично «съедает».

Криогенное выветривание образует со временем плащ покровных суглинков, мощность которого на блоках меньше, чем в межблочьях. Дренированная выпуклая поверхность блоков промерзает осенью интенсивнее, чем пониженная поверхность увлажненных межблочий. Под тонкой коркой промерзшего грунта в разрезе межблочий, зажатых с боков уже глубоко промерзшими ядрами блоков, возникают замкнутые системы. Грунт в них деформируется, и клиновидные трещинные зоны трансформируются в котлообразную форму в пределах деятельного слоя. Однако нижняя часть ледогрунтовых,

грунтовых и ледяных жил, заключенная в горизонте многолетних изменений мерзлых пород, имеет нормальную форму клина (рис. 5.3).

В итоге в разрезе эпикриогенной толщи, в которой при морозобойном растрескивании возникают изначально грунтовые жилы, образуются двухъярусные грунтовые жилы: верхний ярус — широкий котел с деформированными покровными суглинками в пределах деятельного слоя; нижний ярус — узкий грунтовый клин из покровных суглинков внизу, в горизонте многолетних изменений мерзлых пород.

Полигонально-блочный рельеф, плащ лессовидных покровных суглинков и двухъярусные грунтовые жилы являются важнейшими признаками полярного покровного комплекса.

Грунтовые жилы и псевдоморфозы по ледяным жилам

В Забайкалье и Восточной Сибири морозобойные трещины пронизывают 6...8-метровый слой сезонного промерзания, не достигая его подошвы, и заполняются грунтом, образуя грунтовые клиновидные жилы. Грунтовые жилы в лессах и лессовидных суглинках имеют сходный генезис.

Если морозобойные трещины проникают в мерзлую толщу через относительно маломощный деятельный слой, то нижняя часть жил представлена льдом или льдогрунтом, а верхняя в деятельном слое остается грунтовой,

поскольку лед в трещинах тут не сохраняется. В них осыпается грунт, который при летнем таянии льда фиксируется в виде грунтовой элементарной жилки.

Грунтовые жилы так же, как и ледяные, образуют в плане полигональную сеть. Нередко полигоны достигают 20...30 и более метров в поперечнике. В европейской части России, Польше и других районах Западной Европы изучены ископаемые грунтовые жилы (псевдоморфозы), в настоящее время прекратившие свое развитие. Подобные образования указывают на более суровые в прошлом климатические условия для этих территорий. Но они встречаются и в современной Полярной области Евразии как в реликтовом состоянии (ископаемые), так и в состоянии продолжающегося современного развития (рис. 5.4–5.7).

В поперечном разрезе грунтовые жилы имеют сложную, но в общем клинообразную форму. Именно это сходство земляных жил с клиновидными маломощными эпикриогенными ледяными жилами в поперечном разрезе заставило многочисленных исследователей приписывать этим образованиям первоначальное существование в виде ледяных жил с последующим оттаиванием льда и заполнением образовавшихся полостей грунтом.

Как правило, грунтовые жилы представлены более тяжелыми и мелкозернистыми грунтовыми разностями, чем вмещающая порода. Это суглинок или супесь в песке, гравийнике либо галечнике или супесь и тонкий песок в грубозернистом песке либо галечнике.

Грунтовые жилы наблюдаются и в тонкодисперсных породах. Между глинисто-суглинистым составом самих жил и вмещающей породы большого различия нет, но по плотности и цвету клинья отличаются от вмещающей породы, даже когда контакты между ними нечетки и расплывчатые.

Грунтовые жилы нередко встречаются в торфяно-иловатых отложениях пойменной и озерно-болотной фаций, т. е. именно в таких отложениях, в которых обычно залегают ледяные жилы.

Закономерна и принадлежность грунтовых жил к отложениям, сравнительно хорошо дренированным. Они редко проникают в толщу горных пород более чем на 2...3 м. Встречаются они на глубине 1,0...1,5 м, реже достигают 4...6 м. Ширина клиньев поверху обычно не превышает 2...3 м. Клинья в верхней части раскрываются как бы широким раструбом и незаметно сливаются с покровным слоем.

Нижний конец грунтовых жил бывает и тупым, и острым. В их поперечном разрезе довольно часто наблюдается четко выраженная вертикальная или близкая к вертикальной слоистость. Они отличаются друг от друга по механическому составу грунта или по цвету при одинаковом механическом составе. Ширина элементарных слоев — от нескольких миллиметров до 3...5 см и более. Иногда грунт жилы содержит гравий, щебень и гальку, реже — мелкие валуны. Их количество зависит от насыщенности вмещающей породы этим материалом. Грунт жил часто порист и имеет тонколистоватую структуру, возникновение которой обусловлено многолетним сезонным промерзанием-протаиванием.

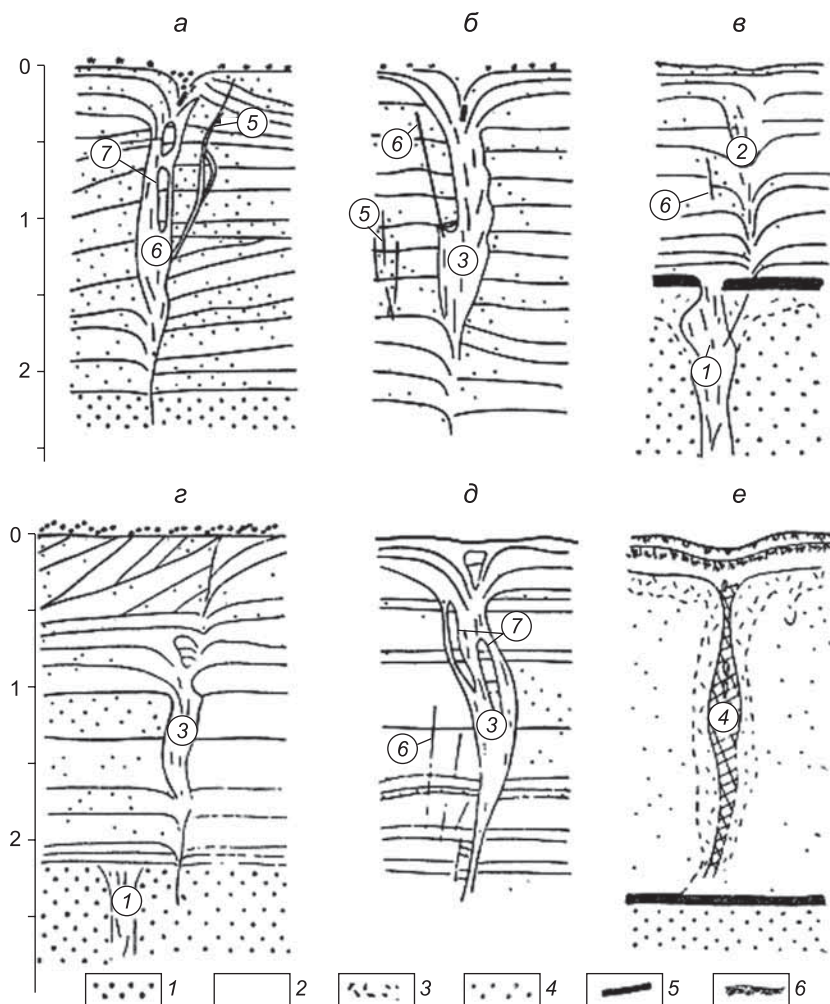


Рис. 5.4. Первично-земляные жилы (а–е) в сезоннопротаивающих эоловых отложениях (по Е. Г. Катасоновой):

1 — пески аллювиальные, послыбно заилненные; 2 — эоловые пески с различной слоистостью; 3 — темный сильно гумусированный песок; 4 — присыпка из крупного песка, образующая ветровую рябь; 5 — погребенная почва; 6 — современная почва; (1) — земляные жилы в аллювии; (2) — земляные жилы отгибания; (3) — земляные жилы заполнения; (4) — жилы из торфа и слаборазложившихся растительных остатков; (5) — элементарные трещины, не нарушающие первичную слоистость; (6) — сколы и сбросы по трещинам; (7) — ксенолиты вмещающих пород в жилах

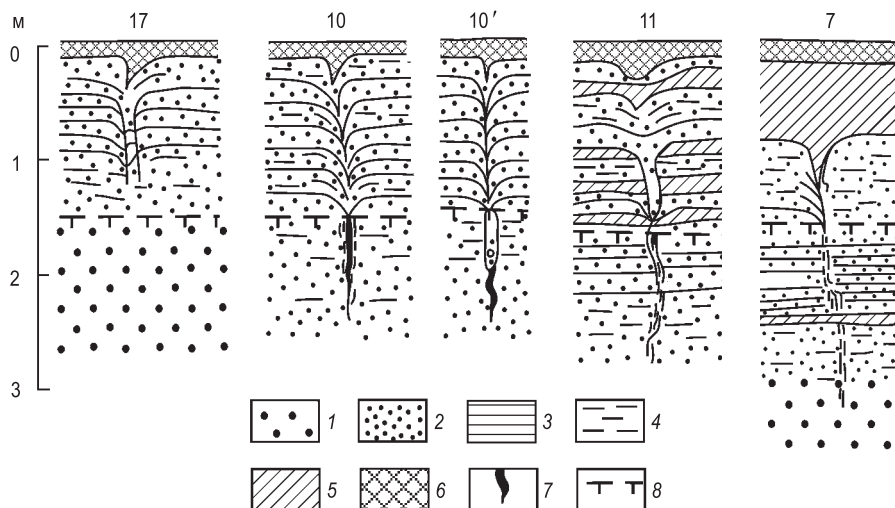


Рис. 5.5. Земляные жилы отгибания в обнажении Маймага (р. Лена, Якутия)
(по Е. М. Катасонову):

1 — песок хорошо отмытый; 2 — песок пылеватый (фация прирусловых отмелей); 3 — прослойки суглинка и растительного детрита; 4 — линзы растительного детрита; 5 — суглинки лессовидные; 6 — суглинки гумусированные; 7 — прожилки ледяные и ледово-земляные; 8 — граница сезонного протаивания; числа над разрезами — номера расчисток

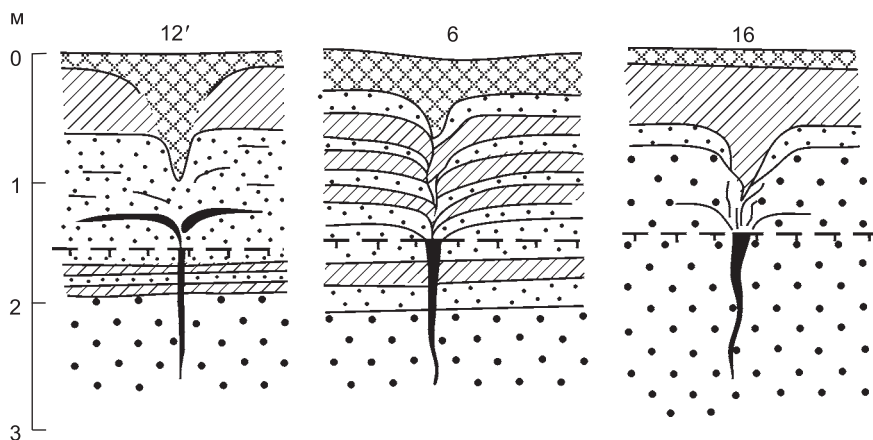


Рис. 5.6. Земляные жилы заполнения в обнажении Маймага (р. Лена, Якутия)
(по Е. М. Катасонову). Условные обозначения приведены на рис. 5.5

Слоистые вмещающие породы (при горизонтальном залегании слоев) на контакте с жилой часто нарушены: слои наклонены вниз около контакта, но иногда горизонтальны или отгибаются вверх. В отличие от ледяных, грунтовые жилы ограничивают блоки, лишённые валиков на поверхности. Наоборот, к трещинам поверхность полигона обычно понижается.

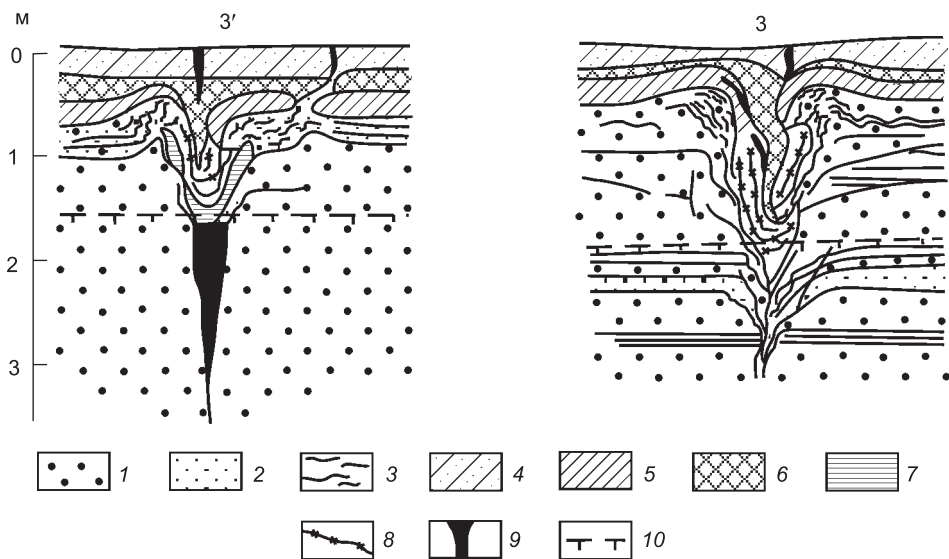


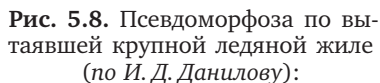
Рис. 5.7. Сложные земляные жилы заполнения в обнажении Маймага (р. Лена, Якутия) (по Е. М. Катасонову):

1 — песок хорошо отмытый; 2 — песок пылеватый; 3 — прослойки и линзы суглинка и растительного детрита; 4 — супесь; 5 — суглинок лессовидный; 6 — суглинок гумусированный (почва); 7 — пластичные темные глины; 8 — глины с обломками веток, с прослойками растительного детрита; 9 — ледяная жила; 10 — граница сезонного протаивания; числа над разрезами — номера расчисток

Важная морфологическая особенность изначально грунтовых жил заключается в их двухъярусном строении. Верхний ярус в поперечном разрезе более широкий, с пологими краями, нередко котлообразный, слои в его пределах сильно нарушены, часто причудливо деформированы, как бы смяты. Нижний ярус представляет собой четко очерченный сравнительно узкий клин. В его пределах слои более четко выражены и имеют вертикальное или близкое к нему положение.

Физическая природа роста изначально-грунтовых жил, как и ледяных, связана с морозобойным трещинообразованием. В трещины весной попадает вода с частицами грунта, разжиженный или даже сыпучий грунт, отдельные мелкие камешки, куски торфа. Это происходит в самом начале оттаивания, когда деятельный слой лишь едва начинает оттаивать сверху. Трещина заполняется водой и грунтом и после промерзания фиксируется вертикальной жилкой льда с грунтом. После оттаивания всего деятельного слоя сохраняется лишь полоска грунта. Последовательное растрескивание вмещающего грунта в одних и тех же местах приводит к расширению серии грунтовых клиньев в деятельном слое. Однако двухъярусность клиньев позволяет утверждать, что некоторые грунтовые клинья формировались в условиях вечной мерзлоты. Двухъярусное строение клиньев в относительно однородной горной породе может образоваться либо в деятельном слое мерзлой толщи, либо в пределах сезоннопромерзающего слоя (см. рис. 5.6 и 5.7).

Псевдоморфозы по ледяным жилам (рис. 5.8–5.10) имеют ряд морфологических особенностей, позволяющих отличать их от двухъярусных изначально грунтовых жил, также связанных с морозобойным растрескиванием. У псевдоморфоз вблизи боковых контактов сохраняются отогнутые кверху слои вмещающих отложений. В некоторых случаях слои вмещающих отложений, не испытавшие деформаций во время роста эпикриогенной ледяной жилы, после ее вытаивания отгибаются вниз в возникающую на месте жилы полость, заполняемую сверху и с боков грунтом. Если грунт, перекрывающий верхний контакт бывшей ледяной жилы, был слоист, то после заполнения им образующейся на месте ледяной жилы полости в верхней части псевдоморфозы возникает облекающая слоистость. Внутри псевдоморфозы часто отмечаются куски торфа или дернины от кровли, обрушившейся внутрь полости над вытаивающейся ледяной жилой. В супесчано-песчаных вмещающих отложениях часто отмечаются сбросы по сколам, оперяющим боковые контакты псевдоморфозы. Их образование связано с нарушением устойчивости и обрушением протаивающих вмещающих пород вблизи полости, возникающей на месте ледяной жилы.



1 — торф; 2-3 — супесь (2 — оторфованная, 3 — с неясной вертикальной полосчатостью); 4 — сулинок с неясной вертикальной полосчатостью; 5 — глина ленточная; 6 — суглинок горизонтальнослоистый; 7 — песок

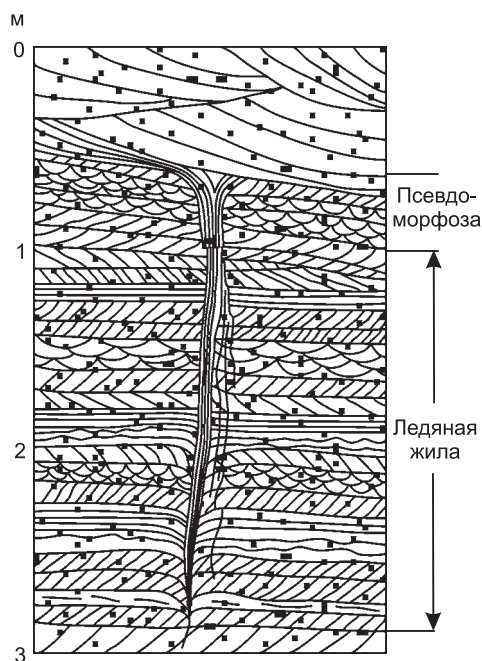


Рис. 5.9. Захороненная в аллювиальных песках ледяная жила с небольшой псевдоморфозой в ее верхней части (по И. Д. Данилову)

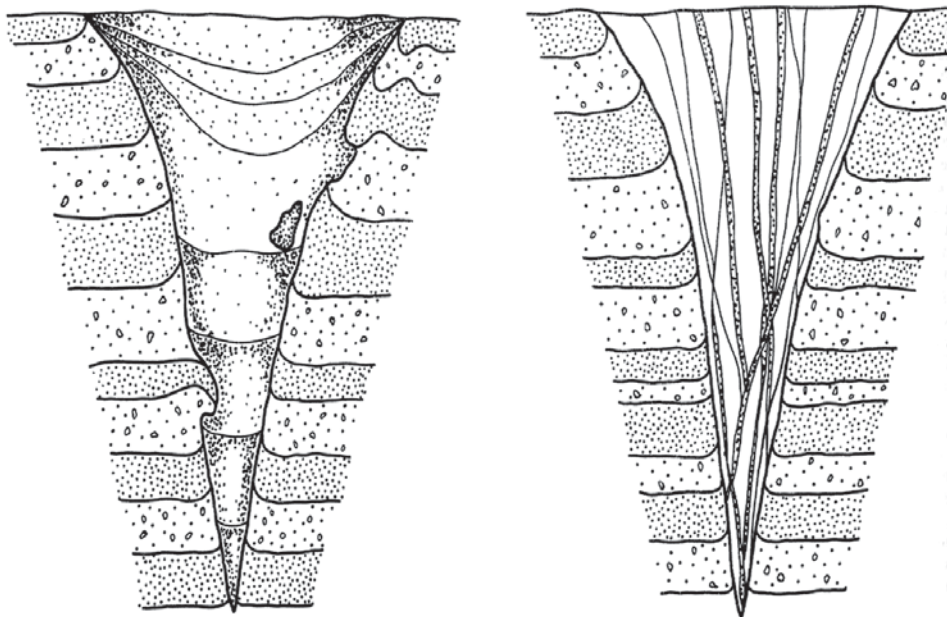


Рис. 5.10. Схематический разрез псевдоморфозы по ледяной жиле со структурами оползания в теле заполнения. Слои вмещающего жилу грунта загнуты вверх (по Black из А. Л. Уошберн)

Эта часть, описывающая грунтовые жилы, показывает, что так или иначе они связаны с морозобойным растрескиванием и формированием ледяных жил. На рисунках видно, что любая грунтовая жила — псевдоморфоза, различающаяся лишь по тому, как жила протаяла — целиком или частично. О собственно растрескивании и образовании ледяных жил рассказано в главе 7.

Процессы и явления в полярном покровном комплексе

Покровные суглинки и супеси в лесотундре и тундре повсеместно подвержены пятнообразованию. Размеры пятен-медальонов в поперечнике колеблются от 20...30 см до 1...2 м. В разрезе они разграничены между собой трещинками, заполненными гумусом, а зимой — ледяными клинышками, а порой и ледяными телами неправильной формы. Редко встречаются голые пятна угловатой формы, окруженные просто трещинами, но чаще — пятна округлой, сглаженной формы, окруженные растительными бордюрами, которыми в плане образована мелкополигональная сетка.

Пылеватый суглинок или пылеватая супесь в каждом пятне дифференцированы по разрезу: сверху и в центре концентрируются наиболее мелкие частицы (глинистые, мелкопылеватые), а по краям и внизу — более крупные (крупнопылеватые и песчаные). В верхней части разреза материал пятна сильно порист и состоит из мелких агрегатов. С глубиной пористость постепенно уменьшается, а агрегаты укрупняются. Крупнообломочный материал встречается только там, где он есть в материнской породе.

В зависимости от гранулометрического состава и влажности грунтов, в различных ландшафтных условиях, формируются пятна-медальоны трех основных видов (рис. 5.11).

Плоские пятна (или слабо выпуклые) в оптимальных условиях увлажнения окружены растительными бордюрами на одной высоте с поверхностью пятен.

Выпуклые пятна, задернованные с поверхности, с глубокими заглубленными задернованными канавками между пятнами, располагаются на наиболее сухих участках.

Вогнутые пятна образуются на наиболее увлажненных участках, лишены растительности, но окружены высоким бордюром из мелких моховых и дерновых кочек.

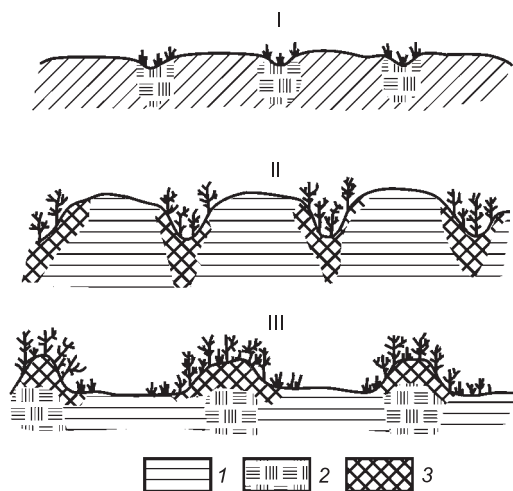


Рис. 5.11. Пятна-медальоны (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

I — плоские или слабовыпуклые (на одном уровне с бордюром); II — выпуклые (выше бордюра); III — вогнутые (ниже бордюра); 1 — суглинок, супесь; 2 — гумусированный грунт; 3 — торф

Пятна-медальоны развиваются в определенной последовательности.

На первом этапе (ранней осенью) трещины закладываются из-за высыхания грунта при миграции влаги к фронту промерзания у дневной поверхности. Образуется частая сетка с размерами ячеек, составляющими десятки сантиметров. Это могут быть и морозобойные трещины, которые закладываются в моменты резких и кратковременных падений температуры приземного воздуха и поверхности грунта. Глубина растрескивания ограничивается толщиной уже промерзшей части деятельного слоя, и образующиеся полигоны имеют размеры обычно не более 1...2 м.

На втором этапе фронт промерзания располагается параллельно поверхности возникших полигонов и стенкам разделяющих их трещин. Теплопоток направляют миграцию влаги в сторону трещин, вымораживая одиночные включения обломочного материала к поверхности пятен. Когда кровля вечной мерзлоты и искаженный трещинами фронт промерзания смыкаются, в разрезе каждого пятна возникает замкнутая система — талый водонасыщенный грунт в оболочке промерзшего грунта. В каждой такой системе криостатическое давление возрастает и талый тиксотропный грунт разжижается. Разжиженная масса выдавливается в сторону с наименьшей прочностью уже промерзшего и иссушенного грунта, т. е. к дневной поверхности. Тиксотропная масса застывает в разрезе пятен в виде языков, подтеков и всевозможных криотурбаций и инволюций, а на поверхности эта масса расплывается. Заросшая поверхность пятен оголяется. Мигрировавшая к трещинам вода и скапливающийся снег создавали в трещинных зонах по краям пятен ледяные жилки или ледяные тела неправильной формы. Весной центральные (менее льдистые) части пятен протаивают быстрее, чем трещинные зоны с ледяными жилками и телами, трещины зарастают, а на поверхности пятен растительность нарушается стебельковым льдом и покрывается изливающимся грунтом. Вокруг голых пятен образуются растительные бордюры.

На третьем этапе оформляется пятнисто-медальонный микрорельеф поверхности. С годами растительные бордюры делаются все более четкими, трещинные зоны под ними трансформируются в гумусовые клинышки, а форма пятен в плане становится все более округлой.

В конце этого этапа режим промерзания пятен меняется на противоположный: голая поверхность пятен промерзает быстрее, чем грунт под растительным бордюром. При промерзании пятна миграция влаги идет уже только вверх и грунт пятна пучится.

Весной центр пятна протаивает всегда быстрее, чем под растительными бордюрами, а грунт внутри пятен сильно увлажняется и набухает. Когда весенние заморозки на почве подмораживают грунт пятна сверху, в нем возникает криостатическое давление, а разжиженный грунт конвективно деформируется, образуя в разрезе инволюции и криотурбации.

Тиксотропное разупрочнение грунта в пятне происходит и при иссушении поверхности голых пятен. На ней открывается мелкая сеточка трещин иссушения: миграция влаги вверх (к фронту иссушения) вызывает в грунте рост напряжений, достигающих критических значений. Это и служит причиной

разжижения тиксотропного грунта и раскрытия трещин усыхания. Их раскрытие снимает напряжения в грунте, и он упрочняется. Такой самопроизвольный процесс А. И. Попов назвал спонтанной тиксотропией.

Криотурбированный горизонт представляет собой грязно-бурую или серовато-бурую тиксотропную бесструктурную либо слабо оструктуренную массу с ясными признаками мерзлотных нарушений: вихревого рисунка минеральной массы и погребенных фрагментов органогенных горизонтов в надмерзлотной части профиля.

Профиль таких грунтов (тяжелого гранулометрического состава, иногда с включением щебнистого материала) не дифференцирован по гранулометрическому и валовому составам, характеризуется кислой или нейтральной реакцией.

Криотурбирование грунтовой массы при протаивании происходит во всех пятнах-медальонах: выпуклых, плоских и вогнутых, так как грунт на пятнах всегда промерзает скорее и быстрее, чем в трещинных зонах, и тем более под растительными бордюрами. А вот криотурбирование при промерзании свойственно лишь плоским пятнам с недоразвитыми растительными бордюрами. Под выпуклыми пятнами при промерзании не образуются замкнутые системы, поскольку они промерзают быстрее межпятенных пространств.

На склонах пятна-медальоны постепенно трансформируются. Сначала они располагаются ступенчато друг над другом, образуя микротерраски. При этом в нижней части по склону каждого пятна возникает фронтальный валик. Он сдерживает напор натекающего на него грунта с поверхности пятна. Когда напор разжиженной грунтовой массы прорывает фронтальный валик, пятна сливаются и формируют длинные, вытянутые вниз по склону полосы голого грунта между полосами, образованными растительными бордюрами, также вытянутыми параллельно полосам вниз по склону.

Смещение грунтов полярного покровного комплекса вниз по склонам в зависимости от степени их увлажнения осуществляется либо собственно солифлюкцией, либо оплывинно-солифлюкционным процессом (см. главу 4). При медленной солифлюкции создаются полосные формы — поперечные полосы заплывают солифлюкционно смещающимся грунтом, а продольные сохраняются и развиваются. Их ширина (1...2 м) одинакова с поперечником пятен-медальонов на плоских поверхностях. Весной под каждой грунтовой полосой возникает желобообразное понижение, и вдоль этого понижения идут подвижки оттаявшего увлажненного грунта. Если процесс смещения происходит в супесчано-суглинистых грунтах, еще содержащих небольшое количество обломков, то последние вымораживаются на поверхность и смещаются вниз по склону с помощью механизма стебельковой десерпции (как было показано в главе 4).

Сезонные бугры пучения и гидролакколиты

Крупные ледяные образования ежегодно возникают и ежегодно или почти ежегодно исчезают в районах с резкоконтинентальным климатом и глубоким сезонным промерзанием. Это обычные ледяные ядра гидролакколитов,

исследованные в Забайкалье и Восточной Сибири. Сезонные бугры с ледяным ядром редко превышают по высоте 3 м, а в поперечнике достигают нескольких десятков метров. Поверхность бугров обычно разбита трещинами, связанными с самим пучением. Весной и летом ледяное ядро вытаивает и к осени бугор обычно исчезает.

На севере, в арктических и субарктических районах такие образования встречаются реже и локализованы из-за малой мощности деятельного слоя и малых запасов воды, в нем циркулирующей. Высокоарктические районы практически полностью лишены таких образований, но в связи с современным трендом потепления климата в ряде районов северного Ямала, Норильска, Игарки и других бугры пучения появляются и фиксируются, судя по публикациям в научной литературе, средствах массовой информации, Интернете.

Все они образуются за счет вод верховодки — надмерзлотных грунтовых вод. Причина — пространственная неравномерность промерзания деятельного слоя и потока надмерзлотных вод, из-за чего эти воды отжимаются в отдельные места на кровле мерзлоты. Образующиеся при этом линзы инъекционного льда при малой мощности деятельного слоя, если они лежат под торфом, могут не вытаять за одно лето и оказываются многолетними.

При осеннем промерзании, неравномерном по площади, на отдельных участках разреза деятельного слоя с верховодкой сужается сечение потока, и в нем возникает гидродинамический напор. В замкнувшихся системах грунтовых вод, когда сезонномерзлый слой смыкается с кровлей вечной мерзлоты, под напорным давлением точка кристаллизации воды снижается до переохлаждения ниже 0 °С. Когда напор превышает сопротивление мерзлой грунтовой кровли, происходит изгибание последней, а порой и прорыв. При прорыве давление снимается, и вода быстро замерзает, образуя пузырчатый инъекционный лед в ядре бугра.

В случае прорыва мерзлой грунтовой кровли вода изливается на поверхность и замерзает в виде наледи. Если сопротивление кровли больше, чем гидростатический напор, вода проникает по плоскостям наслоения грунтов и образуются плоские тела инъекционного льда.

В южных районах распространения мерзлых толщ воды верховодки подпитываются водами таликов. Причиной инъекционного льдообразования в мощном деятельном слое здесь может быть сильный гидродинамический напор, приводящий к взрыву бугров, высота которых достигает 3 и более метров. В наиболее высоких широтах, где мощность деятельного слоя чрезвычайно мала, сезонные инъекционные льды встречаются редко.

Горизонт многолетнего изменения мерзлых пород

В этом горизонте промерзшая толща пород подвержена дополнительному криогенному преобразованию. Многолетнее изменение мерзлых пород происходит следующим образом: влага в дисперсных грунтах интенсивно мигрирует к фронту промерзания, образуются ширьы льда, уплотняя блоки

грунта при льдовыделении, но в песчаных грунтах вода интенсивно перемещается вниз под напором погружающегося фронта промерзания.

Криогенный диагенез пород уже промерзшей толщи дополнительно усиливается, когда в горизонт многолетнего изменения мерзлых пород проникают морозобойные трещины, заметно осложняющие его криогенное строение.

Специфика льдообразования в грубодисперсных породах

Грубообломочные породы и пески содержат в себе, как известно, только свободную воду. Поэтому, если заключенная в них вода не засолена, при эпихронном промерзании они замерзают при 0 °С, сразу и полностью — никакой незамерзшей воды в них не остается. При промерзании свободная вода отжимается вниз от фронта промерзания под действием поршневого эффекта, а при этом в разрезе промерзающих пород водоносные слои часто подстилаются или переслаиваются горизонтами водонепроницаемых грунтов.

Влага отжимается под напором, так как в пространственной неоднородности грунтовой толщи фронт промерзания не горизонтален: где-то он уже достиг водоносного горизонта, а где-то нет. Сечение потока сужается и возникает гидродинамический напор, отжимающий воду в место, где фронт промерзания еще не сомкнулся с водоносным горизонтом. Когда водоносный горизонт полностью перемерзает, излишки воды отжимаются в места с большим сечением. Здесь возникает массивная криогенная текстура в песках и поровая криогенная текстура в грубообломочных породах. В замкнутых объемах после промерзания образуется базальная криогенная текстура с взвешенными обломками и песчинками внутри базального льда-цемента или инъекционного льда.

Нередко над (и под) глинистыми прослоями локальных водоупоров промерзание грунтовых вод под криогенным напором приводит к образованию сильнольдонасыщенных пород с базальной криогенной текстурой, а также пластовых залежей льда линзовидной формы.

Специфика льдообразования в тонкодисперсных породах

Многолетнее промерзание толщи тонкодисперсных пород обычно сопровождается миграцией пленочной влаги к фронту промерзания и сегрегационным льдовыделением с образованием шлировых криогенных текстур. Но иногда они промерзают без сегрегационного льдовыделения. Это происходит:

- при очень малом исходном увлажнении грунта, недостаточном для начала миграции влаги;
- при катастрофически быстром промерзании, останавливающем миграцию;
- при высокой уплотненности грунтов, препятствующей миграции влаги;
- при большом горном давлении, препятствующем миграции влаги к фронту промерзания;
- при высокой засоленности грунтов, т. е. высокой минерализации поровой влаги, препятствующей ее миграции к фронту промерзания.

Первый случай наблюдается при промерзании плотных глин или суглинков, влажность которых не превышает максимальной молекулярной влагоемкости, и при отсутствии возможности подтока влаги извне. В этом случае миграция влаги затруднена из-за того, что в грунте содержатся только разобщенные объемы воды. После промерзания образуется малольдистая массивная криогенная текстура.

Второй случай эпихронного промерзания без сегрегационного льдовыделения связан с быстрым промерзанием, происходящим при температурных градиентах выше 10...20 °С/м. При таких градиентах отвод тепла происходит так быстро, что влага не успевает мигрировать к фронту промерзания и замерзает на месте с образованием массивной криогенной текстуры. Лдьистость мерзлой породы будет близка к исходной влажности талого грунта.

При быстром замерзании разжиженного тонкодисперсного осадка в виде суспензии глинистые и коллоидные частицы суспензии начинают коагулировать, а вода замерзает с образованием базально-призматической криогенной текстуры.

Большое горное давление толщи вышележащих грунтов и высокая минерализация поровой влаги (более 5...10 г/л) заметно понижают температуру начала замерзания грунта, замедляя или останавливая этим процессы миграции влаги к фронту промерзания и сегрегационного льдовыделения.

В большинстве случаев многолетнее промерзание тонкодисперсных грунтов сопровождается сегрегационным льдовыделением, и именно оно в наибольшей степени изменяет исходную породу на начальной стадии криогенного диагенеза.

Толщи морских и лагунно-морских отложений промерзали в «закрытой» или «открытой» системе, т. е. при отсутствии или наличии водоносных горизонтов, обеспечивающих подток влаги при промерзании.

Толщи тонкодисперсного состава могут достигать мощности в десятки метров. Сложены они слабо сортированными суглинками, содержащими включения гравия, гальки, валунов, реже сортированными глинами и алевроитами.

Эпикриогенная толща тонкодисперсных отложений, промерзавшая в «закрытой» системе с миграцией влаги вверх и сегрегационным льдовыделением, имеет закономерное строение. Наиболее льдистым является верхний, приповерхностный горизонт до глубины 5...10, реже 15 м от поверхности. Он соответствует слою годовых колебаний температуры, в котором наблюдаются незначительные фазовые переходы незамерзшей воды в лед и наоборот. Объемная льдистость здесь достигает 40...50 % и более при естественной влажности грунтов выше максимальной молекулярной влагоемкости. Криогенная текстура преимущественно тонкошлифовая, густая сетчатая, слоисто-сетчатая, реже базальная.

Повышенная льдистость верхней трети эпикриогенной толщи формировалась под влиянием многолетних колебаний температур разного периода и амплитуды. Высокая льдистость приповерхностной 5...10-метровой части промерзавшей толщи обеспечивалась температурными колебаниями с наиболее короткими периодами. Понижения температур с большей длиной

периода определяли повышенную льдистость в нижерасположенном интервале глубин, примерно до 25...30 м. Еще более продолжительные по времени температурные колебания привели к повышению льдистости на еще больших глубинах. Суммарный эффект промерзания приводил к тому, что высокой становилась льдистость примерно верхней трети мерзлой толщи тонкодисперсного состава с сетчатыми и слоисто-сетчатыми криогенными текстурами. С глубиной многолетние теплообороты в породах резко уменьшались (почти в геометрической прогрессии), поэтому льдистость не могла увеличиваться по всей мерзлой толще.

Но главная причина такого распределения льдистости по вертикали — обычный диагенетический процесс (дегидратация, уплотнение под горным давлением вышележащих грунтов, старение коллоидов, растворение или выпадение в осадок растворимых солей). До промерзания грунтовая влага распределяется по вертикали так, что максимум ее остается в верхней части глинистой толщи, а минимум — в нижней, причем процесс ее перераспределения занимает сотни и тысячи лет, и промерзанием фиксируется уже давно перераспределенная влага.

По материалам А. Д. Маслова, Я. В. Неизвестнова, С. А. Козлова и других можно судить о том, что за период накопления в голоцене (не менее 9–10 тысяч лет) донные осадки Карского моря превратились из суспензий и илов текучей и скрытотекучей консистенции в тугопластичные и полутвердые суглинки и глины. В субаэральной обстановке до начала промерзания такая толща грунтов продолжает уплотняться и терять влагу. Значит, при промерзании, температурные нюансы которого мы рассматривали ранее, мигрирует количество влаги, уже сложившееся внутри грунтовой толщи. В этой толще формируются соответствующие влагосодержанию грунта и скорости его промерзания криогенные текстуры — от тонкослоистых частошлировых до неполно-сетчатых толстошлировых. При этом, судя по результатам моделирования, эпикриогенная толща формируется в течение десятков тысяч лет, что на порядок больше длительности возможных диагенетических преобразований в грунтовой толще.

Эпихронное промерзание толщи рыхлых тонкодисперсных отложений в «открытой» системе, когда в них имеются прослои водоносных песков и галечников, резко осложняет картину их криогенного строения. Над водоносными горизонтами формируются слои с повышенной льдистостью, отличающиеся тонкой слоистой, сетчатой, слоисто-сетчатой криотекстурами. Нередко избыточной влажностью обусловлено наличие пластов и линз льда сегрегационного происхождения. И. Д. Данилов и Г. Ф. Гравис неоднократно показывали, что неравномерность процесса промерзания в разных частях толщ приводит к возникновению криогенных напоров в водоносных горизонтах и образованию линз инъекционного льда и ледогрунта, часто совмещающихся со складчатыми дислокациями грунтов вмещающей толщи. Непосредственно над линзами инъекционного льда и ледогрунта часто расположены зоны повышенной льдистости с сетчатой и ячеистой криотекстурами, образование которых связывается с внедрениями напорных вод в тонкодисперсные породы.

Крупные ледяные субгоризонтальные скопления сегрегационного льда возникают также при эпихронном промерзании приповерхностных переувлажненных грунтов на болотах и в днищах озер, мелеющих и заболачивающихся. Замерзание таких грунтов сопровождается значительным скоплением льда вблизи кровли вечной мерзлоты.

Также возникают льдогрунтовые ядра торфяных бугров пучения. В их разрезе прямо под торфом в минеральном грунте возникают прослои сегрегационного льда толщиной 30 см и более.

Торфяники

В пределах области стабилизации денудации и аккумуляции расположены обширные территории развития торфяников. Среди практически повсеместного развития синкриогенных торфяных массивов наиболее широко распространены валиковополигональные, плоскополигональные и бугристополигональные низинные массивы.

В зоне преимущественного развития эпикриогенных торфяных массивов преобладают выпукло- и пологобугристые, грядово-мочажинные и кочковатые (талые) торфяные массивы.

Полигональные торфяники расположены в плоских понижениях водоразделов морских и лагунно-морских террас, речных долин, морских побережий, в днищах спущенных озер. Поверхность их осложнена полигональным микрорельефом, проходящим ряд стадий своего развития. Процесс торфонакопления и переход слабо разложившихся торфов в мерзлое состояние в пределах полигональных торфяников происходит практически одновременно с промерзанием. Подтверждением этого являются находки мощных синкриогенных полигонально-жильных льдов, развитых на наиболее крупных полигональных торфяных массивах.

Валиковополигональные торфяные массивы обычно занимают периферические, сильноувлажненные части болот. Узкие (до 1,0...1,5 м) валики тянутся вдоль канавок трещин и образуют контур полигона. Почти плоская пониженная внутренняя его часть обычно сильно увлажнена или заполнена водой. Поперечные размеры полигонов изменяются от 6...7 до 40...50 м, имеют тетрагональную форму, но нередко встречаются и пяти- или шестиугольные полигоны. Полигоны окаймлены валиками высотой 20...50 см. Валики соседних полигонов разделены трещинами шириной до 30...40 см. Они расположены в днищах ложбин стока плоских недренированных водораздельных равнин, днищах спущенных озер-хасыреев и речных долин, приозерных котловинах.

Такие массивы широко распространены на лайдах и поймах рек, первой и второй лагунно-морской и надпойменных террасах, отличающихся слабой дренированностью и значительной заболоченностью. Мощность торфа валикополигональных торфяников составляет в среднем 1,0...2,0 м и закономерно возрастает с севера на юг. На юге Ямала и Гыданского полуострова она достигает 2,5...3,0 м и даже более. Подстилаются торфяные массивы различными по составу и генезису песчаными породами.

Плоскополигональные торфяные массивы являются более поздней стадией развития валикополигональных торфяников. Механизм перехода валикополигональных торфяных массивов в плоскополигональные подробно освещены в работах А. П. Тыртикова, Н. Н. Романовского, А. И. Попова и др. Форма полигональных торфяных массивов закономерно меняется: от плоскополигональных слабозаторфованных болот (начальная стадия восходящего развития, по Н. Н. Романовскому) к валикополигональным (стадия восходящего развития), а последних — к плоскополигональным (стадия нисходящего развития и консервации полигонально-жильных льдов).

Грунты полигональных торфяных массивов содержат сегрегационный лед и лед-цемент, скопления полигонально-жильного льда. В торфах сегрегационный лед представлен системой слабоволнистых, горизонтальных или слегка наклонных шлиров льда приблизительно одинаковой толщины (от долей миллиметра до нескольких сантиметров), распространенных по разрезу сравнительно равномерно или ритмично. Нередко волнистые шлиры льда в виде более тонких прослоек пересекаются друг с другом и образуют сетку с уплощенной формой ячеек. Низинный сильнозольный торф низкой степени разложения имеет преимущественно микро- и тонкошлировую линзовидную, линзовидно-слоистую и линзовидно-плетенчатую (ячеистую) криогенные текстуры. Реже встречаются тонкошлировые слоистые и сетчатые криогенные текстуры.

Криогенная текстура торфа полигональных массивов определяется степенью их разложения и зольностью. Наиболее разложившийся переувлажненный сфагновый торф в деятельном слое характеризуются массивной и порфировидной криогенной текстурой. По мере увеличения степени разложения и зольности торфа криогенные текстуры (вне зависимости от вида торфа) переходят к тонкошлировым линзовидным, линзовидно-плетенчатым или линзовидно-слоистым. В придонных частях разреза хорошо разложившийся зольный торф может иметь слоистую, сетчатую текстуру, реже — базальную. Эти текстуры свойственны торфяным залежам всех полигональных массивов и, согласно А. И. Попову, служат свидетельством синкриолитогенеза.

Полигональные торфяники севера Западной Сибири подстилаются породами различного состава (причем их разрезы могут быть и однородными по составу) и представлены переслаиванием различных по дисперсности грунтов. Песчаные отложения независимо от условий промерзания характеризуются преимущественно массивной криогенной текстурой. Пылеватым и заторфованным пескам, слагающим пойму, лайдун, надпойменные и лагунно-морские террасы, часто свойственна частая микро- и тонкошлировая линзовидная и линзовидно-слоистая текстуры. Эпихронно промерзшие супесчано-суглинистые отложения под полигональными торфяниками между речей и под бугристополигональными торфяными массивами, как правило, представлены слоистой или сетчатой тонко- и среднешлировой текстурами. В этих породах отдельные шлиры льда достигают толщины 10...15 см и закономерно утолщаются с глубиной, а ледяная решетка разреживается.

Нередко на контакте торфа и минеральных грунтов в разрезах плоско-полигональных и бугристополигональных массивов встречаются прослои и линзы чистого льда толщиной до 20...25 см и более. Такие линзы чаще всего залегают в отрицательных формах ложа торфяных массивов.

Современные синкриогенные жилы льда в плоско- и валиковополигональных торфяных массивах севера Западной Сибири развиты вплоть до 67° с.ш. Они достигают высоты 5...6 м при ширине поверху в 2...3 м. Контакт боковых поверхностей жил обычно неровный, лед имеет вертикальную полосчатую текстуру с включениями волокон торфа. На поверхности хорошо выражен валиковый микрорельеф с трещинами или канавообразными понижениями и мочажинами.

По данным полевых исследований на севере Западной Сибири П. И. Кашперук показал, что в пределах полигональных торфяников жилые льды находятся в различных стадиях своего развития: от развивающихся жил в пределах валиковополигональных до деградирующих или уже полностью вытаявших на бугристополигональных. Современные растущие жилы льда обычно наблюдаются в пределах валиковополигонального торфяного массива на высокой пойме, сложенной суглинками старичной фации с большим количеством аллохтонного торфа. На заболоченной поверхности торфяника четко прослеживаются валиковые полигоны тетрагональной формы, достигающие 20...25 м в поперечнике. Центральная часть полигонов слегка вогнутая, местами залита водой. Выпуклые валики имеют высоту до 0,3 м. Ширина межваликовых канавок не превышает 0,8...1,0 м, глубина — 35...40 см. Ледяная жила залегают обычно на расстоянии 0,5...1,0 м от поверхности. Ширина жилы льда в ее верхней части достигает 4,8 м, а на глубине 1,0...1,2 м уменьшается до 3,5 м. Боковые контакты верхней части жилы в торфе довольно ровные. Криогенная текстура торфа массивная, в верхней части жилы наблюдаются четкие и ровные элементарные жилки льда шириной поверху 0,8...1,2 см и высотой 20...30 см.

Помимо синкриогенных полигонально-жилых льдов, сохранившихся под мочажинами в межбугровых понижениях, установлены небольшие (не более 1,0...1,2 м по высоте) современные эпикриогенные ледяные жилы, развитые на поверхности плоских бугров торфяников. Эти льды имеют ширину не более 0,25...0,3 м, совершенно не выражены в рельефе и залегают непосредственно под слоем сезонного протаивания в торфе мощностью не более 0,5...0,6 м.

Бугристополигональные массивы с плоскими вершинами представляют собой останцовые формы рельефа плоскополигональных или валиковополигональных торфяных массивов. Они занимают наиболее южные районы развития полигональных торфяников и располагаются исключительно на дренированных участках массивов вытаявающих полигонально-жилых льдов. Сохранившиеся в них части ледяных клиньев свидетельствуют о том, что их первоначальные размеры значительно превышали те, которые свойственны эпикриогенным жилам. Высота плоских бугров в пределах бугристополигонального массива всегда одинакова, хотя они часто сложены различными

по дисперсности породами. Приподнятость бугристополигональных массивов над окружающими минеральными грунтами объясняется протаиванием последних.

В бугристополигональных торфяных массивах чередуются невысокие и плоские бугры округлой или округло-многоугольной формы (на севере — часто тетрагональной, на юге — лопастной) и заболоченные понижения. Поперечные размеры бугров колеблются в пределах 10...20 м, но иногда больше. У южной границы их распространения размеры могут достигать 3...7 м при общей площади бугров порядка 20...25 % («щитовидные» торфяники, по А. И. Попову), а высота изменяется от 0,5...1,0 до 2,0...3,0 м, редко достигая больших значений. Поверхность бугров плоская, с неровностями, кочками и небольшими западинами, на юге нередко выпуклая. Склоны низких бугров часто пологие, более высоких — крутые, иногда обрывистые.

Криогенное строение бугристых торфяных массивов создается в основном сегрегационным льдом и льдом-цементом. Полигонально-жильные льды здесь развиты лишь в северной части зоны распространения бугристых торфяников.

П. И. Кашперюк установил, что криогенные текстуры торфа бугристых торфяников мало чем отличаются от описанных выше, свойственных полигональным торфяникам, но характер распределения их по разрезу существенно отличен. Наиболее часто встречаются криогенные текстуры — порфировидная, линзовидная и линзовидно-слоистая, реже — линзовидно-плетенчатая и атакситовая. Слоистая и сетчатая текстуры для торфов бугристых торфяных массивов не типичны. Более 95 % всех шлиров криогенных текстур торфов бугристых массивов относится к микро- и тонкошлировым частослоистым.

Массивная и порфировидная криогенные текстуры формируются в верхней части разреза в нормальнозольном древесно-моховом торфе слабой степени разложения. Они характерны для деятельного слоя, мощность которого в районах развития бугристых торфяников изменяется от 0,4...0,5 до 0,7...0,8 м. С глубиной, по мере увеличения степени разложения и зольности торфа, криогенные текстуры переходят в микро- и тонкошлировые частослоистые линзовидные и линзовидно-слоистые. Толщина шлиров льда в этих случаях в основном составляет 0,1...0,3 см, редко достигая 1,0 см. Наиболее разложившиеся и сильнозольные слои торфа (в нижних частях разреза) имеют линзовидно-слоистые, слоистые, редко сетчатые микро- и тонкошлировые частослоистые текстуры. Частые и тонкие (до 2 мм) пластинки льда равномерно распределены по слою. Иногда по мере приближения к подошве торфяного слоя пластинки сливаются в линзовидную сетку со средним размером ячеек 2×5 мм. В придонных слоях залежи можно встретить атакситовую текстуру.

Линзовидная микро- и тонкошлировая частослоистая криогенная текстура — наиболее распространенная текстура торфа различной степени разложения (3...65 %) и суммарной весовой влажности (170...173 %). Слоистые и сетчатые текстуры встречаются только в торфяниках низинного и переходного типов.

Слоистые и сетчатые текстуры формируются в торфе высокой степени разложения. Для мохового торфа со степенью разложения не выше 20...25 % наиболее типичны массивная и порфировидная текстуры. В торфе высокой степени разложения (25...35 %) формируются линзовидные и линзовидно-плетенчатые, тонко- и микрошлировые частослоистые текстуры. Для травяного и древесно-травяного торфа характерна линзовидная криогенная текстура с толщиной шлиров льда, редко превышающей 5 мм.

Криогенное строение пород, подстилающих торфяник в пределах бугристых массивов, более однообразно по сравнению с полигональными массивами. Суглинки с линзами торфа и редкими прослоями супеси и песка содержат лед в виде:

- отдельных гнезд, распадающихся на крупные кристаллы;
- волнистых, ломаных, ветвистых линз толщиной до 1,5...2,0 см;
- ледяных шлиров различной толщины;
- толстых горизонтальных, реже субвертикальных шлиров толщиной от 1...2 до 5...10 см, местами образующих неправильную толстошлировую решетку.

Первые два вида ледяных включений наиболее характерны для самых южных массивов выпуклобугристых торфяников, среднегодовая температура грунтов которых близка к 0 °С, когда (при вскрытии разреза) весь лед легко распадается на крупные кристаллы. На севере зоны развития выпуклобугристых торфяников супесчано-суглинистые отложения характеризуются слоистой и сетчатой криогенной текстурой. Толщина горизонтальных шлиров льда изменяется от 0,5...1,0 до 5...10 см, причем преобладают шлиры льда мощностью 1,5...2,0 см, чередующиеся через 3...8 см. Вниз по разрезу криогенная текстура глинистых грунтов изменяется от атакситовой, частослоистой и линзовидно-слоистой тонкошлировой до толсто- и среднешлировой слоистой и сетчатой.

Бугры пучения (торфяные)

Понятие о массивах полигональных торфяников в трех стадиях их развития (от валиково-полигональных до бугристополигональных) не следует смешивать с понятием массивов торфяных (да и минеральных) бугров пучения, в развитии которых действуют другие факторы природной обстановки.

Объемная льдистость суглинистых пород в ядрах торфяных бугров пучения достигает 60...5 %. Верхние 2...3 м отложений, подстилающих торф в пределах наиболее крупных бугров, обладают очень высокой (70...90 %) льдистостью. Прослой и линзы песка, встречающиеся в разрезах выпуклобугристых торфяных массивов, имеют массивную криогенную текстуру. Пески, подстилающие торф, даже при небольшой пылеватости могут иметь линзовидную или линзовидно-слоистую тонкошлировую текстуру.

В разрезах отдельных торфяных бугров или массивов пучения на контакте «торф — суглинок» наблюдаются линзы или прослой льда мощности до 2,0...2,8 м. Торфяная залежь подстилается сильнольдистыми суглинками с атакситовой или частой линзовидно-слоистой и плетенчатой криогенной текстурой. Небольшие прослой песка исключают возникновение крупных

ледяных образований при эпихронном промерзании торфяника. Наличие сильнольдистых ядер бугров пучения, линз и прослоев сегрегационного льда существенно увеличивают льдистость выпуклобугристых торфяников (рис. 5.12, а).

В вершинах наиболее крупных бугров пучения среди бугристых торфяников встречаются полигонально-жильные льды, залегающие непосредственно под слоем сезонного протаивания торфов. Ширина жил поверху составляет 0,3...1,0 м, высота их не превышает 2...3 м. Иногда жилы льда проникают через торф в подстилающие породы на глубину до 0,5...0,1 м. В пределах отдельного бугра пучения «полигональность» жильных ледяных тел весьма условна, так как жилы льда не образуют в плане решетку, а представляют собой несколько ломаных линий трещин, рассекающих бугор пучения.

Отдельные небольшие бугры пучения распространены вплоть до самых южных островов многолетнемерзлых пород на обширных кочковатых или грядово-мочажинных торфяниках и отличаются от полигональных крупными торфяными буграми высотой от 0,5...1,0 до 11...12 м. Они обычно

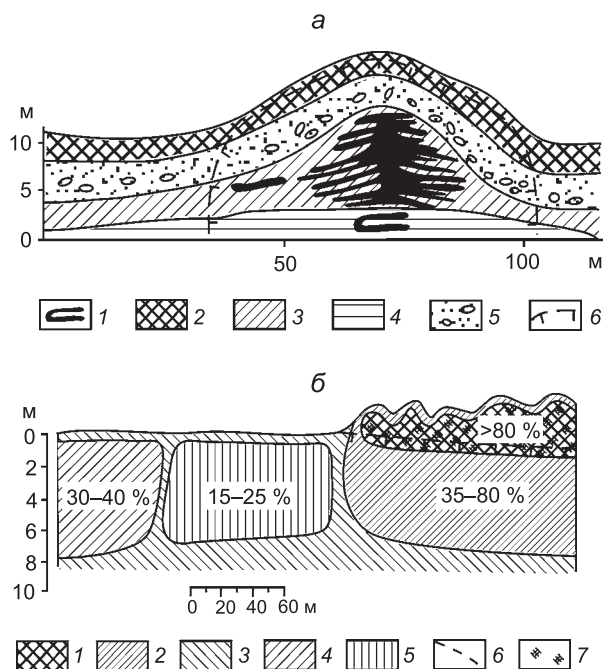


Рис. 5.12. Льдистое ядро бугра пучения (а) и распределение влажности в грунтах бугристого торфяника (б) (по А. И. Попову, Г. Э. Тумель, Г. Э. Розенбаум):

а: 1 — шилы льда; 2 — торф; 3 — суглинок; 4 — глина;
5 — песок с гравием; 6 — граница мерзлоты;
б: 1 — торф (80 %); 2 — суглинок сильнольдистый (35...80 %); 3 — суглинок талый (25...35 %); 4 — суглинок среднелльдистый (30...40 %); 5 — суглинок слабольдистый (15...25 %); 6 — подошва деятельного слоя; 7 — торф

продолговаты в плане и занимают площади в сотни и тысячи квадратных метров. Пространственное распределение той или иной формы бугристых торфяных массивов зависит от состава подстилающих пород.

Выпуклобугристые торфяные массивы образованы отдельными торфяными буграми или массивами пучения, разделенными плоскими, сильнозаболоченными понижениями-мочажинами. Самые крупные бугры относятся к наиболее обводненным участкам торфяных массивов, древним долинам стока, заболоченным и заозеренным частям торфяника. Склоны бугров крутые, иногда обрывистые, у подошвы резко отграничены невысоким уступом от смежной мочажины. Мочажины сильно заболочены, иногда с небольшими внутримочажинными озерцами. Внутри отдельных массивов пучения встречаются термокарстовые озера.

Пологобугристые торфяные массивы представляют собой довольно большие по площади, пологие, с плоской «вершиной» бугры высотой 0,5...1,2 м. Такие бугры разделены широкими мочажинами или пологими межбугровыми понижениями. Поверхность отдельных бугров и массивов пучения осложнена мелкокочковатым микрорельефом.

Бугристые образования широко развиты на морских равнинах Большеземельской тундры, Западной Сибири, на ледниковых и озерно-ледниковых равнинах Канады в лесотундре и тайге. К ним относятся выпуклобугристые торфяники Западной и Средней Сибири, которые были так названы в отличие от плоскобугристых полигональных торфяников, развитых в тундре.

Выпуклобугристые торфяники не полигональны и не связаны с термокарстом по полигонально-жильному льду, которого нет и не было в их разрезе. Порой они сильно взбугрены и одновременно высоко приподняты над окружающим пространством, порой они лишены бугров и слабо приподняты. Иногда мы встречаем небольшие пологовыпуклые торфяные бугры среди талых мочажинных торфяников (в зоне островной мерзлоты в тайге). В Финляндии и в Канаде их называют финским термином *пальса* (*palsa*). А. И. Поповым установлено, что сегрегационное пучение в условиях открытой системы, приводящее к избыточному льдовыделению, — основная причина возникновения этих образований.

Исследуя бугристые торфяники Турухан-Тазовского междуречья, А. И. Попов отметил, что чем торфяник больше по площади, тем он больше взбугрен и приподнят над окружающим пространством. Кроме того, чем крупнее и бугристее торфяник, тем больше льдистость как самого торфа, так и подстилающих его мерзлых тонкодисперсных отложений. Высота каждого торфяного бугра пропорциональна суммарной толщине шпиров сегрегационного льда в минеральном грунте под торфом до глубин 8...13 м. По периферии всего бугристого торфяника под лесом льдистость минерального грунта значительно меньше, чем под торфяником (20...25 и 35...80 %). С удалением от торфяника за пределами его периферии льдистость снова возрастает до значений, фоновых для данного района (30...40 %), т. е. вокруг выпуклобугристого торфяника образуется дренированная периферийная зона шириной несколько десятков метров (рис. 5.12, б).

Бугры пучения и гидролакколиты

В предыдущем материале показано развитие бугров пучения вблизи южных районов распространения мерзлых толщ в породах под мощным торфяным слоем, промерзавших медленно (в течение десятков лет). Шлиры сегрегационного льда формировались под действием невысоких значений температурного градиента, при медленном промерзании пород водоносного горизонта, т. е. в условиях открытой гидрогеологической системы, дающей возможность долговременной подачи воды к фронту промерзания.

Бугры пучения закрытой гидрогеологической системы

В толще тонкодисперсных отложений инъекционные образования залегают в виде ледяных пластов, даек и интрузий, образующихся при неравномерном промерзании водоносных горизонтов в грубообломочных и песчаных отложениях.

Суть механизма инъекционного льдообразования с возникновением бугра пучения (гидролакколита) сводится к тому, что промерзает объем

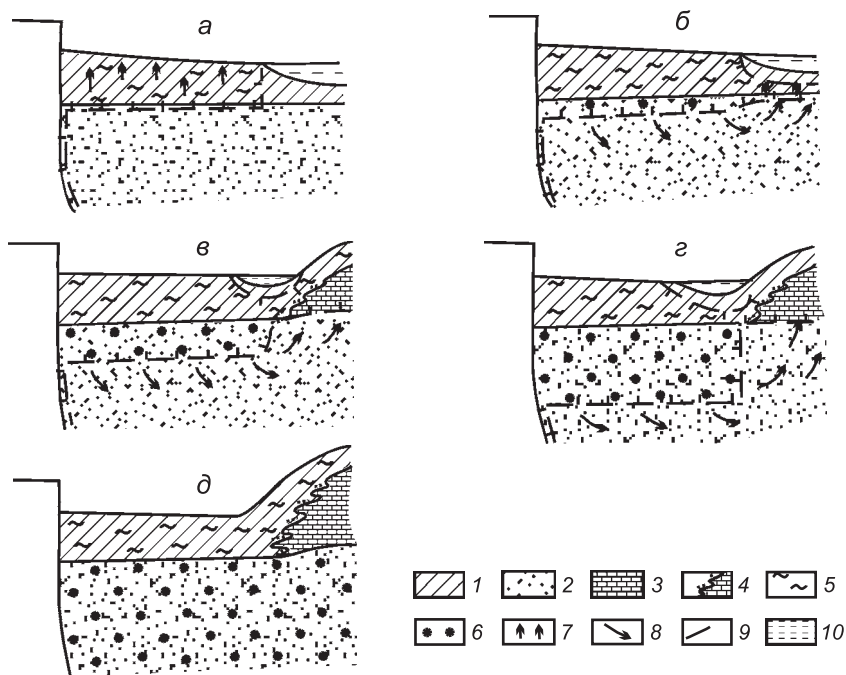


Рис. 5.13. Стадии формирования ледяного ядра бугра пучения (а–д) при промерзании подозерного талика (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

1 — суглинок; 2 — песок; 3 — инъекционный лед; 4 — ксенолиты вмещающих пород во льду; 5 — шлиры сегрегационного льда; 6 — массивная криогенная текстура; 7 — направление миграции; 8 — направление оттаивания воды; 9 — границы мерзлых пород; 10 — вода в озере

свободной воды, локализованный в отдельном песчаном водоносном слое, в котором возникает криогенный напор воды.

Если мощность мерзлого грунта над такими слоями недостаточна для того, чтобы выдержать этот напор, то грунт над водоносным слоем вспучивается и изгибается. Давление сразу ослабевает, температура точки замерзания воды повышается, и какой-то ее объем замерзает с образованием залежи инъекционного льда. Процесс промерзания продолжается многие годы, пока вся вода в коллекторе не замерзнет. Это сопровождается многолетним пучением, часто прерывистого характера, поскольку давление в слое вновь возрастает из-за увеличения объема замерзающей воды и отжатия в него воды из соседних участков. Достигнув критического значения относительно сопротивления мерзлой кровли, давление вызывает ее новый изгиб или разрыв. Из-за этого давление вновь ослабевает и новая порция воды замерзает. И так до тех пор, пока не замерзнет вся вода (рис. 5.14–5.17).

Инъекционное льдообразование, приводящее к формированию лакколи-тообразных ледяных ядер многолетних бугров (пинго), происходит в условиях закрытой системы (см. рис. 5.16, 5.17). Уже в процессе роста закладывается начало их последующего разрушения, когда мерзлая кровля, растягиваясь, начинает разбиваться трещинами растяжения. Трещины обнажают ледяное ядро бугров и делают его доступным протаиванию. Так закладываются кратероподобные воронки на вершинах бугров. Вытаивание ледяного ядра бугров сопровождается термокарстовой просадкой и образованием термокарстового озера. В итоге от бугра остается лишь термокарстовое озеро или болото, окруженное валом — остатками склонов бугра.

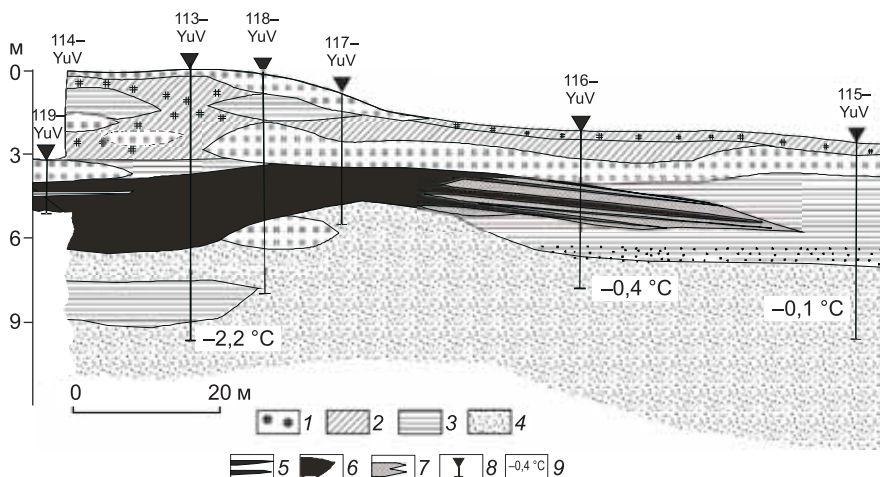


Рис. 5.14. Бугор на пойме р. Танловаяха, Ю. Ямал (по Ю. К. Васильчуку):

1 — торф; 2 — суглинок; 3 — глина; 4 — песок; 5 — мощные ледяные шилы; 6 — ледяная линза (пласт); 7 — ледогрунт; 8 — скважины (нумерация Ю. К. Васильчука); 9 — среднегодовая температура грунта в скважине

В последнее время группа криогенных процессов и явлений, тесно связанных с возникновением и развитием бугров пучения и гидролакколитов, о которых известно достаточно давно, вызывает повышенный интерес ученых: внешние газопроявления при образовании воронок газового выброса, криовулканизм, грязевые вулканы. Многие из них расположены вблизи объектов газодобычи и трасс магистральных нефтегазопроводов, представляют серьезную опасность для эксплуатации и состояния объектов инфраструктуры Крайнего Севера.

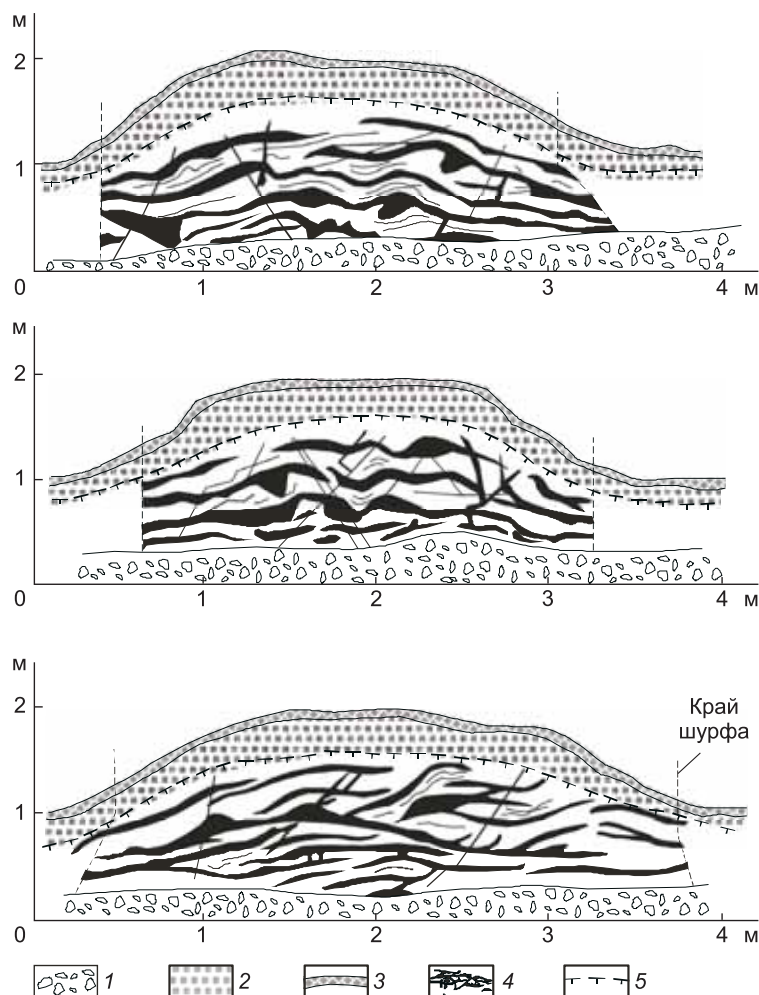


Рис. 5.15. Строение бугров пучения, исследованных на болоте к югу от Капп Линне, Шпицберген (по Akerman из Ю. К. Васильчука):

1 — пляжные гравийные отложения; 2 — торф; 3 — почвенно-растительный покров; 4 — линзы льда; 5 — верхняя граница мерзлых пород

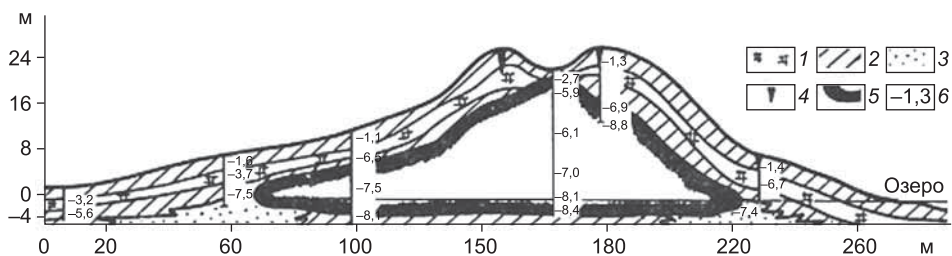


Рис. 5.16. Геокриологический разрез бугра пучения повторно-инъекционного типа в 6 км к юго-востоку от п. Мессояха (междуречье верховьев рек Юпаяхи и Верхняя Пендома) на дне «хасырея» длиной 1,8 км шириной 1 км (по данным Н. И. Анисимовой и Е. Г. Карпова):

1 — торф; 2 — суглинок; 3 — песок; 4 — повторно-жильный лед; 5 — повторно-инъекционный лед (ядро бугра пучения); 6 — температурные замеры по скважинам

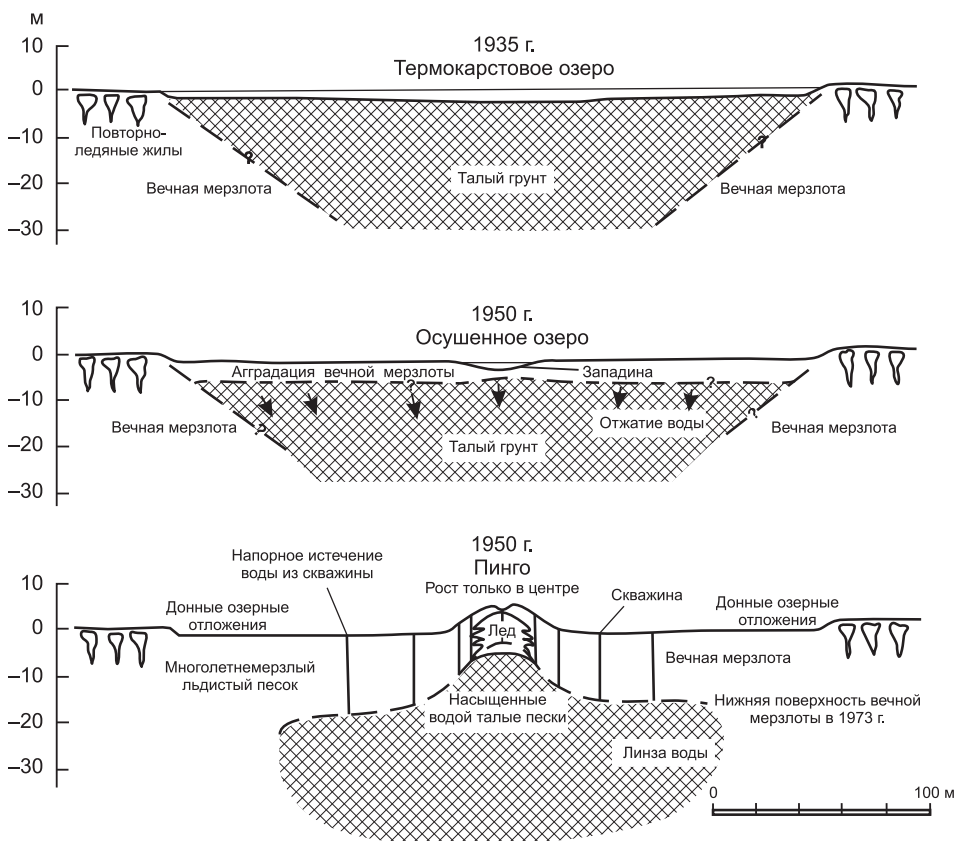


Рис. 5.17. Рост пинго при промерзании закрытой водоносной системы, дельта Макензи, Арктическая Канада (личное сообщение J.R. Mackay из А. Л. Уолшберна)

По результатам комплексной геокриологической съемки территории Западно-Сибирской плиты, выполненной Тюменской экспедицией геологического факультета МГУ в 1966–1978 гг., было выявлено, что, с одной стороны, в течение голоцена многие бугры пережили сложную историю развития и изменения природных обстановок промерзания, а с другой стороны, особенности площадного распространения бугров отличаются еще и на участках морских террас и водораздельных поверхностей, на поймах и лайдах, в устьях рек и их верховьях. Позднее С. Г. Геворкяном и М. М. Корейшей был показан в деталях взрывной механизм роста бугра пучения и расчетный метод развития напряжений в ядре бугра и в породах, перекрывающих ядро.

Сегодня факты того, что на месте воронок газового выброса располагались бугры пучения, позволяют утверждать, что воронка — закономерный этап развития бугров с газонасыщенным ледяным ядром. Однако единое мнение и о механизме формирования воронки, и о конкретных природных условиях формирования бугров пучения и воронок газового выброса на севере Западной Сибири отсутствует.

Какие бугры привлекают наше внимание — бугор пучения, гидролакколит (булгуннях), грязевой вулкан, криовулкан, ледяной бугор и ледяной холм (значки на топографических картах), могильник и Патомский конус (в Восточной Сибири)? На рассматриваемой территории (севернее Полярного круга) — все (кроме двух последних, восточносибирских) поверхностные природные объекты выпуклой формы единого генетического типа, возникающего в промерзающей толще пород с открытой или закрытой гидрогеологической системой, обеспечивающей либо неограниченный и напорный подток воды к фронту промерзания, либо ограниченный и безнапорный.

Воронки газового выброса быстро превращаются в озера с отступающими берегами, динамика формы озер во многом зависит от геоморфологического положения воронок в котловинах, хасырях или на склоне. Термокарстовые озера на участках дегазации недр с многочисленными подводными кратерами также указывают на подток флюидов в криолитозону. К тому же, в различных ландшафтных обстановках в таких местах появляются новые бугры.

Во всем многообразии бугров пучения (БП) автором выделены два их вида с подвидами (бугор в определенном типе ландшафта).

Первый вид — позднеголоценовые и современные:

- БП вблизи мелеющих старичных и термокарстовых озер поймы и крупных озерных котловин, с истоком в речную сеть; современные;
- БП на месте полностью спущенных озер в хасырях в пределах речных долин; современные и позднеголоценовые;
- БП в террасированных котловинах и хасырях на поверхности средне- и позднеплейстоценовых морских равнин и террас; позднеголоценовые;
- БП в позднеплейстоценовых хасырях на поверхности лагунно-морских террас; позднеголоценовые.

Второй — современные:

- воронка газового выброса или БП вблизи верхних частей оврагов на пологих склонах поздненеоплейстоценовых морских равнин с тектонически ориентированной термоэрозионной сетью оврагов; современные;

- воронка газового выброса или БП на склонах временных водотоков и балок древней и современной термоэрозионной сети.

Нет сомнений в географическом и криолитологическом понимании вероятностной связи бугров пучения и воронок газового выброса с площадью крупных неотектонических структур, поскольку газоносные структуры третьего порядка, расположенные над мегавалами, мегапрогибами, валами и впадинами, являются источником газов, мигрирующих из-под покрывки газовой залежи. Газ в мерзлых породах и подземных водах насыщает воды талика, которые при промерзании мигрируют или инжектируют вверх, образуя ядро бугра пучения или гидроакколита. Их развитие нередко заканчивается естественным разрушением их грунтовой кровли или нарушением ее сплошности от разрядки механических напряжений из-за роста ледяного ядра. При этом обнаженная часть льда при оттаивании испаряет поглощенный газ, насыщая окружающий воздух (до концентрации 9...16 %) и взрывается, охватывая и подстилающие отложения, и ледяной шток корневой системы инъекции.

Авторские представления о развитии воронки на месте бугра основаны на том, что на месте талика бугор пучения образуется по классической схеме промерзания пород в открытой или закрытой гидрогеологической системе. Но при этом учитывается, что:

- только в пределах газоносной площади породы криогенной толщи насыщены газом или вмещают его скопления в антиклинальных ловушках из литологической пары слоев «глина — песок». Водоносные слои насыщены газом из вмещающих пород. Газ накапливался в породах в процессе их накопления и диагенетических преобразований до промерзания;

- рост бугра обеспечивается формированием ядра из льдистого грунта или чистого льда, насыщенного газом. Когда прочность массива покрывки мерзлых пород над ядром нарушается силами пучения, массив разрывается (лопается). Лед ядра обнажается, из него испаряется газ, при концентрации которого в воздухе 9...16 % бугор взрывается. Газ воспламеняется мгновенно весь: и ядра, и ледяного штока инъекции из водоносного пласта, и подстилающей (возможно) пластовой залежи льда;

- пирогенная природа взрыва бугра не обязательна, первичная причина взрыва — внутреннее криогенное давление. Но случаи возгорания уже зафиксированы на Сеяхинской воронке.

Из данных представлений сформирована авторская криолитологическая позиция: бугор, относящийся только к газоносной площади, может оказаться потенциально взрывоопасным, поскольку образуется в промерзающих породах талика, возникшего на участке термокарста по сильнольдистым грунтам, залегающим на морских и аллювиальных отложениях, насыщенных газом.

Единое мнение о происхождении воронок в различных природных обстановках отсутствует. Предварительное исследование особенностей распро-

странения бугров пучения по топографическим картам масштаба 1 : 200 000 выпуска 1970–1990 гг. (и современным изображениям поверхности в Google Earth) позволяет определить ряд природных условий, в которых эти бугры возникали и развивались в течение последних 30–50 лет.

На исследованной территории:

- плотность распространения бугров на полуостровах Ямал, Гыданский и Тазовский закономерно сконцентрирована над неотектонически неоднородной частью разреза осадочного чехла, в которой сосредоточены газовые залежи газоносных структур на глубинах не более 700...900 м от дневной поверхности;

- в пределах газоносной площади расположено менее половины (48 %) бугров пучения из 1425, зафиксированных на картах разных годов выпуска;

- максимумы площадного распространения бугров расположены в прибрежных участках морских и лагунно-морских террас западного и восточного Ямала, севера и юга Гыданского, севера и центральной части Тазовского полуостровов.

Факты указывают, что в пределах поздненеоплейстоценовой прибрежно-морской и среднеоплейстоценовой морской равнин совокупность природных условий (льдистость пород, песчано-глинистые переслаивания в геологическом разрезе, газонасыщенность пород, положение водоносных слоев, засоленность пород и др.), наиболее благоприятна для развития бугров пучения с образованием воронки газового выброса. Остается открытым вопрос — почему так?

Горизонт консервации пород

Горизонт консервации пород в эпикриогенной толще характеризуется существенными отличиями:

- 1) многолетнее промерзание идет значительно медленнее, чем в выше расположенном горизонте, так как горное давление препятствует миграции влаги к фронту промерзания и сегрегационному льдовыделению. Проникая в глубину толщи дисперсных пород, многолетнее промерзание замедляется при сокращении его температурных градиентов;

- 2) верхняя граница горизонта проходит на уровне, на котором температурные градиенты уменьшаются до 1 °С/м, а с глубиной становятся все меньше и меньше;

- 3) миграция влаги к фронту промерзания и льдовыделение в толще тонкодисперсных пород существенно замедляется и ослабляется с глубиной до минимальных его значений (меньше 0,2 °С/м);

- 4) вялость сегрегационного процесса в горизонте консервации определяется тем, что криодиagenетические преобразования в нем слабо изучены.

Песчаные и грубообломочные породы в этом горизонте чаще всего имеют массивную криогенную текстуру с разной льдистостью. В них может присутствовать как лед-цемент, так и инъекционный лед, а криотекстуры — от массивной до базальной. Тонкодисперсные породы содержат обычно очень

мало сегрегационного льда в виде вертикальных и горизонтальных шлиров и в большинстве случаев имеют массивную криотекстуру.

В горизонте консервации состояния пород температурные градиенты невелики, причем еще и уменьшаются с глубиной, замедляя в тонкодисперсных породах миграцию влаги к фронту промерзания. Поэтому здесь продолжается тенденция сегрегационного льдовыделения с глубиной, которая присуща эпикриогенным дисперсным толщам: разреживание с глубиной ледяных включений и увеличение их толщины.

На определенной глубине ледяные включения утоньшаются, а затем и полностью исчезают. Причинами этого служат увеличение плотности пород, уменьшающее их влагопроводность, и малое количество пленочной воды, способной к миграции, малые температурные градиенты (меньше $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$), горное давление, не способствующие миграции влаги. Разреживание ледяных шлиров с глубиной, когда расстояния между ними возрастают до 2 м и более, а толщина шлиров увеличивается до 10...20 см, продолжается в горизонте консервации состояния до глубины не менее 20...25 м. Глубже шлиры быстро утоньшаются и на глубине, соответствующей величине температурных градиентов, меньше $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, вообще исчезают.

А. И. Попов предполагал, что нарушение классической картины криогенного строения тонкодисперсной эпикриогенной толщи на глубинах до 25...30 м связано с тиксотропностью слоистых пылеватых и пылевато-глинистых пород.

Предполагалось, что промерзающая толща оказывает нагрузку на подстилающий талый тиксотропный водонасыщенный грунт, разупрочняет его, разрушая структурный каркас и тем самым высвобождает заключенную в нем воду.

Выделившаяся свободная вода может замерзнуть на фронте промерзания — нулевой изотерме, т. е. ниже фронта сегрегационного льдовыделения в промерзающей зоне. Выжатая вода расслаивает ранее единую водонасыщенную грунтовую систему — сверху вода, а под ней грунт.

Вода замерзает, образуя прослой льда, а грунт под ней уплотняется и потом промерзает.

А. И. Попов описывает схему сопряженного сегрегационного и только что описанного «тиксотропного» (по его определению) льдовыделения:

1) давление промерзающей толщи на талый грунт постепенно нарастает. Если при этом влажность талого грунта мала, он не тиксотропен. К фронту промерзания снизу под действием температурного градиента мигрирует влага, увеличивая влажность грунта и вызывая его набухание в промерзающей зоне;

2) одновременно возрастает давление сверху и в какой-то момент грунт теряет свою структуру, разжижается, пленочная вода переходит в свободное состояние и сразу же замерзает. Напряжение снимается, хотя известно (Ю. Б.), что при статической нагрузке горного давления из грунта отжимается только часть воды;

3) ниже уровня такого «тиксотропного» льдовыделения талый грунт обес-
звожен, поэтому фронт льдовыделения проскакивает эту зону с образованием

массивной криогенной текстуры. Когда фронт льдовыделения достигает глубины, на которой возобновляется сегрегационный процесс, он постепенно вновь приводит к «тиксотропному» льдовыделению.

Таким образом, А. И. Попов объясняет связь двух видов льдовыделения, предполагая, что именно сегрегационное льдовыделение опережает и вызывает «тиксотропное» льдовыделение.

Свободная вода, выделившаяся при тиксотропном разупрочнении грунта под действием давления, может заполнить также трещины усыхания в талой зоне и, замерзнув в них, образовать толстые субвертикальные шлиры льда.

Из геологической практики автора этой книги известно, что мелкие хорошо промытые пески (четвертичного или мелового возраста), поднятые с глубины 10...20 м (а не в покровных образованиях) в виде керна, также выделяют воду под динамической нагрузкой. После снятия нагрузки вода впитывается обратно в грунт. Вполне возможно, что в естественном залегании система «вода — грунт» ведет себя так же, как и предполагал А. И. Попов. К тому же вероятность такого поведения будет определяться (Ю. Б.) истинной тиксотропностью грунта, его составом, наличием включений органики и слюдистых минералов, т. е. свойствами истинно тиксотропных покровных суглинков и супесей.

Еще одной особенностью горизонта консервации следует считать наличие в нем толщи охлажденных засоленных грунтов морского генезиса. Современное охлажденное (немерзлое) состояние этих толщ объясняется тем, что температура начала замерзания ниже их естественной температуры в разрезе, т. е. эти толщи еще недостаточно охладились. В зависимости от глубины залегания естественная температура этих грунтов может быть немногим ниже 0 °С, и они перейдут в мерзлое состояние только в том случае, если их температура понизится до точки начала замерзания засоленной внутригрунтовой влаги.

Мерзлые толщи северного Ямала и Гыдана залегают до глубин не более 150...200 м, где естественная температура грунтов составляет –2,0...–2,5 °С. Глубже их температура повышается до 0 °С, но льда в них нет, поскольку засоленная влага замерзает только при температуре ниже –2,6 °С. Отдельные слои в таких толщах засолены в гораздо меньшей степени, и они залегают отдельными горизонтами мерзлых грунтов в охлажденной толще.

* * *

Итак, криолитогенез в области стабилизации аккумуляции и сноса изменяет состав, состояние и свойства промерзающей и мерзлой толщи. Криодиагенетическим изменениям подвергаются породы, уже прошедшие в той или иной мере (в зависимости от продолжительности субаэрального режима развития) стадии обычного диагенеза.

1. Характер криодиагенетического воздействия на грунтовую толщу различен в пределах горизонта сезонных изменений состояния пород (деятельного слоя), горизонта многолетнего изменения мерзлых пород и горизонта консервации пород.

2. В деятельном слое криодиагенез проявляется как суммарный эффект взаимодействия активных криогенных процессов, изменяющих как состав и строение приповерхностной части грунтовой толщи (полярный покровный комплекс), так и микрорельеф ее поверхности.

3. Льдонасыщенность грунтовых толщ тонкодисперсных грунтов, промерзавших в закрытой системе, максимальна в верхней 5...15-метровой части разреза (шлировая льдистость 0,4...0,5 при минимальных значениях до 0,05...0,1), в этой части характерно утолщение ледяных шлиров и минеральных прослоек с глубиной.

4. Главная причина распределения льдистости по разрезу — обычный диагенез — грунтовая влага распределяется по вертикали с максимумом в верхней части глинистой толщи и минимумом в нижней. При промерзании мигрирует грунтовая влага, уже перераспределенная по разрезу обычными диагенетическими процессами. Льдонасыщенность толщи тонкодисперсных грунтов, промерзавших в открытой системе, может повышаться до 0,5...0,6 в небольших интервалах толщиной до 3...5 м над водоносными слоями.

5. Криогенные текстуры соответствуют этому влагосодержанию и температурным градиентам промерзания.

Криолитогенез в области аккумуляции

Горизонты действия криолитогенеза

Основные особенности строения синкриогенной толщи

Классификация синкриогенных грунтовых толщ

Синкриолитогенез в области аккумуляции отложений

Синкриолитогенез в области аккумуляции отложений

Подкласс толщ субаквального осадконакопления и субаквально-субаэрального промерзания

Синкриогенная толща формируется в той части криолитосферы, где осадки промерзают в процессе их аккумуляции. В разрезе криолитосферы объем синкриогенной толщи невелик. Она тяготеет к приповерхностной части разреза, сложенной плейстоценовыми отложениями такого генезиса, который «позволял» бы им промерзать синхронно с их накоплением.

Синхронно промерзают не только аллювиальные пойменные отложения, но и мелководные озерные, торфяно-болотные, солифлюкционно-делювиальные, прибрежно-морские и лагунно-морские осадки. Мощность синкриогенной толщи может достигать нескольких десятков метров, но всегда она подстилается эпикриогенным основанием.

При формировании синкриогенной толщи сезонномерзлое основание деятельного слоя в процессе накопления осадков на поверхности систематически переходит в вечномерзлое состояние, наращивая мерзлую толщу вверх. Поэтому каждый слой свежееотложенного осадка на поверхности земли по мере его погребения новыми слоями станет вечномерзлым по прошествии некоторого времени.

Горизонты действия криолитогенеза

Выделение горизонтов действия криолитогенеза в разрезе синкриогенной толщи имеет иной смысл, нежели в разрезе эпикриогенной.

В синкриогенной толще осадок подвергается криогенному выветриванию в деятельном слое. При малой толщине деятельного слоя талый летний слой осадка сравнительно быстро переходит в вечномерзлое состояние.

Деятельный слой

Чем меньше толщина деятельного слоя (например, в случае аллювиально-осадконакопления) и чем быстрее накопление осадков, тем быстрее свежееотложенный осадок, промерзая с осени, перейдет в вечномерзлое состояние.

В такой ситуации он переносит меньше циклов сезонного промерзания-протаивания, в меньшей степени подвергаясь криогенной переработке.

Природная ситуация происходящего — суровые климатические условия в пределах северных аккумулятивных равнин с небольшим (до 0,8...1,0 м) деятельным слоем. Здесь пылеватые и песчаные осадки переходят в вечномерзлое состояние, не претерпев облессования — процесса дробления минеральных частиц до размера пылеватой фракции и формирования высокой пористости и призматической отдельности породы.

В более мягкой природной ситуации (больше мощность деятельного слоя и меньше скорость осадконакопления) свежееотложенный осадок (не переходя в вечномерзлое состояние) более длительное время подвергается циклическому сезонному промерзанию-протаиванию, испытывая более длительную, но менее интенсивную криогенную переработку, превращаясь в криопелит.

Южнее в пределах области распространения мерзлых пород мощность деятельного слоя возрастает. Каждый летний (годовой) слой осадка в нем подвергается криогенному выветриванию все дольше. Здесь оно накладывает уже заметный отпечаток на состав осадка. Такая ситуация наиболее типична для равнин в условиях южной границы вечной мерзлоты и резко континентального климата, мощного деятельного слоя, часто не подстилаемого вечной мерзлотой. Здесь породы испытывают глубокое облессование при многократных циклах сезонного промерзания-протаивания.

Горизонты новообразования и консервации мерзлых пород

При синхронном промерзании нижняя часть деятельного слоя постепенно переходит в вечномерзлое состояние в **горизонте новообразования мерзлых пород**. В летние сезоны здесь происходит некоторая доводка тех криогенных текстур, которые сформировались еще в период нахождения его в нижней части деятельного слоя.

Мерзлая толща с унаследованными в деятельном слое криогенными текстурами подвергается еще и морозобойному растрескиванию, которое сопровождается ростом полигонально-жильного льда. Когда этот интервал в разрезе оказывается глубже (под накопленными осадками) и вне сферы морозобойного растрескивания, то сложившиеся ранее криогенные текстуры сохраняются в нем — консервируются. Здесь уже не достраиваются криогенные текстуры, не расширяются ледяные жилы, но лед в них перекристаллизуется под воздействием длиннопериодных колебаний температуры. Эта нижняя часть разреза синкриогенной толщи называется *горизонтом консервации пород*.

По проявлению активности криолитогенеза горизонт консервации состояния пород не подобен горизонту консервации пород в разрезе эпикриогенной толщи, в котором продолжается многолетнее промерзание и формирование криогенных текстур.

Итак, в горизонте новообразования мерзлых пород синкриогенной толщи наследуются черты деятельного слоя и накладываются процессы

полигонально-жильного льдообразования. Горизонт консервации состояния пород наследует все черты горизонта новообразования мерзлых пород.

В условиях резко континентального климата глубина сезонного промерзания достигает нескольких метров. Когда интервал разреза, ранее располагавшийся в пределах деятельного слоя, из-за осадконакопления погружается вглубь и покидает деятельный слой, он переходит в горизонт консервации пород. В нем консервируются следы криогенного воздействия на осадок — явные признаки обледенения грунтов, посткриогенные текстуры, всевозможные деформации: криотурбации, солифлюкционные структуры, следы морозобойного растрескивания, разнообразные грунтовые жилы и псевдоморфозы по льдогрунтовым жилам.

Вспомним, что при эпихронном промерзании горизонт сезонных изменений пород (со сменой фаз) всегда отражает теплофизическое влияние современных климатических и других физико-географических условий, а структурные и криотектурные черты грунтовой толщи создавались при промерзании в отдаленном прошлом. В криогенном строении могут быть отражены климатические условия этого прошлого.

При синхронном промерзании положение иное. Мерзлая толща в своем основании уже запечатлела климатические условия отдаленного прошлого. Вверху (если продолжает накапливаться и промерзать) она полностью подчинена современным условиям и фиксирует их. Таким образом, по синкриогенной толще можно судить о палеоклимате, поскольку в момент формирования в каждом своем слое толща являлась продуктом климатических условий соответствующего по времени периода осадконакопления.

Основные особенности строения синкриогенной толщи

При формировании синкриогенной толщи промерзание является ведущим и начальным процессом криогенной литификации, так как до промерзания осадок кратковременно подвержен обычному диагенезу. Это основная причина существенного отличия криогенного строения синкриогенной толщи от эпикриогенной.

Во-первых, в ней никогда не прослеживается закономерное убывание льдистости с глубиной по разрезу. Напротив, в синкриогенной толще, часто однородной по литолого-фациальному строению, льдосодержание существенно не меняется с глубиной и может сохраняться очень высоким и на глубинах в десятки метров.

Во-вторых, в строении синкриогенной толщи тонкодисперсного состава никогда не отмечается разреживание и утолщение ледяных шпиров и минеральных прослоев с глубиной, столь характерное для эпикриогенной толщи. Криогенные текстуры на каждом уровне разреза толщи закладывались в деятельном слое в условиях высокой скорости промерзания, для них характерна большая частота и малая толщина ледяных включений. Наложенные

на частую и тонкую криогенную текстуру толстые субгоризонтальные ледяные шлиры образовались при летней доводке их в условиях верхней приконтактной части горизонта новообразования мерзлых пород.

В-третьих, в синкриогенной тонкодисперсной толще степень криогенного структурирования грунта всегда незначительна. При сезонном промерзании преобразование осадка и миграция влаги происходят на небольших расстояниях на фоне высоких значений градиентов температуры, поэтому могут быть невелики.

При оттаивании минеральные агрегаты породы размокают с полным разрушением их первичного сложения. А при эпихронном промерзании степень криогенного структурирования исходного грунта может быть столь велика, что после протаивания минеральные агрегаты (из которых в процессе длительного диагенеза, а затем и промерзания, была выжата почти вся влага) не размокают.

И, наконец, в-четвертых, в строении синкриогенной толщи присутствуют мощные залежи полигонально-жильных льдов. Ледяные клинья пронизывают ее целиком или располагаются в ее разрезе на разных высотных уровнях. Точно так же пластовые ледяные и льдогрунтовые залежи разнообразных генетических типов присутствуют на любой глубине в разрезе эпикриогенной толщи.

В песчаных и других грубозернистых осадках льдообразование не вносит сколько-нибудь существенных изменений в их структуру и текстуру. В этом случае обычно образуются мерзлые породы с массивной криогенной текстурой. Зато тонкодисперсные породы различного генезиса промерзают обычно с сегрегационным льдовыделением, хотя и не всегда. В этих толщах велико количество сегрегационного льда по всему разрезу, особенно в северных районах сплошного распространения мерзлоты. На всю глубину прослеживаются либо близко друг к другу расположенные тонкие (в несколько миллиметров толщиной) горизонтальные шлиры, дающие слоистую криогенную текстуру, либо наблюдается мелкосетчатая текстура. Картина сетчатости или слоистости здесь может быть сравнима с частой льдистой сеткой или слоистостью в приповерхностных горизонтах эпикриогенной толщи. Но вместо разреживания льдистая сетка шлиров прослеживается по всей синкриогенной толще от верха до основания.

Выдержанность по глубине мелкослоистой или мелкосетчатой текстуры — свидетельство промерзания осадка вскоре после его отложения, т. е. почти синхронного осадконакоплению. Такой текстурный отпечаток может возникать только при неглубоком залегании вечной мерзлоты в толще накапливающихся осадков, поскольку миграция воды в пределах маломощного, но водонасыщенного деятельного слоя существенно ограничена.

Текстуры такого типа возникают, если глубина летнего протаивания в ходе осадконакопления не превышает глубину зимнего промерзания. Выдержанная по глубине и высокосьетчатая мелкая решетка или слоистость, как правило, образуется близ земной поверхности. Мелкосетчатость и мелкослоистость криогенной текстуры свидетельствует об очень больших температур-

ных градиентах (20...40 °С/м и более) в приповерхностной части толщи, об интенсивной миграции на коротких расстояниях при быстром промерзании.

Для синхронного процесса весьма характерен случай, когда промерзает сильно увлажненный грунт, нередко выше верхнего предела пластичности, в достаточно маломощном деятельном слое, и промерзает быстро (тип III на рис. 5.1 предыдущей главы).

В менее увлажненном грунте (с влажностью не выше верхнего предела пластичности) мощного деятельного слоя низкотемпературной мерзлой толщи, медленно промерзающего, миграция влаги направляется и вверх, и вниз, оставляя относительно осушенной середину деятельного слоя (тип I на рис. 5.1 предыдущей главы). При этом сильнольдистые и малольдистые интервалы промерзшей породы чередуются по вертикали.

Особым случаем синхронного промерзания является промерзание снизу и сбоку осадков постепенно осушаемых озер в подозерных таликах при продолжающемся осадконакоплении. Лдьистость грунтов и рисунок криогенных текстур разнообразны. Е. М. Катасонов особо выделяет так называемые косые «ломанные» ледяные шлиры как разновидность текстур, наиболее характерную для промерзающих сбоку озерных осадков (рис. 6.1).

На фото показаны обнаруженные автором данной книги наклонные ледяные шлиры в озерно-болотных лдьистых суглинках (рис. 6.2).

В синкриогенной аллювиальной пойменной толще изученные Е. М. Катасоновым ледяные шлиры толщиной до нескольких сантиметров как бы пересекают обычные мелкосетчатые или мелкослоистые текстуры. Подобные крупные

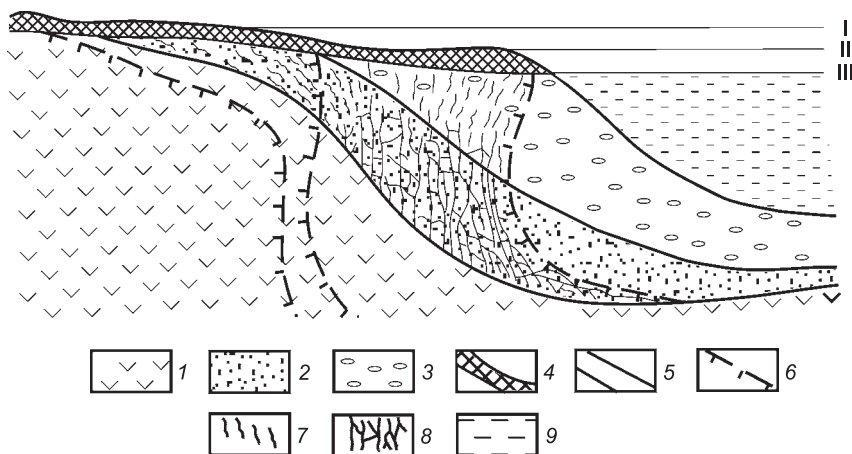


Рис. 6.1. Схема промерзания мелководных и глубоководных озерных осадков (по Е. М. Катасонову):

1 — породы, в которых было выработано ложе водоема; 2, 3 — донные осадки; 4 — сезонноталый слой; 5 — дно водоема по мере заполнения осадками; 6 — кровля мерзлых пород по мере заполнения водоема осадками; 7 — густая сеть мелких ломанных ледяных линз и прослоек в донных осадках; 8 — разреженная сеть крупных ломанных ледяных прослоек и линз; 9 — уровни воды, последовательно (I-III) снижающиеся в обмелевающем водоеме



Рис. 6.2. Наклонные ледяные шлиры в озерно-болотных льдистых суглинках. Торфяник в окрестностях г. Воркуты

ледяные шлиры образуются в основании деятельного слоя при его промерзании снизу. В зависимости от того, к какому геоморфологическому элементу поймы относятся вмещающие лед отложения, наблюдается горизонтальное или вогнутое залегание подобных мощных ледяных шлиров. Чаще всего такие «пояски» представляют собой лед, содержащий значительное количество грунтовых агрегатов, что дает основание считать криогенную текстуру внутри «поясков» базально-призматической. Очевидно, что при образовании мощных «поясков» с базально-призматической криотекстурой или сплошных мощных ледяных шлиров в основании деятельного слоя принимали участие как пленочная рыхлосвязанная, так и свободная вода.

Мощные ледяные «пояски» являются наложенными образованиями. Они возникают не при промерзании деятельного слоя, а при его протаивании, когда в исходной криогенной текстуре деятельного слоя дополнительно выделяются шлиры льда. Вполне вероятно, что свободная вода из уже протаявшей весной части деятельного слоя проникает по мелким трещинам в глубь его нижней еще не протаявшей части и в самую верхнюю часть мерзлой толщи, замерзая в виде пояска. Туда же мигрирует и пленочная вода под действием температурного градиента к холодной, мерзлой части толщи.

В малоувлажненном деятельном слое высокотемпературной вечной мерзлоты интенсивная сезонная миграция влаги к верхнему фронту промерзания обезвоживает основание деятельного слоя, поэтому иногда возникают малольдистые (микросетчатые либо микрослоистые) или почти вовсе лишенные шлирового льда мерзлые толщи илов, суглинков и других пород с массивной криогенной текстурой (типы II и IV на рис. 5.2).

Образование синкриогенной толщи с массивной или микросетчатой малольдистой текстурой пород происходит следующим образом. Миграция влаги к фронту промерзания оставляет основание деятельного слоя сильно обезвоженным, и грунт в основании деятельного слоя переходит в сезонномерзлое состояние малольдистым. При накоплении осадка сверху и при одинаковой глубине деятельного слоя протаивание следующего года не достигает этого обезвоженного слоя. Маломощный и обезвоженный слой толщи переходит в вечномерзлое состояние. Систематическое, из года в год, приращение сверху таких обезвоженных горизонтов грунта приводит к образованию отдельных слоев с небольшим количеством видимых включений льда в синкриогенной толще.

Казалось бы, при осадконакоплении на поверхности ежегодный прирост мерзлой толщи снизу вверх должен соответствовать толщине годичного наилка. Однако известно, что эта толщина на поймах северных рек вблизи русел (в приречной зоне поймы) составляет 1...2 см, а вдали от русел (во внутренней зоне поймы) — менее 1 мм. При таком незначительном приросте мерзлой толщи ни о каких четко выраженных криогенных текстурах говорить просто не приходится. В действительности в разрезе синкриогенной толщи мы наблюдаем мелкие сетчато-слоистые и слоистые криогенные текстуры. В их распределении по вертикали отмечены четкие ритмы (пачки) толщиной в несколько сантиметров или дециметров. Совершенно очевидно, эти пачки фиксируют конкретный интервал прироста мерзлой толщи снизу вверх. Эти пачки соответствуют оптимальному периоду времени, в течение которого промерзание зафиксировало в разрезе новый интервал (слой) накопившегося грунта. Ведь это горизонт новообразования мерзлых пород. Следовательно, синкриогенные пачки, нарастающие сверху вечномерзлой толщи, выделяются не путем ежегодного повышения поверхности на толщину годичного наилка, а периодически целыми сериями. В этих слоях хорошо выражены криогенные текстуры, которые сформировались в нижней, непротаявшей части деятельного слоя во время холодного сезона.

В приречной зоне поймы, где скорость осадконакопления больше, мощность текстурных ритмов также больше. Здесь в вечномерзлое состояние при резком уменьшении глубины сезонного протаивания может перейти не только нижняя льдистая, но и средняя малольдистая часть деятельного слоя. В результате в криогенном строении синкриогенной толщи отложений приречной зоны поймы мы наблюдаем текстурные ритмы, нижняя часть которых (с частой мелколинзовидной или мелкоплетенчатой текстурой) сменяется кверху постепенно редколинзовидной или массивной криогенной текстурой. Выше с резким контактом лежит следующая текстурная пачка, накопленная во время следующего ритма.

В тех случаях, когда синкриогенная толща формируется в районах с относительно высокими среднегодовыми температурами, исключаящими промерзание деятельного слоя снизу, к кровле вечной мерзлоты периодически прирастает обезвоженная малольдистая нижняя часть слоя сезонного промерзания. Так формируется малольдистая синкриогенная толща пород.

Текстурная ритмика в криогенном строении синкриогенной толщи и по виду, и по генезису не имеет ничего общего с разреживающейся по глубине текстурной ритмикой эпикриогенной толщи пород. Ритмика эпикриолитогенеза обеспечивается скачком фронта многолетнего промерзания в глубь толщи из-за нарушения равновесия между отводом тепла и его выделением при сегрегации льда, а интервалы этого скачка увеличиваются из-за уменьшения температурного градиента с глубиной.

А. И. Попов отмечал, что четкая криогенная текстура фиксируется в синкриогенной толще лишь тогда, когда глубина протаивания уменьшается резко и скачками, а не постепенно. Если бы глубина протаивания уменьшалась постепенно, то в разрезах была бы тонкая текстурная слоистость (чередование тонких прослоек льда и грунта), чего, как правило, не наблюдается. Только при довольно резком уменьшении глубины протаивания (и остановке в уменьшении этой глубины) наблюдаются пачки пород с хорошо выраженными сетчатыми или слоистыми текстурами.

Полигонально-жильный лед играет особую роль в криогенном строении синкриогенной толщи. Его рост происходит, как и рост синкриогенной толщи, ритмично в течение длительного геологического времени. Продолжительность ритмов может составлять десятки и сотни лет, она связана с климатической цикличностью изменения среднегодовых температур воздуха и пород. Причина ритмического роста заключается не только в климатической цикличности изменения глубины сезонного промерзания, но и в изменчивости фациальных условий осадконакопления.

В условиях медленного осадконакопления ледяная жила может растрескиваться чаще и в течение длительного времени становится шире, чем при быстром накоплении осадков. Лед выжимается, выпирая вверх валики из перекрывающих жилу отложений. При оформлении полигонально-валикового рельефа валики задерживают скорость течения водного потока, осаждая более тонкий материал в полигональных ваннах.

В разрезе по вертикали отмечается цикличность и в строении самих синкриогенных ледяных жил, и в фациальном и криогенном строении вмещающих их отложений. Степень деформации вмещающих отложений около боковых контактов ледяных жил циклично изменяется по разрезу. Так же циклично изменяются фациальный состав и строение отложений в разрезе и по простиранию (от центра полигона к боковым контактам ледяных жил).

Цикличность криогенного строения особенно выражена в разрезах отложений внутренней зоны поймы, где скорость их накопления была велика. Высокая льдонасыщенность суглинистых оторфованных отложений внутренней зоны поймы, полигонально-жильные льды, достигающие в этой зоне максимальной ширины, способствуют и оформлению здесь валикового рельефа, и быстрому повышению уровня поверхности. Скорость осадконакопления постепенно замедляется, а потом временно приостанавливается. Заболачиваются внутриполигональные водоемы, в них накапливается торф, выравнивается полигональный микрорельеф на одних участках и оживляется термокарст на других.

Внутриполигональные водоемы сливаются, когда активизируется термокарст, «ссыдаются» валики, образуются вторичные термокарстовые озера. Термокарстовая переработка создает над ледяными жилами полигональную систему термокарстовых канав, заполненных водой. Зимой вода замерзает, в канаву наматывается снег, образуется термокарстово-пещерный лед.

Самое главное в том, что, когда уровень поверхности поймы снижается термокарстом до уровня максимальных паводков, на ее поверхности вновь накапливаются осадки, которые затем промерзают, после чего активизируется рост ледяных жил. В разрезе эта ритмика отражается в цикличности криогенного строения, о которой уже говорилось ранее.

В разрезах отложений приречной зоны поймы эта цикличность выражена хуже. Здесь полигонально-жильный лед содержит много минеральных включений, часто жилы сложены ледогрунтом и имеют ярусную форму. Ширина их невелика, отчего невелики или вообще отсутствуют деформации вмещающих отложений около боковых контактов. Линзовидно- или волнисто-слоистые слабо гумусированные тонкие пески и супеси содержат как аллохтонную органику, так и вертикально ориентированные корешки трав, погребенные на месте своего произрастания. На поверхности приречной зоны поймы развит плоскополигональный рельеф или присутствует полигонально-валиковый рельеф в зачаточной стадии развития с полигональными валиками высотой в несколько сантиметров.

Классификация синкриогенных толщ

Каждый генетический тип отложений формируется в субаквальной или субаэральной обстановке. В субаквальной обстановке накапливаются отложения флювиального ряда — аллювий, озерные, морские, прибрежно- и лагунно-морские отложения. В субаэральной обстановке накапливаются элювий, склоновый ряд континентальных отложений — коллювий обрушения, сползания (солифлюкционные накопления) и смывания (делювий), пролювий, водно-ледниковые, эоловые отложения и автохтонные торфяники. Толщи этих отложений промерзают синхронно осадконакоплению, возникает криогенетический комплекс грунтовых толщ, который развивается при определенном сочетании режима осадконакопления и режима промерзания.

Выше были рассмотрены основные особенности классического проявления синкриолитогенеза, связанного со своеобразным режимом накопления аллювия в поймах рек. Это своеобразие — в сезонной и ежегодной смене режимов седиментации и промерзания:

- субаквальный режим осадконакопления — водная транспортировка грунтовых частиц, осаждение их, наслоение и накопление в виде осадка;
- субаэральный режим промерзания — превращение слоистого осадка в льдонасыщенную породу.

Возникшая таким образом толща мерзлых пород затем претерпевает довольно сложные криолитологические преобразования. В пределах деятельного

слоя она попеременно промерзает — оттаивает, структурируется до тех пор, пока сверху не накопится новый слой осадка, а нижний останется мерзлым. Лишь при переходе в вечномерзлое состояние, после сегрегационного и полигонально-жильного льдообразования, завершается процесс новообразования мерзлой породы в синкриогенной аллювиальной толще. Это *аллювиальный синкриолитогенез*. Важнейшая особенность его протекания заключена в сезонности субаквального режима осадконакопления (весна-лето) и субаэрального режима промерзания (осень-зима). Здесь осадок накапливается в водной среде, а промерзает на воздухе, после спада половодья.

Аналогичен ему по характеру проявления *озерный и озерно-аллювиальный синкриолитогенез*, при котором образуется криогенная толща осадков озерной поймы или поймы серии замкнутых и полужамкнутых водоемов, соединенных проточными артериями. Но заметим, что донные образования упомянутых акваторий возникают и промерзают в субаквальном режиме. Это уже *субаквальный озерный синкриолитогенез*. Эти типы синкриолитогенеза достаточно детально исследованы и являются классическими случаями его проявления в криолитосфере. Криогенное строение таких толщ отчетливо отражает не только ландшафтно-климатические условия их промерзания, но и литолого-фациальную принадлежность указанных генетических типов отложений.

В единообразном субаэральном режиме накопления отложений и их промерзания формируются элювиальные, солифлюкционные делювиальные синкриогенные толщи (мощностью до нескольких метров, иногда до 10...12 м), сложенные соответственно каменным крупнообломочным материалом и рыхлыми отложениями с примесью каменных обломков. Это *коллювиальный синкриолитогенез*.

Особо выделяется *торфяно-болотный синкриолитогенез* в торфяниках, накапливающихся на плакорах и в понижениях рельефа в субаквальной среде, а промерзающих — в субаэральной.

В природе Арктики на морском дне континентального шельфа, на материковой и островной суше, в горах и низкогорьях возможны иные варианты сочетания режимов осадконакопления и промерзания отложений, при которых складывается синкриогенная толща.

В субаквальном режиме осадконакопления и промерзания формируется синкриогенная морская толща донных отложений. Их новообразование происходит в пределах подводного берегового склона шельфа в открытой морской акватории — *морской синкриолитогенез*.

В приустьевых (эстуарных и дельтовых) частях открытой морской акватории развиваются процессы *эстуарно-дельтового синкриолитогенеза*.

В мелководной (глубиной моря до 10...15 м), постепенно обмелевающей прибрежной части морской акватории и в полужамкнутых морских заливах прибрежно-морские и лагунно-морские толщи отложений накапливаются в субаквальном режиме. Но промерзают они в ритмично меняющемся субаквально-субаэральном режиме приливно-отливной и сгонно-нагонной

зон низкой лайды — *прибрежно-морской и лагунно-морской* синкриолито-генез.

В субаквальной среде осадконакопления морских глубин мерзлые льдистые толщи пород возникают еще и от эндогенного источника охлаждения. Он обусловлен дроссельным эффектом расширения газов, мигрировавших из глубинных недр и поглощающих при расширении огромное количество тепла, — *эндогенно-диффузионный* синкриолито-генез.

При таком разнообразии способов формирования толщ необходимо классифицировать их по основным условиям и параметрам синкриолито-генеза — промерзания, синхронного осадконакоплению.

Автором настоящей книги была предложена классификация синкриогенных грунтовых толщ, представленная на рис. 6.3. В этой классификации синкриогенные толщи подразделены по способу их формирования в криолитосфере (промерзание синхронно осадконакоплению) как в настоящее время, так и в прошлом — в течение плейстоцена и голоцена. В этом классе по соотношению режимов среды формирования (среды осадконакопления и среды промерзания), в которой осадконакопление и промерзание пород толщи происходят или происходили в прошлом, выделены четыре подкласса синкриогенных толщ:

- толщи субаэрального осадконакопления и промерзания (сформированные в субаэральной среде осадконакопления и промерзания области денудации и сноса, области стабилизации сноса и аккумуляции);
- толщи субаквального осадконакопления и субаэрального промерзания;
- толщи субаквального осадконакопления и промерзания (в пресноводных и солоноводных акваториях области аккумуляции);
- толщи субаквального осадконакопления и субаквально-субаэрального промерзания.

Субаэральные и субаквальные синкриогенные толщи подразделены на типы и подтипы по генезису, фацальной принадлежности и литолого-фацальному составу основной части разреза слагающих отложений. *Каждый тип синкриогенной толщи соответствует типу синкриолито-генеза*, который определяется фацальной принадлежностью генетического типа отложений, подвергаемого промерзанию. Основные показатели теплового состояния, глубины промерзания и мощности грунтовых толщ могут быть отражены в их таксономическом виде, состоящем из подвидов синкриогенной толщи, выделенных по генетическим видам текстурообразующих льдов и ледяных или льдогрунтовых пластовых и полигонально-жильных залежей.

В этой классификации отражены особенности синкриолито-генеза, обусловленные формированием основных подклассов синкриогенных толщ пород. Промерзание, синхронное осадконакоплению, как в субаквальных, так и в субаэральных условиях неоднозначно проявляется криогенным породообразованием, формируя мощную криогенную толщу и микрорельеф ее поверхности. Особенности проявления синкриолито-генеза в целом рассматриваются нами в областях денудации, стабилизации денудации и аккумуляции, области аккумуляции, как это и предпринималось ранее А. И. Поповым.

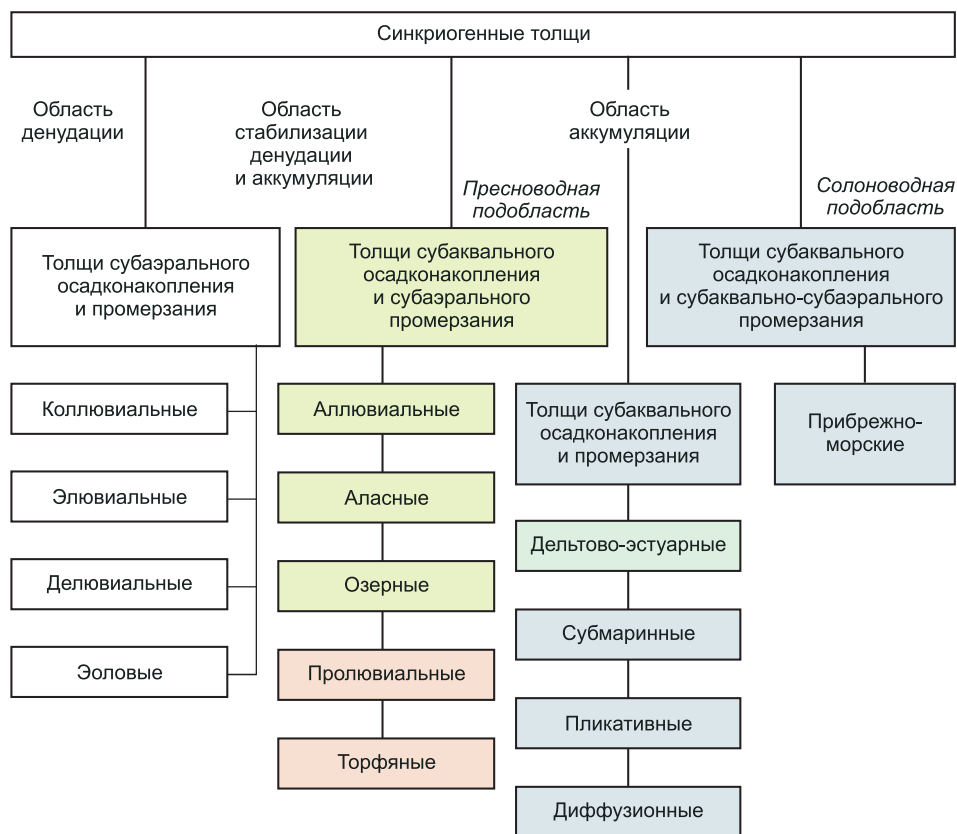


Рис. 6.3. Авторская классификация синкриогенных грунтовых толщ

В пределах двух первых областей всегда существовала субаэральная обстановка промерзания, синхронного осадконакоплению. Здесь при накоплении промерзают континентальные образования — элювий, коллювий и делювий; плакорные и плоскоповерхностные образования — торфяно-болотные (автохтонные торфяники), эоловые.

В субаквальных условиях области аккумуляции процесс промерзания, синхронный осадконакоплению, происходит не только снизу, от уже существующего мерзлого основания, когда промерзанием охватываются осадки, накапливающиеся на озерном и прибрежно-морском мелководье, в поймах рек, но проявляется и в донных осадках шельфа арктических морей на мелководьях, и при глубинах моря 40...50 и более метров.

К подклассу толщ субаэрального осадконакопления и промерзания относятся:

- в области денудации — толщи элювиальных отложений;
- в области стабилизации — толщи элювиальных, делювиальных, торфяно-болотных и эоловых отложений.

Механизмы осадконакопления, условия промерзания и льдовыделения в породах соответствуют элювиальному, коллювиальному, болотному, эоловому типам синкриолитогенеза.

К подклассу толщ субаквального осадконакопления и субаэрального промерзания в области аккумуляции (пресноводной подобласти) относятся толщи озерно-термокарстовых, аллювиальных и озерно-аллювиальных (прибрежных, пляжевых) отложений. Механизмы осадконакопления, условия промерзания и льдовыделения в породах соответствуют озерно-термокарстовому (аласному), аллювиальному и озерно-аллювиальному типам синкриолитогенеза.

К подклассу толщ субаквального осадконакопления и промерзания в области аккумуляции (солончковой подобласти) относятся толщи морского генезиса: субмаринные, пликативные, эстуарно-дельтовые, эндогенно-диффузионные. Механизмы осадконакопления, условия промерзания и льдовыделения в породах соответствуют субмаринному, пликативному, эстуарно-дельтовому, эндогенно-диффузионному типам синкриолитогенеза.

К подклассу толщ субаквального осадконакопления и субаквально-субаэрального промерзания в области аккумуляции (солончковой подобласти) относятся толщи прибрежно-морских отложений (подводного берегового склона, приливно-отливной зоны, низкой и высокой лайды). Механизм осадконакопления, условия промерзания и льдовыделения в породах соответствуют прибрежно-морскому и лагунно-морскому типам синкриолитогенеза.

Синкриолитогенез вне области аккумуляции отложений

Синкриогенные толщи в горных районах области денудации и сноса и на равнинах области стабилизации сноса и аккумуляции накапливаются в Арктике и Субарктике вне пределов акваторий. В них не проявляются характерные черты криогенного строения синкриогенной толщи, но отмечается особый комплекс породообразующих криогенных процессов, происходящих не в водной среде. В процессе накопления этой толщи не фиксируется отчетливая сезонная ритмичность, в криогенном строении редко присутствует полигонально-жильный лед. Назовем их *псевдосинкриогенными* образованиями, возникающими только при переходе нижней непротаявшей части деятельного слоя в вечномерзлое состояние в процессе аритмичного повышения дневной поверхности на узко локализованных участках субаэрального осадконакопления. Основание относить такие толщи к синкриогенным общее: накапливающийся осадок сверху и мерзлое основание толщи.

Вот некоторые примеры, в которых показана возможность относить эти толщи к синкриогенным образованиям.

В субаэральной среде синхронно осадконакоплению промерзают грубообломочные склоновые накопления в нижних по склону частях курумов, активные каменные глетчеры, особенно присклоновые. В основании склонов, где накапливается обломочный материал, его мощность начинает все

в большей и большей степени превышать глубину сезонного протаивания, и его толща насыщается льдом, приобретая высокую льдистость и базальную криогенную текстуру.

Базальный лед-цемент образуется при послойном промерзании гравитационных и конденсационных вод, которые в весенне-летнее время просачиваются и стекают в сезонно протаявшем глыбово-каменном массиве, а затем намерзают на кровле мерзлоты. Генезис гольцового льда — инфильтрационно-натечный. Летом при прогревании обломочного материала, слагающего курум, лед частично теряет прочность и вязкость, становится более пластичным и течет вниз по склону. К зиме движение приостанавливается. В разрезе фиксируется синкриогенная часть толщи курума, подстилаемая эпикриогенным основанием.

К классу синкриогенных толщ можно относить долинные, присклоновые, а также переходные формы каменных глетчеров, в которых исходный погребенный глетчерный лед постепенно замещается инфильтрационным льдом и фирнизированным снегом лавинных заносов, а также подпитывается подземными водами. При этом исходный моренный каменный материал пополняется рыхлыми обвальными-осыпными грунтами-наполнителями.

Например, присклоновые каменные глетчеры, встречающиеся на склонах троговых долин, сложены исключительно склоновым обломочным материалом, поставляемым осыпями, обвалами, лавинами и (иногда) курумами. Лед в них образуется при фирнизации лавинного снега, а также при инфильтрации и замерзании талых гравитационных вод в охлажденном крупнообломочном склоновом материале большой мощности (превышающей мощность деятельного слоя). Этот материал обычно имеет заметную пустотность. Образование летом сублимационного и инфильтрационно-натечного льда в охлажденном до отрицательных температур обломочном чехле приводит к формированию базальной криогенной текстуры с очень высокой льдистостью (35...60 %).

Коллювиальный синкриолитогенез. Обвалы массивов мерзлого грунта на обрывистых берегах рек, озер и морей, сложенных высокольдистыми толщами, приводят к погребению морского, озерного, речного льда и многолетних снежников. Обвалы крупных массивов мерзлого грунта — целых полигонов, зажатых между мощными синкриогенными ледяными жилами, представляют собой явление, обычное для севера Якутии и Западной Сибири, где древними синкриогенными толщами сложены приморские и межгорные субарктические равнины и впадины. На этих же обрывах быстрые солифлюкционные сплывы также способствуют погребению поверхностных льдов, как конжеляционных, так и снежных. В итоге образуется новая синкриогенная толща, сложенная склоновыми отложениями с погребенными ледяными залежами. В основании такой толщи залегает эпикриогенная толща пород.

Делювиально-солифлюкционный синкриолитогенез. Примером новообразования преимущественно тонкодисперсных синкриогенных склоновых накоплений являются мерзлые толщи в пределах обширных солифлюкционных террас.

При последовательном (из года в год) солифлюкционном натекании грунта в условиях стационарности (неизменности) глубины деятельного слоя одна пачка талого грунта накладывается на другую. Нарастает поверхность склона с образованием солифлюкционной террасы и, соответственно, нарастает мерзлота вверх в разрезе террасы. Так натечная солифлюкционная терраса закрепляется вечной мерзлотой.

В разрезе террасы непосредственно фиксируется механизм ее образования. Быстрое оплывание водонасыщенного грунта по поверхности террасы затормаживается вблизи ее фронтального уступа, где грунт теряет воду. Это четко зафиксировано в распределении льдистости в продольном разрезе террасы: она уменьшается вблизи фронтального уступа, хотя в основной части разреза солифлюкционных террас льдистость чрезвычайно велика. В разрезе террас хорошо видны подвороты и прорывы дернины, сопровождающиеся образованием в разрезе террас горизонтов и линз погребенных почв (как показано на рис. 4.9 в главе 4). Синкриогенный делювий и солифлюкционные образования обычно формируются в верхней части эпикриогенной толщи, сложенной разнообразными по составу грунтами в широком диапазоне влажности. Их криогенное строение определяется фациальной обстановкой места их накопления и промерзания в определенной части склона (табл. 6.1).

Торфяно-болотный синкриолитогенез. Торфяные массивы представляют собой образования современного торфяно-болотного комплекса, залегающего на всех геоморфологических поверхностях. Решающими в формировании основных криолитологических особенностей торфяных грунтов являются способ и условия их промерзания. П. И. Кашперюк выделял в Западной Сибири различные криогенные типы мерзлых торфяных массивов с условием, что в пределах эпикриогенных торфяных массивов можно найти небольшие по площади и по мощности (первые десятки сантиметров) участки (самые верхние горизонты торфяных залежей), где в настоящее время накопление торфяной залежи идет синхронно промерзанию. Элементы микро рельефа полигональных торфяников выражены очень слабо, но с четким полигональным рисунком в плане. Бугристые торфяники отличаются наибольшей расчлененностью торфяного массива по вертикали и в плане.

Наличие органических осадков — основная черта торфяного массива как криолитологического объекта. В криолитогенезе торфяной толщи главное — характер и условия промерзания торфяного массива, поэтому и различают их синкриогенный и эпикриогенный типы.

Вот некоторые особенности проявления торфяно-болотного синкриолитогенеза:

- водная среда осадконакопления, медленная скорость накопления осадка;
- биохимический механизм первичных преобразований осадка, прерываемый промерзанием на различной стадии этих преобразований и определяющий высокую водонасыщенность неминерального грунта, формирование таких его физических свойств (низкая теплопроводность, низкая прочность на разрыв и др.), которые обеспечивают интенсивное морозное

Криогенные текстуры делювиальных отложений
(по Е. М. Катасонову)

Таблица 6.1

№ п/п	Схематическая зарисовка крио- генных текстур	Толщина ледяных вклю- чений, мм	Название криогенных текстур	В каких породах, при каких условиях обра- зуется данная текстура	Название фаций, для которых характерна данная текстура	Влажность, % к сухой навеске
1		до 1	Тонкая, лин- зовидная	В мало увлажненных и равномерно увлажнен- ных суглинках	Фация крутых, мало обводненных, задернован- ных склонов	20–40
2		до 5–6	Крупная, линзовидная	В достаточно увлажненных суглинках	Фации пологих, мало обводненных, задернован- ных склонов	30–60
3		до 30–35	Полого- волнистая, сетчатая	В незаторфованных переувлажненных суглин- ках, супестьях, пылеватых песках	Фации пологих, сильно обводненных, незадерно- ванных и задернованных склонов	60–140
4		до 60	Поясковая (полосчатая)	В сильно переувлажнен- ных щебнистых суглинках	Фация заболоченных скло- нов	100–500 и более
5		до 20	Корковая	В продуктах разрушения коренных пород (ледяные чехлы)	Фация крутых и пологих склонов, сложенных скаль- ными породами	15–40

растрескивание промерзающего торфяника, полигонально-жильное льдообразование в нем, его пучение и пучение подстилающих грунтов и т. д.;

– отсутствие минеральной составляющей, в результате чего вода удерживается в органогенном грунте силами, исключающими ее миграционную подвижность в процессе промерзания торфяной толщи.

Синкриолитогенез в области аккумуляции отложений

К подклассу толщ субаквального осадконакопления и субэврального промерзания (пресноводная подобласть) отнесены осадки, которые накапливались в водных потоках с различной скоростью и ритмичностью, но промерзали в субэвральной обстановке.

Аллювиальный тип синкриолитогенеза

Процесс формирования мерзлой аллювиальной толщи напрямую связан с неотектоническим режимом территории, где расположена речная долина. В пределах территорий тектонического покоя в пойме речной долины накапливается так называемая *перстративная* аллювиальная свита. Ее мощность равна сумме средней глубины плесов и средней высоты паводков. В пределах неотектонического подъема территории формировалась *инстративная* аллювиальная свита сокращенной мощности, а на территориях неотектонического опускания в речной долине накапливалась *констративная* аллювиальная свита с повышенной мощностью аллювия. Например, в соответствии с представлениями А. И. Попова накопление едомной свиты в виде мощного констративного аллювиального образования объяснялось именно неотектоническим опусканием территории.

Констративная аллювиальная аккумуляция сопровождалась мощным полигонально-жильным льдообразованием на приморских равнинах восточной части евразийской Субарктики в период регрессии моря (по мнению Ш. Ш. Гасанова, С. А. Зимова, Г. Э. Розенбаум и др.).

Классический синкриолитогенез. В строении констративной аллювиальной едомной свиты выделены (с учетом схемы Е. В. Шанцера) разрезы трех видов, которыми представлен преобладающий литолого-фациальный тип отложений (рис. 6.4).

Первый вид — русловый аллювий, который накапливается в зоне узких поясов меандрирования древних рукавов многорукавного русла. Погребенные ледяные жилы в линзах пойменного аллювия расположены ярусами. Расходы воды в отдельных рукавах были невелики и не постоянны во времени, поэтому в зоне поясов меандрирования мелких рукавов ледяные жилы могли сохраняться под мелкими руслами, так как под ними не было глубоких и сквозных таликов (рис. 6.4, I Б). В зоне поясов меандрирования крупных рукавов ледяные жилы не сохранялись, так как под руслами располагались глубокие подрусовые талики. Признаком бывшего присутствия ледяных жил является ярусное расположение псевдоморфоз по ним (рис. 6.4, I А).

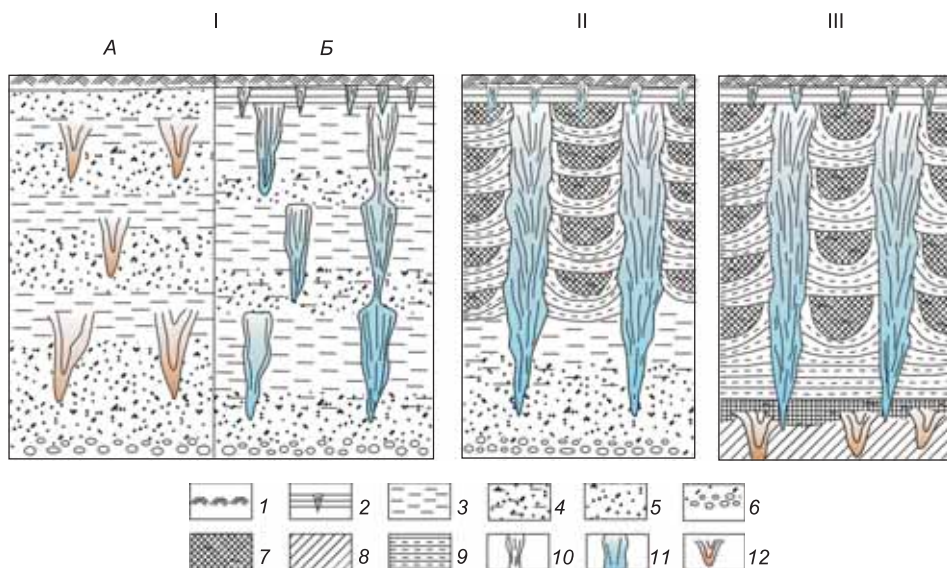


Рис. 6.4. Разрезы констративной синкриогенной аллювиальной свиты. Едома Лено-Колымской низменности (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

1 — дернина; 2 — льдистые алевроиты с эпикриогенными ледяными жилами; 3 — коричневые алевроиты; 4 — пылеватый песок; 5 — песок; 6 — галечник; 7 — торф; 8 — озерные или лагунные суглинки; 9 — темно-серые торфянистые суглинки; 10 — льдогрунтовые жилы и ледяные жилы с льдогрунтовым обрамлением; 11 — ледяные жилы; 12 — псевдоморфозы

Второй вид разреза констративной аллювиальной свиты — пойменный аллювий на обширных пространствах поймы между поясами меандрирования древних рукавов. Но основание разреза сложено русловым аллювием (рис. 6.4, II), в котором и закладывались жилы льда.

Третий вид — пойменный аллювий, подстилаемый отложениями более древнего возраста (рис. 6.4, III). Разрез этого типа формируется в периферических частях долин на пространствах наложенных пойм, где аллювиальные отложения едомной свиты залегают на осадках древнего аласного комплекса. Сниженные термокарстом участки междуречий затопливались половодьями, уровень которых постоянно повышался из-за поднятия дна рек в результате констративной аккумуляции отложений.

В строении едомной свиты и современных пойм Яно-Колымской низменности Г. Э. Розенбаум выделяет отложения фаций приречной и внутренней зоны поймы.

Отложения приречной зоны поймы представлены коричневыми незаторфованными алевроитами с вертикально ориентированными корешками травянистых растений, захороненных на месте произрастания, с тонкими прослоями и линзами растительного детрита. Слоистость отложений горизонтальная и линзовидно-волнистая, часто неясно выраженная. Криогенная текстура массивная, тонколинзовидная, порой линзы льда образуют сгущения

в виде «поясков». Реже всего встречается тонкослоистая криогенная текстура. Ширина ледяных жил, как правило, не превышает 3 м, в среднем 1,5 м. Жильный лед нередко загрязнен большим количеством минеральных примесей. Часто в разрезе наблюдаются погребенные на разных уровнях узкие (шириной до 20...50 см) ледяные жилки поздних генераций. В разрезе отложений этой фации присутствуют ледогрунтовые жилы и ледяные жилы с ледогрунтовым обрамлением боковых контактов. Деформации слоёв вмещающих отложений у боковых контактов ледогрунтовых и ледяных жил большей частью незначительны или вовсе отсутствуют. Для подобных разрезов характерно ярусное расположение ледяных и ледогрунтовых жил.

Отложения внутренней зоны поймы характеризуются четко выраженной цикличностью строения, выявленной А. И. Поповым:

- снизу темно-серые суглинки подфации обводненных полигонов;
- сверху линзы заиленного автохтонного торфа подфации заболоченных полигонов.

Линзы торфа выклиниваются по направлению к боковым контактам широких (до 5...8 м) ледяных жил. Торфяные линзы располагаются в несколько ярусов одна над другой и перемежаются с минеральными слоями (темно-серыми иловатыми суглинками). Каждая торфяная линза отмечает, что здесь располагалось внутрполигональное болотце, которое перекрывалось осадками в половодья, и зарастало торфом, когда прекращалось поступление полых вод на данный участок поймы.

Отложения фации внутренней зоны поймы отличаются высоким содержанием льда. У торфяных линз базально-массивная криогенная текстура, а темно-серые иловатые суглинки содержат мощные ледяные шпирь или «пояски» с базально-призматической криогенной текстурой. Между ледяными шпирями или «поясками» в грунте мелколинзовидная или мелкосетчатая криогенная текстура. Слои грунта деформированы около боковых контактов ледяных жил. При этом закономерный характер деформаций осадков и особенности строения самих контактов ледяных жил образуют отдельные ритмы, отражающие ход развития полигональных ледоминаеральных систем.

Древние мощные синкриогенные ледяные жилы в коричневых алевроитах тоньше, сильнее загрязнены минеральными включениями, чем ледяные жилы, заключенные в темно-серых суглинках с торфом. Боковые контакты ледяных жил в коричневых алевроитах более ровные, а деформации вмещающих отложений невелики или вовсе отсутствуют. Та же самая картина наблюдается в строении современных пойменных отложений с той лишь разницей, что ширина жил меньше в отложениях обеих фаций по сравнению с их аналогами в разрезе едомной свиты.

А. Д. Маслов в своих исследованиях подчеркивал, что ширина жилы поверху не зависит от литологического состава вмещающих грунтов (алевритов) и может резко меняться по разрезу. Деформации вмещающих отложений обычно распределяются в зоне морозобойного растрескивания. Только так, по-видимому, можно объяснить, почему иногда у широких жил нет деформаций, а у тонких есть — смещается зона морозобойного

растрескивания в зависимости от суровости климатических условий, а в более суровых и трещины появляются чаще и больше деформируются вмещающие жилу грунты.

Современные синкриогенные ледяные жилы в отложениях приречной зоны поймы отличаются мелкой зубчатостью боковых контактов. Часто субвертикальные слои внутри жильного льда выходят на боковые контакты жил на выступах — «плечиках» ледяных жил. П. А. Шумский считал это наиболее важным доказательством сингенеза. Но в большинстве случаев выступы боковых контактов образованы прозрачным темным льдом «каймы», так что субвертикальные ледяные слои упираются в лед «каймы». Характерной картиной является припаивание ледяных шлиров к плечикам ледяной жилы, причем ледяные шлиры отгибаются в разной степени вверх вблизи контактов ледяной жилы, наследуя первичную литологическую слоистость. По мнению Е. М. Катасонова, ледяные шлиры ориентированы по положению бывлой изотермической поверхности в основании слоя сезонного протаивания в полигонах. Образуются ледяные шлиры при промерзании пород этого слоя снизу. При этом ледяные шлиры припаиваются к краям верхней поверхности ледяных жил. Ледяные шлиры, припаянные к плечикам ледяных жил, могут, вероятно, быть показателем синхронного осадконакопления и льдообразования, хотя не все исследователи согласны с этим. Продолжение ледяных шлиров в теле синкриогенных жил наблюдал также и Ш. Ш. Гасанов.

Для боковых контактов мощных реликтовых синкриогенных жил едомной свиты мелкая зубчатость не характерна. В. И. Соломатин предполагал, что она здесь уничтожается или сглаживается многократными напряжениями сжатия, которые формируют режелационную кайму прозрачного льда вдоль боковых контактов и существенно перестраивают внутреннюю структуру льда жил.

Рост ледяных жил при констративной фазе аккумуляции. В условиях констративной фазы аллювиальной аккумуляции фациальные условия синкриолитогенеза длительное время сохраняются неизменными. Боковая миграция русел ослабевает, активное меандрирование сменяется распадом русла на многочисленные рукава. Соответственно, обширные участки низкой поймы типа соров продолжают наращиваться вверх в неизменной фациальной обстановке: фронтальный рост ледяных жил продолжается, продолжает увеличиваться их ширина, сопутствуя их росту вверх.

На низких пространствах приречной зоны поймы темпы осадконакопления неизменно высоки, а фациальная обстановка осадконакопления постоянна. В такой ситуации обеспечивается фронтальный рост ледяных жил, достигается их значительная ширина (до 3 м) без признаков деформаций вмещающих отложений (коричневых алевроитов фации приречной зоны поймы). Изогнутые слои мерзлых перекрывающих отложений во время весенне-летних паводков протаивали (при таком механизме фронтального роста ледяных жил), частично размывались или расплывались, поскольку торфяно-моховый покров отсутствовал на низких пространствах приречной поймы. Отогнутая вверх часть перекрывающих слоев замещалась вновь отложенными горизонтальными слоями и их новыми порциями. На боковых контактах

ледяных жил фиксировался лишь слабый изгиб перекрывающих отложений кверху, а ширина жил либо сохранялась неизменной, либо постепенно увеличивалась.

Но во внутренней зоне поймы интенсивность осадконакопления невелика, так как на ее поверхность поступают осветленные паводковые воды, оставившие бóльшую часть взвешенных наносов в приречной зоне поймы. Повторное морозобойное растрескивание расширяет ледяную жилу поверху, создавая значительные напряжения сжатия в жильно-полигональном блоке. Так образуются резкие деформации грунтовых слоев у боковых контактов ледяных жил.

Выжимаясь вверх, грунт образует высокие вторичные валики выжимания. В период сезонного протаивания оттаявший грунт наползает на голову жилы, а порой и перекрывает края внутриполигональных понижений. К следующему летнему сезону голова жилы оказывается перекрытой слоем грунта мощностью больше глубины сезонного протаивания. В итоге голова жилы отстает от подошвы слоя сезонного оттаивания и отделяется от него слоем мерзлого грунта, который затем рассекается молодыми ледяными «ростками». Валики выжимания оформляют поверхность полигонально-валикового рельефа. Осадки накапливаются здесь не равномерно на всей поверхности, а в основном во внутреннем пространстве полигонов.

Рост ледяных жил при перестративной фазе аккумуляции. При высоком темпе осадконакопления в приречной зоне поймы горизонт морозобойного растрескивания быстро смещается вслед за поднимающейся поверхностью. В силу этого прирост ширины жил в результате внедрения вертикальных элементарных жилок не настолько велик, чтобы вызвать деформации вмещающих осадков. Появляется возможность фронтального роста жил, поскольку их объем увеличивается за счет массы льда, застывающей на фронтальной поверхности жилы. Ширина жилы по мере ее вертикального роста увеличивается при внедрении в ее тело новой вертикальной элементарной ледяной жилки.

Пойменный аллювий накапливается быстро, заметно увеличивается относительная высота участков низкой поймы, и при активной боковой миграции русла эти участки переходят из приречной во внутреннюю зону поймы. Фациальная обстановка изменяется: замедляется скорость осадконакопления, утоньшается состав накапливающихся осадков, замедляется прирост жил вверх. Фронтальный рост жил почти полностью прекращается, но они расширяются новыми элементарными ледяными жилками. При замедленном темпе осадконакопления зона морозобойного растрескивания чрезвычайно медленно смещается вверх вслед за поднимающейся поверхностью. На каждый горизонтальный уровень осадка приходится большее количество элементарных ледяных жилок, и вмещающие породы не только уплотняются и сжимаются, но и выжимаются вверх, а на поверхности образуются высокие вторичные валики (валики выжимания), оформляя на поверхности полигонально-валиковый микрорельеф (рис. 6.5).

Особенности аллювиального синкриолитогенеза. Условия развития полигонально-жильных льдов и характер полигонального рельефа неодинаковы

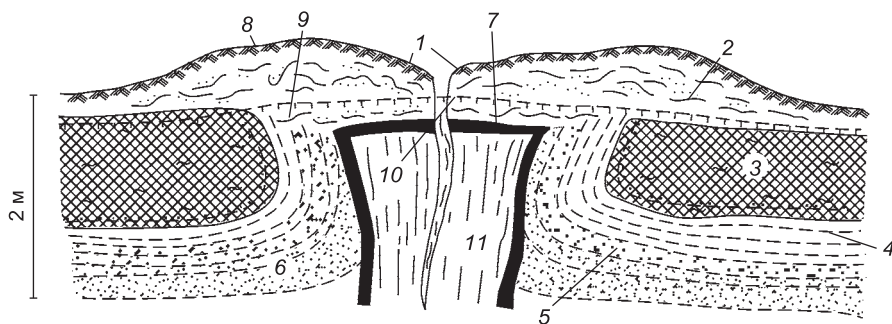


Рис. 6.5. Деформации выжимания около боковых контактов растущих ледяных жил (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

1 — валики выжимания (вторичные); 2 — выжатый материал, деформированный в деятельном слое; 3 — заиленный торф; 4 — суглинок; 5 — переслаивание песка и алевролита; 6 — режеляционная кайма; 7 — горизонтальная линза прозрачного льда без признаков вертикальной полосчатости; 8 — дернина; 9 — кровля вечной мерзлоты; 10 — молодой росток ледяной жилы; 11 — ледяная жила

на разных участках современных пойм. На прирусловых отмелях, переходящих в пойменную поверхность, в полигональном рельефе видны лишь узкие поперечные к реке трещины, фиксируемые полосами растительности на голой поверхности. Под трещинами расположены одиночные элементарные ледяные, изначально-грунтовые или льдогрунтовые жилки. Последние представляют собой систему пересекающихся элементарных ледяных жилок, разделенных полосами ледогрунта, образованного тонкими шликерами льда, параллельными друг другу и боковым контактам элементарных ледяных жилок.

На приподнятых дренированных участках приречной зоны поймы отчетливо видна сеть плоских полигонов с узкими канавками-трещинами над ледяными жилами. Валики отсутствуют. Ледяные жилы растут вверх и в ширину в результате внедрения вертикальных элементарных ледяных жилок, но существенно не расширяются из-за высокой скорости осадконакопления. Периодически подошва деятельного слоя не достает до оплавленной головы жилы, как бы отрываясь от нее. Над головой жилы промерзает накапливающийся осадок. Вслед за этим морозобойно растрескивается приросший над головой жилы слой мерзлых пород. Вновь образовавшиеся трещины проникают в тело погребенной жилы, образуя над нею новый «росток».

Изменение интенсивности осадконакопления, отраженное в смене литологического состава накапливающихся отложений, — не самое главное в образовании характерной ступенчатости ледяных ростков, приводящей к появлению мелкой зубчатости строения боковых контактов ледяных жил. Главная роль принадлежит климатической ритмике — короткопериодным климатическим изменениям, которые ритмично изменяют глубину сезонного протаивания в условиях продолжающегося осадконакопления на поверхности.

Тот же самый механизм определяет всю картину криогенного строения синкриогенной толщи. Вертикальный прирост ледяных жил происходит

не постепенным и последовательным закреплением элементарной ледяной жилки в приросшем из-за осадконакопления слое мерзлой породы, как это утверждал Б. Н. Достовалов. Жила прирастает в высоту скачкообразно и периодически: сначала накапливается слой осадка на оплавленной ранее голове ледяной жилы. При ритмичном сокращении толщины деятельного слоя слой осадка замерзает над жилой, а в этом приросшем мерзлом слое закладывается новый молодой ледяной росток.

А. Д. Маслов, исследуя молодые ступенчатые ростки синкриогенных ледяных жил, выяснил, что ступенчатые ледяные жилы представляют собой пирамиду из отдельных звеньев (ростков), каждое из которых эпигенетично (эпихронно. — Ю. Б.) по отношению к вмещающим его отложениям. Он отмечал, что вся ледяная жила в целом, образованная эпигенетическими звеньями, сингенетична (синхронна) по отношению ко всей вмещающей ее толще осадков.

В своей работе, посвященной особенностям криолитогенеза аллювиальных равнин, А. И. Попов отмечал, что «...одинаковый фациальный состав пойменных осадков, выдержанный иногда на десятки метров по вертикали, доказывает, что формирование всей толщи происходило при неизменном... пойменном режиме, что каждый слой в свое время был отложен в половодье на полигональной поверхности поймы и что последняя перемещалась все выше и выше».

В отличие от классической теории А. И. Попова Ю. К. Васильчук в своей модели циклического роста синкриогенных полигонально-жильных льдов отмечал возможность не столь уж однородного и неизменного режима аллювиального осадконакопления. В строении аллювиальных, озерно-термокарстовых, прибрежно-морских толщ с многоярусными жилами льда он выделял одни и те же грунтовые триады (1, 2, 3 на рис. 6.6), которые периодически, т. е. циклично, встречаются на разных высотах в толщах позднелейстоценовых террас.

Ю. К. Васильчук рассматривает процесс сингенетического (синхронного. — Ю. Б.) формирования мощных ледяных жил не как процесс непрерывного формирования льда, а как пульсирующий — циклический процесс накопления осадков независимо от климатических ритмов потеплений или похолоданий. Цикличность проявляется при неоднократно повторяющейся смене режима осадконакопления (см. рис. 6.6) на поверхности полигонального массива — субаэрального и супрааквального (когда поверхность полигонального массива поймы заливаются водой не более чем на 1,0...1,5 м).

Ю. К. Васильчук считает, что рост полигонально-жильных льдов происходил в условиях четкой смены субаквального режима осадконакопления субаэральным. Смена субаэрального режима субаквальным связывается с подпруживанием небольших рек, подтоплением пойм, опусканием побережий морей, заливов и губ, образованием запруд или обширных соров и т. д.

Ю. К. Васильчук выделил шесть основных типов циклического осадконакопления по его скорости (медленное и быстрое) и по длительности чередования его ритмов (частое, среднее и редкое). Этим типам развития полигонально-жильных комплексов соответствуют определенные типы строения ледяных жил и полигонально-жильных комплексов в целом (рис. 6.7).

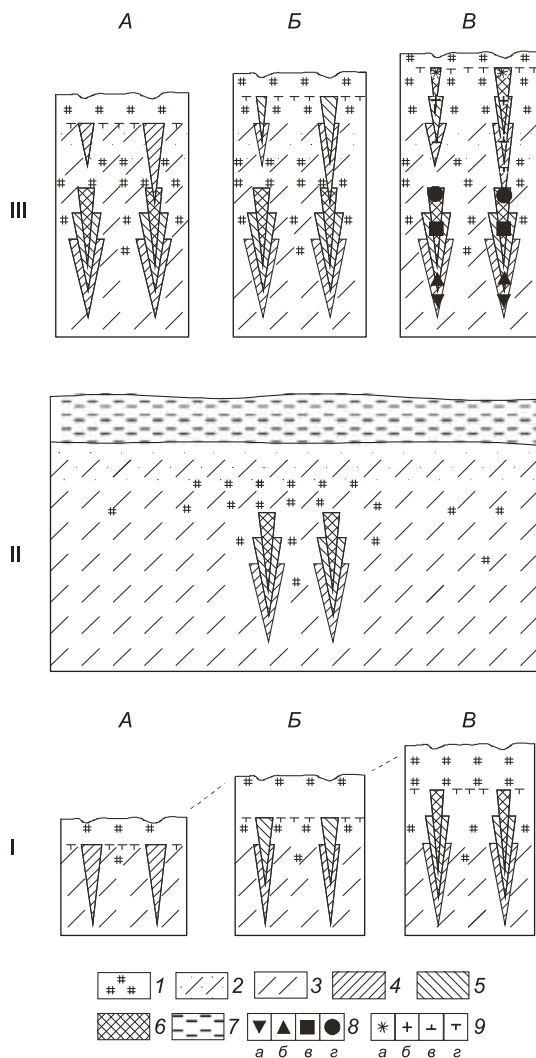


Рис. 6.6. Модель макроциклического формирования сингенетических повторно-жильных льдов (по Ю. К. Васильчуку):

А, Б, В — положение поверхности поймы; I–III — фазы развития; 1 — торф; 2 — супесь с песком; 3 — супесь; 4–6 — жильный лед ранней (4), средней (5) и поздней (6) фаз развития; 7 — вода (озеро, река, губа и т. д.); 8 — принципиальный отбор образцов из жил первой субэдральной фазы; 9 — принципиальный отбор образцов из жил второй субэдральной фазы

В процессе медленного осадконакопления с частой сменой ритмов осадконакопления (см. рис. 6.7, I) формируются узкие жилы льда, которые образуют многоярусную систему с относительно слабо выраженными плечиками на контакте жил с вмещающими породами. При медленном осадконакоплении со средней и редкой сменой его ритмов (рис. 6.7, II, III) формируются мас-

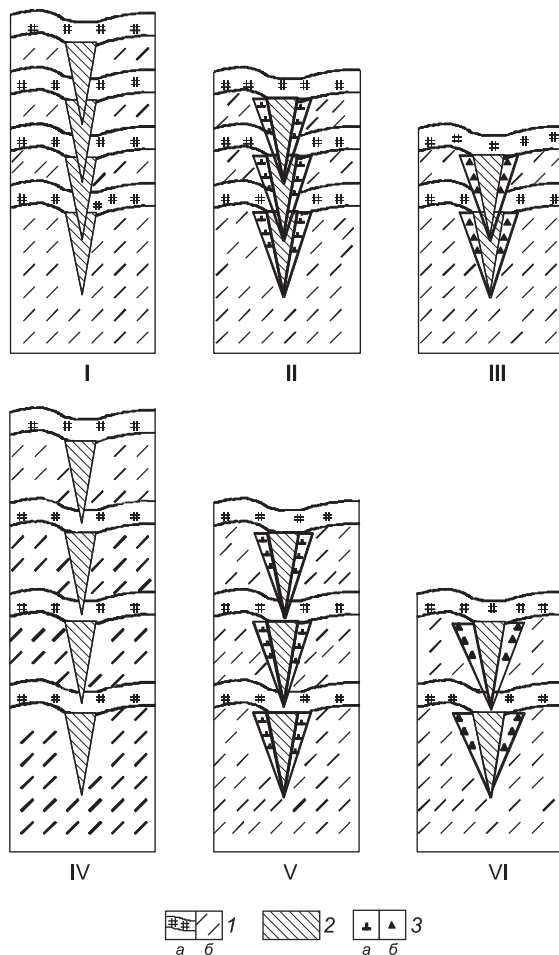


Рис. 6.7. Модель формирования полигонально-жильных систем различного строения, связанного с различиями в скорости осадконакопления и темпов чередования ритмов осадконакопления (по Ю. К. Васильчуку):

I–III — медленное осадконакопление при частой (I), средней (II) и редкой (III) смене ритмов осадконакопления; IV–VI — быстрое осадконакопление при частой (IV), средней (V) и редкой (VI) смене ритмов осадконакопления; 1 — грунты, вмещающие жилу (схематично) (а — субаэральные, б — субаквальные (супрааквальные)); 2 — жильный лед; 3 — часть жильного льда, прирастающего в течение более длительного субаэрального периода (а — при средней, б — при частой смене ритмов осадконакопления)

сивные транзитные клинья, причем в третьем варианте дополнительное пластичное выдавливание льда жил (о котором ранее сообщали В. Н. Конищев и А. Д. Маслов) нередко приводит к формированию широких сравнительно столбообразных клиньев с выраженными, но дислоцированными плечиками.

При быстром осадконакоплении с частой сменой ритмов осадконакопления (рис. 6.7, IV) образуется многоярусная полигонально-жильная система,

в этом случае хвосты вышележащих жил часто могут не достигать голов жил нижних ярусов.

При быстром осадконакоплении со средней и редкой сменой его ритмов (рис. 6.7, V и 6.7, VI) формируется многоярусная система, причем в последнем случае выдавливание льда жил поднимает уровень голов жил нижних ярусов и поэтому здесь чаще формируется хорошо выраженная многоярусная система клиньев, сливающаяся в одну транзитную жилу.

При частой смене ритмов и относительно высокой скорости субаквального осадконакопления (рис. 6.7, I, IV) формируются прерывистые по вертикали ярусные системы жил, и часто можно встретить погребенные жилки в толще. При более медленном осадконакоплении, а тем более еще и при длительном периоде интенсивного субаэрального роста жил образуются мощные столбообразные (иногда называемые транзитными) синкриогенные ледяные жилы.

В отличие от А. И. Попова Ю. К. Васильчук утверждает, что формирование синкриогенной толщи имеет циклический характер независимо от стабильности и нестабильности климатических условий. Но здесь заметим: циклический режим аллювиального осадконакопления — субаквальный режим накопления осадков в половодье (весна-лето), субаэральный режим их промерзания (осень-зима). Циклично изменение климатических условий — 11, 22, 40-летние (и более длиннопериодные) климатические ритмы, которые определяют, будет ли ряд полноводных лет, будет ли ряд засушливых лет, будет ли ряд холодных зим, будет ли ряд снежных затяжных зим и т. д.

Поэтому рост полигонально-жильной системы нужно рассматривать на фоне соотношения режима промерзания и режима осадконакопления. А скорость осадконакопления фиксируется только в фациях аллювия: русло, прирусловая отмель (высокая скорость); низкая пойма регулярного половодья, частого половодья, редкого половодья (средняя скорость); высокая пойма частого половодья (низкая скорость) и редкого половодья (очень низкая скорость). Старичный аллювий накапливается с аномальными скоростями и в иной среде, там водный поток недвижим. В каждой фации аллювия фиксируется скорость промерзания, определяемая климатической характеристикой года, многолетнего цикла, многовекового цикла. И ледяной клин в каждой фации растет быстро (если этот цикл холодный) или медленно (если цикл теплый), или не растет (в любом цикле, при любой скорости осадконакопления). Поэтому недостаточно объяснять причину ярусности полигонально-жильных систем только различными скоростями осадконакопления, не учитывая параметров промерзания.

В модели Ю. К. Васильчука детализируется процесс полигонально-жильного льдообразования, синхронного осадконакоплению. Это ее геологическая, литолого-фациальная часть, из которой следует, что в периоды субаэрального развития массива формируются преимущественно оторфованные слои, а жилы растут преимущественно в ширину. В периоды субаквального развития массива накапливаются слои песков, супесей и глин, а рост жил прекращается или замедляется, и в последнем случае ледяные жилы нарастают вверх.

Термокарстово-озерный тип синкриолитогенеза

На дне аласных котловин Северной Якутии широко распространены озера, «травяные речки» и другие вторичные водоемы, которые весьма подвижны, внезапно появляются и исчезают, превращаются в полигональные болота, распадаются на части или сливаются друг с другом. Эти котловины — весьма специфические депрессии на аккумулятивной поверхности, образующие термокарстовый (аласный) рельеф.

Термокарст обычно отождествляется с проседанием оттаявших пород, с вытаиванием подземных льдов. В эволюции рельефа территории распространения льдистых многолетнемерзлых пород термокарст представляет собой сочетание сложно чередующихся в пространстве и времени динамико-геологических процессов, вызванных вытаиванием подземных льдов. В нем процессы выветривания, денудации, осадкообразования формируют четко определенные мезоформы земной поверхности и соответствующие им генетические типы отложений.

Образование аласных (термокарстовых) котловин с характерными аласными отложениями — это термический процесс просадки протаивающих пород и их оползания, ускоряющий вытаивание подземных льдов. Термокарст — геологический процесс, характерный только для области распространения вечной мерзлоты, который выражается в разработке специфических западинно-котловинных форм рельефа (рис. 6.8).

Аласные отложения Е. М. Катасонов выделяет в особый генетический тип с определенным соотношением фаций осадков озер, вторичных или остаточных водоемов, конусов выноса, присклоновых делювиальных шлейфов, заболоченных ложбин и т. д. Эти отложения неотделимы от котловин, в которых они формируются и промерзают, что накладывает определенный отпечаток на их состав и криогенное строение.

П. А. Соловьев тщательно исследовал отложения термокарстовых котловин Центральной Якутии.

Дюёдя — котловина с четко выраженными бортами, с бугристым микро-рельефом дна и склонов (по П. А. Соловьеву). В настоящее время одни из них на начальном этапе развития обводнены, другие находятся в состоянии стабилизации, третьи — на грани перехода в стадию *тымпы* — котловины с плоским или слабовогнутым дном, под которым подземные льды вытаяли.

Молодая дюёдя имеет поперечник в первые сотни метров и глубину 2...4 м, неровное дно. Центральная часть днища слегка приподнята, вспучена. Вдоль борта прослеживается заполненное водой понижение, на дне которого видны выпуклые полигоны. Глубина подводных канав, разделяющих полигоны, достигает 1,0...1,5 м; ширина в среднем 1,5 м. Стенки их покрыты густой водной растительностью. В канавах накапливаются осадки — формируются земляные жилы субаквального заполнения.

Зрелый алас (по определению П. А. Соловьева) имеет устойчивые борта, дно осложнено мелкими или крупными буграми пучения (булгунняхами) высотой до 6...7 м, окруженными неглубокими водоемами без морозобойных трещин и полигонов на дне.

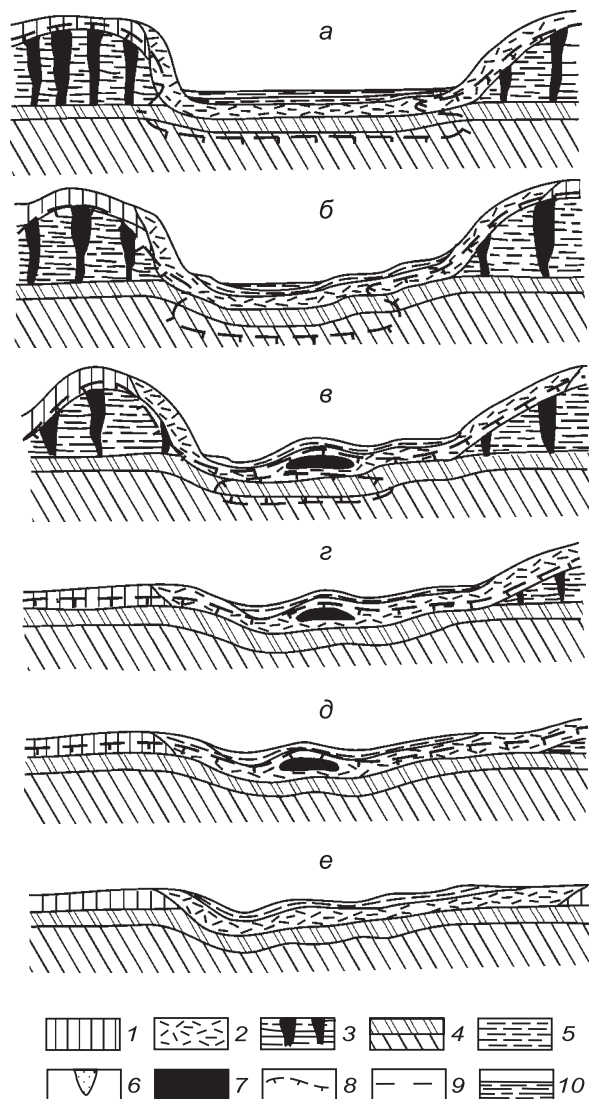


Рис. 6.8. Схема строения термокарстовых форм аласного рельефа, соответствующих последовательным стадиям их развития (по П. А. Соловьеву):

a — элементарный алас; *б* — сложный алас; *в* — зрелый алас; *г* — краевой алас; *д* — хону; *е* — реликтовая послеаласная котловина; 1 — покрывающий суглинок в первичном залегании и слабо перемещенный при развитии термокарста; 2 — покрывающий суглинок и отложения ледового комплекса, перемещенные и частично переотложенные при развитии термокарста; 3 — ледовый комплекс (клиновидные жилы повторно-жильного льда и вмещающие суглинки, алевроиты, алевроитистые супеси); 4 — отложения, подстилающие ледовый комплекс; 5 — озерные, озерно-болотные аласные отложения; 6 — отложения, выполняющие псевдоморфозы по жильным льдам; 7 — инъекционные и сегрегационные льды булгуниахов и площадей пучения; 8 — поверхность многолетнемерзлой толщи; 9 — уровень поверхности; 10 — озерная вода

Мерзлые отложения простого аласа обычно представлены сизовато-серыми илистыми суглинками и супесями с прослойками растительного детрита и отдельными обломками веток толщиной до 4...5 см, с мелкими (0,5 см) тонкостенными раковинами моллюсков и остатками камыша. Осадки центральной и краевой частей аласа преимущественно глинисто-пылеватые и песчаные, тонко- и мелкозернистые. Они содержат мало (0,04...0,08 %) воднорастворимых солей, имеют обычное для синкриогенных водных осадков криогенное строение. В верхней части разреза густая сеть мелких ледяных линзочек толщиной до 1 мм свидетельствует о промерзании неуплотненных илов. В среднем и нижнем интервалах разреза преобладают более крупные ломаные часто косоориентированные шлиры, указывающие на то, что промерзали более уплотненные осадки, слагавшие талик, промерзавший сбоку и сверху, со стороны козырька мерзлых пород.

Отложения аласа обычно не содержат ледяных жил. В них широко представлены инъекционные и инъекционно-сегрегационные льды, образующие ядра булгунняхов. Плоские бугры сложены породами с ледяными шлирами толщиной 2...8 см. Крупные булгунняхи состоят из нескольких слоев прозрачного льда толщиной 1,5...2,0 м, которые вместе с разделяющими их льдистыми породами образуют толщу мощностью более 10 м. Лед содержит незначительное (0,2 г/л) количество гидрокарбонатных натриево-магниевых солей.

В строении сложного аласа выделяются:

- озерная пойма — низменные, занятые осоковым лугом и камышовыми зарослями острова и участки, окаймляющие аласные водоемы;
- высокая надпойменная поверхность, приподнятая на 2...3 м выше уреза воды, с глубоко вдающимися в озеро полуостровами;
- присклоновая поверхность с мелкими просадочными озерками и конусами выноса в устье оврагов.

Современные отложения озерной поймы сходны с породами ледового комплекса по гранулометрическому составу, насыщенности органическим веществом и содержанию воднорастворимых солей. В разрезе озерной поймы преобладают осадки неглубокого, постепенно мелевшего озера, сходного с тем, которое существует в настоящее время. Эти осадки слагали талик и, судя по присущим им криогенным текстурам, промерзали сбоку синхронно с осадко-накоплением и сверху со стороны козырька многолетнемерзлых пород.

В разрезе высокой надпойменной поверхности верхний горизонт — суглинистый, а нижний — супесчанистый. Ближе к борту аласа преобладают супесчаные, вверху — косослоистые отложения, а в удалении от склона — темные, пестроокрашенные и пятнистые суглинки и супеси, обогащенные органическими соединениями. Таковы общие черты строения рассматриваемых отложений. Криогенное строение их довольно однообразно. В пестро- и пятнистоокрашенных породах наблюдаются линзовидные, в водных осадках — косые криогенные текстуры. В перекрывающих илах отмечаются ломаные косые линзы льда. Залегающие непосредственно под сезонно протаивающим слоем водные илы характеризуются тонкими линзочками льда, образующими микросетчатую криотекстуру. Все это указывает на синхронное промерзание

осадков, которое осложнялось периодическим протаиванием под многократными мелевшими и осушавшимися водоемами. В рассматриваемых отложениях не обнаружено ни ледяных жил, ни возможных следов их — псевдоморфоз или крупных пустот реликтовых полигонов.

Микростроение аласных отложений. Специфическое микростроение аласных отложений объясняется специфическим микростроением, обусловленным процессами кристаллизации и вытаявания льда в ходе промерзания-протаивания. Различают сравнительно крупные отдельности (до нескольких миллиметров), криогенные микропустоты, а также следы сортировки минеральных частиц. Названные криогенные элементы микростроения пород накладываются на их первичное строение, приобретенное до промерзания осадка в ходе седиментации и диагенеза. Выделяют следующие элементы микростроения.

1. Слойчатые (микрослоистые) текстуры, возникающие при сортировке осаждающегося материала. Они типичны для водных осадков, обогащенных глинистыми минералами и тонкодисперсной органикой.

2. Словатые текстуры, формирующиеся при ориентировании частиц, осаждающихся в водной среде, свойственны супесчанистым грунтам.

3. Коагуляционные микроагрегаты простого и сложного строения в осадках суглинистого состава. Первые (размером 0,005...0,010 мм) состоят из глинистых минералов, гидроокислов железа, органических соединений. Агрегаты сложного строения (размером до 0,25 мм) состоят из агрегатов первого типа и обломочных частиц, связанных коллоидными частицами. Агрегаты с коагуляционными связями имеют округлую и овальную формы. Между ними остаются межагрегатные поры, встречаются обломочные зерна.

4. Микростяжения и микроконкреции образуются кристаллизацией аутигенных минералов (окислов, сульфидов и фосфатов железа, карбонатов). Благодаря прочности кристаллизационных связей эти структурные элементы могут переотлагаться и, как правило, не разрушаются при диспергации проб. Они обнаруживаются в пылеватых и песчанистых фракциях пород.

5. Кольцевидные микротекстуры — скопления минеральных зерен, образующиеся при криогенной сортировке частиц суглинистых грунтов при многократном промерзании-протаивании. Алеврито-песчанистые зерна слабо сцементированы или совсем не сцементированы глинистыми частицами.

6. Микропустоты на месте вытаявшего льда. В шлифах чаще всего наблюдаются параллельно ориентированные щелевидные пустоты. В сильно агрегированных породах они имеют сложную форму и повторяют контуры агрегатов.

7. Криогенные отдельности (комки) размером от 1...2 мм до нескольких сантиметров образуются при сегрегационном льдовыделении, имеют ровную уплотненную поверхность, слегка окисленную. Глинистые частицы в наружной части этих агрегатов обнаруживают оптическую ориентировку.

Перечисленные элементы микростроения образуются по разным причинам. Слойчатые (микрослоистые) и словатые текстуры являются чисто седиментационными. Коагуляционные микроагрегаты простого и сложного

строения образуются в талых осадках и при их промерзании. Структурные элементы, связанные с кристаллизацией аутигенных минералов, своим появлением обязаны диагенетическим процессам. Три последних структурных элемента — кольцевидные микротекстуры, микропустоты и комки — являются криогенными. Они наблюдались и в аласных отложениях, и в породах ледового комплекса.

А. Д. Маслов отмечал, что аласные котловины, широкие и разветвленные, простираются на десятки километров и постепенно переходят одна в другую незаметными и малоподвижными канавообразными руслами, заросшими густой травой. Наличие таких русел показывает, что существует сток воды и соответствующий базис эрозии. Стоком выносятся немалая часть минерального материала за пределы первого аласного очага. В свою очередь закладываются соседние новые очаги выноса рыхлого материала. Постепенно базис эрозии где-то поднимается и аласообразование затухает. Алас стареет. Обычно развитие аласа и всей сети котловин продолжается до соединения с речным руслом, уровень которого становится окончательным базисом эрозии аласной системы котловин.

Особенности развития термокарстово-озерного (аласного) типа синкриолитогенеза. Аласные котловины и их отложения несут в себе информацию о развитии термокарстового рельефа во времени. Единственной непосредственной причиной возникновения любых термокарстовых понижений является скопление воды застойных водоемов на поверхности, в разрезе которой имеются залежи подземных льдов. Причины расширения термокарстовых котловин различаются в зависимости от того, в гумидной или аридной обстановке образуются аласы, а также от стадии развития данной котловины.

Главный фактор расширения котловин в условиях гумидного криолитогенеза — термоабразивная деятельность озер и их подвижность. Об этом свидетельствует преобладание среди аласных отложений водных осадков. В засушливых районах, где днища котловин заняты периодически мелеющими и высыхающими остаточными водоемами, аласы расширяются в субаэральной обстановке. Овражная эрозия и плоскостной смыв «съедают» и отодвигают борта котловин, образуя их присклоновую часть — своеобразный ледовый комплекс. На субаэральное расширение термокарстовых котловин Центральной Якутии указывает широкое развитие на дне их пролювиальных отложений конусов выноса.

Общей причиной начала образования термокарстовых котловин в пределах той или иной поверхности является переход этой поверхности из аккумулятивной в денудационную, когда осадконакопление на ней прекращается.

В строении термокарстовых котловин отмечается важная особенность: пески под аласными отложениями залегают в одних случаях выше, в других значительно ниже их первоначального положения на межаласье.

Осадки днищ термокарстовых котловин формируются при переотложении пород ледового комплекса. Они состоят в основном из пылеватых частиц с постоянным содержанием органического вещества. Особенности их состава,

криогенного строения, фациальная пестрота или однородность определяются стадией развития котловин, в которых они формируются.

Аласный синкриолитогенез (по мнению Е. М. Катасонова и Н. Н. Романовского) в засушливых климатических условиях проявляется иначе, чем формирование однотипных отложений в северных районах, где обстановка всегда была влажной.

Во-первых, на севере озерные фации аласных отложений всегда образуют единый сильнольдистый горизонт с четкими косыми криогенными текстурами; а в Центральной Якутии эти фации нередко чередуются, замещаются по простиранию другими слабольдистыми осадками, содержат остатки камыша.

Во-вторых, верхний ярус аласных отложений в арктической тундре представлен автохтонным торфом и заторфованными суглинками с комьями дернины, т. е. фациями торфяных болот и вторичных водоемов. Для аласов же в лесостепях Якутии характерны отложения остаточных водоемов и конусов выноса.

В-третьих, аласные отложения буквально переполнены ледяными жилами; а в районах с семиаридными условиями осадконакопления и промерзания эти отложения лишены их.

Термокарстовые котловины в настоящее время образуются везде, где имеются залежи подземных льдов, но кроме склонов, на которых не могут возникнуть застойные водоемы. Исключение представляют также аккумулятивные поверхности — поймы, дельты, конусы выноса, поскольку появляющиеся на них термопросадочные западины, как и первичные понижения, заполняются осадками.

Подкласс толщ субаквального осадконакопления и промерзания

В субаквальных условиях солоноватой подобласти отложения накапливаются и промерзают синхронно при наличии многолетнемерзлых пород в основании толщи. В пределах шельфа на арктическом побережье Евразии и Северной Америки современное новообразование мерзлых морских, прибрежно-морских и лагунно-морских отложений происходит в субаквальных условиях. В приглубой части подводного берегового склона (при глубине моря более 10...15 м) оно развивается при отрицательной температуре морских придонных вод на протяжении значительной части года или многих лет, а в пределах приливно-отливной зоны — сплошным (до дна) промерзанием этих вод зимой. Мерзлые породы мощностью до 3...5 м при аккумуляции осадков в первую очередь образуются под припайными льдами, залегающими непосредственно на дне основную часть года. Температура пород здесь снижается до -3...-4 °С. Нулевая изотерма, определяющая мощность слоя отрицательных температур, располагается на несколько десятков метров ниже поверхности дна, опускаясь в пределах низкой и высокой лайд до глубин не менее 100 м.

Развитие синкриогенной толщи происходит при периодической смене субаквального режима субаэральным в приливно-отливной зоне, а затем

и к почти полной смене его субаэральным в пределах низкой и высокой лайд.

Активное развитие синкриолитогенеза в плейстоцене и голоцене фиксируется по широкому распространению синкриогенной толщи на побережье Арктических морей. Здесь представлены преимущественно сильнолдитые песчаные, супесчано-суглинистые, глинистые и торфяные образования в верхней части разреза морских, лагунно-морских и прибрежно-морских отложений. Такие толщи мощностью до 3...5 м установлены в разрезах средне- и позднеплейстоценовых водораздельных равнин. Чаше они встречаются в разрезах морских и лагунно-морских террас побережья Карского моря, где их мощность достигает 10...12 м.

В субаквальной обстановке подводного берегового склона материкового шельфа осадки накапливаются при отрицательной температуре морской воды. Существование мерзлой толщи определяется температурой пород морского дна, их теплопроводностью и тепловыми потоками в них. Высокие отрицательные температуры (до $-1,8^{\circ}\text{C}$) и минерализация поровых растворов в донных осадках не препятствуют проявлению криогенных процессов, в том числе и льдообразования. Здесь мерзлые породы начинают формироваться не только с момента смерзания припайного льда с донными осадками прибрежного мелководья, но и при дополнительном охлаждении от массивов морской воды, охлаждаемых зимой на поверхности моря.

Морской тип синкриолитогенеза

На начальной стадии субаквального криолитогенеза донные морские осадки (подводного берегового склона) накапливаются, охлаждаются и локально промерзают. В охлажденной толще возникают неконсолидированные, отрицательнотемпературные, содержащие включения льда осадки, в которых только начинают проявляться диагенетические процессы. Мощность слоя осадков, где активно может протекать субаквальный криолитогенез, составляет несколько десятков метров.

В периоды позднеплейстоценовых регрессий Северного Ледовитого океана процессы субаквального криолитогенеза сменялись или дополнялись промерзанием пород в субаэральном режиме в более суровых климатических условиях охлаждения земной поверхности. При этом формировалась криогенная толща специфического строения, в котором чередовались монолитные, сцементированные льдом массивы твердомерзлых и пластичномерзлых грунтов, охлажденные грунтовые толщи и водоносные горизонты напорных криопэггов. Такие криогенные образования мощностью несколько десятков метров (вместе с подстилающими древними отложениями), с разнообразным криогенным строением отмечены в разрезах серии позднеплейстоценовых морских террас, ныне широко распространенных на побережье Северного Ледовитого океана.

В периоды трансгрессий толща мерзлых морских пород формировалась в субаквальном режиме. Эти толщи разрушались термоденудацией и термоабразией, резко изменялось их тепловое состояние. Однако в процессе

трансгрессивного поднятия уровня моря мерзлая толща, оказавшись на значительных глубинах, уже не подвергалась интенсивному воздействию. Сцементированные льдом реликтовые монолитные толщи сохраняются вблизи побережий и на некотором удалении от них, залегая до глубин моря в несколько десятков метров. Поверх них и вне их расположения вновь формируются мерзлые породы.

Ранее предполагалось, что осадки, формирующиеся в арктических морях на глубинах более 2...3 м, находятся в немерзлом состоянии, поскольку донные отложения охладились до отрицательных температур без льдовыделения, что лишь способствовало сохранению реликтовых мерзлых толщ, залегающих глубже. Ныне бурением и геофизическими исследованиями донных отложений шельфа полярных морей вскрыты и исследованы льдонасыщенные мерзлые толщи, залегающие на расстоянии в десятки километров от берега при глубинах дна до 100...120 м. Мощности льдистых мерзлых пород измерены десятками метров. Это показывает, что субаквальный криолитогенез все-таки охватывал толщу морских осадков на глубинах моря, значительно превышающих толщину припайных льдов.

Условия проявления морского синкриолитогенеза. Субаквальный синкриолитогенез контролируется температурой морской воды у поверхности дна и теплопроводностью донных пород, а также в значительной мере тепловыми потоками из недр Земли. Долговременное существование слоя морской воды с отрицательной температурой приводит к развитию субаквального синкриолитогенеза как самостоятельного природного процесса в развитии криолитосферы.

Температура донных отложений и придонных слоев воды. Температурный режим современных субаквальных отложений арктических морей связан с сильным зимним охлаждением и слабым летним прогревом водной толщи. Вертикальная зимняя циркуляция вод продолжается до тех пор, пока продолжается охлаждение. В результате зимнего охлаждения и последующего летнего прогрева создается холодный промежуточный слой — временно или постоянно. Температура холодного промежуточного слоя может быть сравнительно высокой и очень низкой, близкой к точке замерзания. Там, где она опускается до температуры замерзания поровой влаги засоленного грунта и ниже, в донных грунтах выделяется лед.

Среднегодовая температура верхнего горизонта донных отложений практически полностью соответствует температуре придонного слоя воды. Согласно материалам Л. А. Жигарева, в арктических морях восточного сектора российской Арктики прослеживается четкая зависимость этой температуры от глубины моря. Минимальная отрицательная температура наблюдается у поверхности акватории.

С глубин моря 16...18 м толща воды имеет уже устойчивую отрицательную температуру до глубины 30...35 м, где достигает минимума $-1,6...-1,8^{\circ}\text{C}$. В интервале глубин от 30...35 до 200 м температура водной толщи практически не изменяется и годовые колебания ее полностью отсутствуют. Глубже температура плавно повышается до $-0,8^{\circ}\text{C}$ на глубинах около 500 м.

Таким образом, в Арктических морях в интервале глубин в среднем от 35 до 200 м устанавливается устойчивая отрицательная температура.

Холодный промежуточный слой морской воды с отрицательной температурой — основной фактор, определяющий развитие процессов субаквального криолитогенеза. В Карском море глубина положения кровли такого слоя составляет 16...18 м, в Восточно-Сибирском — 20...22 м, в море Бофорта — 13...15 м, а в Баренцевом море залегает на различных глубинах и в значительной мере зависит от воздействия теплых атлантических вод.

Н. Н. Zubовым на глубинах 20...120 м наблюдался слой с температурами значительно ниже -1°C . В Белом море на глубине 150 м температура почти постоянно близка к $-1,4^{\circ}\text{C}$. В Карском море на глубинах, превышающих 300 м, температура воды близка к -1°C . В центральной части бассейна Северного Ледовитого океана (Канадская котловина, котловины Нансена, Амундсена и Макарова) арктические воды имеют отрицательную температуру до глубин 2600 м и ниже. Только в местах проникновения теплых атлантических вод в Баренцево море на глубинах 270...800 м температура повышается до положительных значений. Для остальной акватории океана формирование отрицательнотемпературных вод — процесс весьма длительный, постоянный и интенсивный, поскольку даже мощное тепловое воздействие Атлантики не может преодолеть постоянно действующего арктического охлаждения.

Диагенез субаквальных морских осадков. В полярном морском бассейне при отрицательной температуре накапливающиеся осадки претерпевают различные физические и геохимические изменения. На стадии раннего диагенеза осадков в восстановительной среде образуются аутигенные минералы в виде конкреций.

Сульфиды железа, карбонаты, фосфаты, окисные железисто-марганцовистые конкреции — наиболее характерные новообразования в современных донных осадках арктических морей. В их формировании существенная роль принадлежит жизнедеятельности бактерий. Ядрами карбонатных конкреций являются слаборазложившиеся обломки древесины, линзочки растительного детрита, раковины моллюсков. В слоистых разностях пород они либо «нанизаны» на слои, которые проходят сквозь них, либо «раздвигают» вмещающие осадки. В обоих случаях конкреции возникли в осадках, находящихся во влагонасыщенном состоянии.

Современные донные осадки в арктических морях рыхлые и пластичные, насыщены водой. В осадке еще много свободного кислорода и соединений, легко отдающих его. Тут же потребители этого кислорода — различные микроорганизмы. В ходе диагенеза изменяются механические свойства грунтов, в их порах формируется водный раствор с более высокой минерализацией, чем в придонных слоях воды.

Состав солей в поровых водах донных грунтов в целом отражает соленость придонных вод морского бассейна. В процессе диагенетического изменения пород количество солей изменяется в зависимости от окислительного или восстановительного характера среды, количества органического вещества,

интенсивности биохимических процессов, степени дисперсности, гидратированности и карбонатности осадков.

Влажность донных пород. Дегидратация глинистых осадков — начальный процесс, регулирующий все геохимические преобразования при диагенезе, — начинается обычно с момента их отложения. Структурный осадок в морской воде обладает весьма высокими значениями влажности и незначительной структурной прочностью. Но в грунтовой толще вода вытесняется из области повышенного горного давления на глубине туда, где это давление понижено, т. е. к поверхности.

Физико-механические свойства пород толщи четко изменяются по глубине их залегания. И. Г. Коробановой показано, что в интервале разреза 0...4 м от морского дна осадки избыточно водонасыщены при высокой пористости, малой пластической прочности, имеют текучую консистенцию.

В интервале 4...8 м естественная влажность пород близка к пределу текучести, пористость уменьшается, пластическая прочность повышается, консистенция приближается к мягкопластичной.

В интервале 8...90 м естественная влажность еще значительно превышает максимальную молекулярную влагоемкость, а пластическая прочность возрастает, консистенция мягкопластичная.

На глубинах 90...600 м влажность близка к максимальной молекулярной влагоемкости, пористость сокращается наполовину, а пластическая прочность возрастает на порядок при тугопластичной консистенции.

Увеличение плотности и уменьшение влажности с глубиной отражает общую тенденцию гравитационной дегидратации морских осадков, однако и на глубинах до 150 м встречаются обводненные недоуплотненные осадки. Такое распределение влажности и плотности существенным образом влияет на льдообразование при эпихронном промерзании морских осадков, вышедших из-под уровня моря. Поэтому и формы льдовыделения при промерзании изменяются по глубине, т. е. зоны литификации морских осадков являются естественными границами для формирования различных типов криогенных текстур.

И. М. Горькова показала, что в диагенетическом преобразовании глинистые частицы морского осадка самопроизвольно дегидратируются, поскольку старение свойственно всем коллоидным системам (синерезис). Межмолекулярные силы в грунтовой системе ориентируют и сближают частицы, уменьшают толщину слоев в местах контактов, отжимают свободную воду в поровое пространство. Так, внутри грунтового массива образуются трещины. Старение, сопровождающееся агрегированием и выделением свободной воды, активно протекает в морских осадках начиная с глубин 10...15 м.

А. Д. Маслов, исследовавший охлажденные морские осадки, указывал, что в диапазоне температур от точки замерзания осадков до 0 °С процессы криосинерезиса протекают интенсивно. Им и А. И. Поповым показано, что свободная вода в толще отрицательнотемпературных охлажденных осадков выделяется на участках активизации подводных склоновых процессов (оползней, сплывов и др.): выжатая и опресненная вода замерзала, фиксируя

в разрезе пликативные дислокации льдистых пород и ледяные пласты со следами деформаций.

Засоленность донных осадков и минерализация поровой воды. В работах Л. А. Жигарева, Я. В. Неизвестнова, В. А. Соловьева, Р. Хорна, О. В. Шишкиной, А. Н. Хименкова, И. А. Комарова и Д. С. Луковкина показано, что минерализация порового раствора поверхностного слоя донных осадков обычно выше, чем минерализация придонного слоя воды, но в толще донных отложений уменьшается от поверхности дна в глубь толщи осадков. Вполне вероятно, что уменьшение минерализации поровых вод по разрезу донных осадков при отрицательной температуре создает в общих чертах возможность промерзания донных осадков на некоторой глубине от дна моря.

Температура замерзания морской воды с соленостью 35 ‰ равна $-1,9^{\circ}\text{C}$. При естественной температуре придонного слоя воды, равной $-1,8^{\circ}\text{C}$, вода не замерзает. Донные осадки в верхней части толщи имеют еще более высокую минерализацию, поэтому до определенной глубины они тоже находятся не в мерзлом, а в охлажденном состоянии. Однако с глубиной соленость поровой воды заметно снижается, и в интервале глубин от 4...5 до 10...12 м температура осадков может оказаться достаточной для их промерзания.

По мере накопления охлажденных осадков интервал глубин, где выполняется условие замерзания поровой воды, смещается вверх синхронно смещению вверх поверхности дна. И в этом же направлении, снизу вверх, синхронно нарастает мерзлая толща. Накапливающиеся осадки обезвоживаются вниз по разрезу очень медленно. Благодаря этому слабо литифицированные донные грунты высокой влажности после промерзания превращаются в слоистую ледогрунтовую толщу.

По мере нарастания охлажденной и мерзлой толщи вверх температура пород нижнего промерзшего слоя повышается в соответствии с температурным градиентом эндогенного теплопотока. Поэтому мощность мерзлой части толщи заканчивается тогда, когда температура подошвы толщи достигнет 0°C .

Тепло, выделяемое при замерзании поровой воды, отводится от фронта промерзания в придонные слои воды. Температура последних при этом не повышается, а остается на этих глубинах всегда одинаковой и самой низкой из-за вертикального плотностного перемешивания морской воды, из-за разных значений солености и температуры. Придонная вода, нагретая поступающим в нее теплом фазовых превращений, поднимается вверх, а на ее место к поверхности дна опускается более холодная. В результате в водной толще достаточно быстро восстанавливается устойчивая плотностная и температурная стратификация, поддерживая возможность превращения поровой воды в лед.

Процесс кристаллизации воды в донных морских осадках. В. Н. Голубев характеризовал процесс промерзания донных осадков как промерзание полностью водонасыщенных грунтов, когда вода в пространстве между минеральными частицами объединяет поверхности всех частиц в одну систему. Поэтому кристаллы льда в разных местах быстро разрастаются и формируют базальную криогенную текстуру.

Поскольку в донных грунтах промерзание происходит в интервале глубин 4...12 м то фронт промерзания здесь заменяется областью промерзания — областью с отрицательными температурами. Ледяные кристаллы зарождаются одновременно во многих точках этой области, где соблюдается единственно необходимое условие — минерализация порового раствора должна соответствовать температуре его замерзания. Разрастание кристаллов ограничивается как соседними кристаллами, так и частицами грунта. Перед минеральными частицами разрастание кристаллов льда замедляется. Кристаллы начинают разрастаться базисными гранями вдоль поверхности минеральных частиц и седиментационных слоев, где адсорбируются растворенные в воде газовые и солевые включения. *Поэтому формирующиеся ледяные шилы всегда наследуют форму грунтовых слоев осадка, даже деформированных в складки.*

Растущими гранями ледяного кристалла ионы и молекулы растворенных солей оттесняются и в приграничных с кристаллами слоях по мере роста кристалла концентрация раствора повышается. Рост кристаллов льда между грунтовой частицей и кристаллом замедляется и соли диффундируют в объем воды с меньшей концентрацией.

Через некоторое время повышение концентрации и ее понижение динамически уравниваются, но при неизменных термодинамических условиях рост кристаллов продолжается, а раствор выжимается из межкристаллических прослоек и равномерно адсорбируется на поверхности минеральных зерен ледогрунтовой толщи. Сам лед остается пресным.

Распределение солей в разрезе промерзших донных отложений неизбежно тесно связано с фациальной обстановкой. В промерзающих тонкодисперсных (илистых) осадках (с высокой удельной поверхностью скелета и высокой поверхностной энергией) соли порового раствора полностью адсорбируются поверхностью минеральных частиц, а свободная поровая вода при соответствующей температуре замерзания непрерывно превращается в растущие ледяные кристаллы.

В условиях менее глубокого моря, где формируются и промерзают преимущественно супесчано-алевритовые осадки, по мере роста ледяных кристаллов концентрация порового раствора повышается, но соли остаются в растворе, образуя непромерзающие зоны с очень высокой концентрацией раствора, а выделение льда прекращается.

Во вновь накапливающихся осадках выше по разрезу лед не образуется до тех пор, пока процесс термодиффузии не выровняет соленость до нужного значения. Тогда вода снова замерзает и рост кристаллов льда продолжается до тех пор, пока концентрация оттесняемого раствора не достигает критического значения. Снова возникает непромерзающая зона с очень высокой концентрацией раствора. Так в толще промерзающих донных отложений формируются линзы криопэгов — отрицательнотемпературных высокоминерализованных вод.

Микроструктура осадков и характерные особенности морского синкриолитогенеза. Донные морские осадки уплотняются с глубиной, ионы

солей иловых вод постепенно встраиваются в кристаллическую решетку глинистых минералов, заполняя ее свободное пространство. Если концентрация порового раствора уменьшается, то при отрицательной температуре возникает реальная возможность промерзания осадков непосредственно в процессе накопления.

Криогенная текстура толщи формируется послойно по мере накопления соответствующего литологического слоя осадка, и ее рисунок определяется микроструктурой этого осадка. Изначально сложившаяся до промерзания микроструктура осадка в ходе диагенетических изменений закрепляется в грунте, а промерзание определенным образом ее фиксирует.

В. И. Осипов и В. Н. Соколов выделяли типы микроструктур, возникающих в тонкодисперсных морских осадках на стадии осадконакопления и раннего домерзлотного диагенеза.

Ячеистая микроструктура формируется в соленых водах при спокойном осадконакоплении монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин с изометричными открытыми ячейками. Это наиболее рыхлая микроструктура тонкодисперсного осадка с высокой пористостью и водонасыщенностью.

Ламинарная микроструктура отличается четкой горизонтальной ориентировкой минеральных частиц и агрегатов, а поровое пространство складывается из межагрегатных пор щелевидной и клиновидной форм, вытянутых по напластованию. Степень уплотнения для осадков с ламинарной микроструктурой изменяется от слабой до высокой.

Турбулентная микроструктура образуется хорошо ориентированными по напластованию глинистыми микроагрегатами, которые плотно «обтекают» включения песчаных и пылеватых зерен, создавая локальные завихрения на общем фоне ориентированного по напластованию глинистого материала. Это придает микроструктуре вид застывшего турбулентного потока, что характерно для осадков, содержащих наряду с глинистым материалом частицы крупной пыли и тонкого песка.

В. В. Рогов показал, что при промерзании осадков (когда их естественная температура снизится ниже точки замерзания) в них нарушаются структурные связи и разрываются контакты между частицами грунта. Именно этот процесс, по его мнению, лежит в основе зарождения рисунка криогенных структур: *криогенной текстурой наследуется рисунок первичной микроструктуры осадка*. Такое наследование четко проявляется в слаболитифицированных морских глинистых обводненных отложениях, где структурные связи имеют прочность, не превышающую предел разрыва их растущими кристаллами льда.

Опреснение или засоление поровых вод в толще формирующихся морских осадков чаще всего не имеет никакого отношения к криолитогенезу. Но при определенной минерализации порового раствора, как только отрицательная температура снижается до точки его замерзания, в толще охлажденных морских осадков возникают отдельные ледяные шлиры различной формы. Кристаллизуется лед и увеличивается минерализация воды, а дальнейший рост кристаллов прекращается.

Ледяные включения консолидируют не всю грунтовую толщу, а только ее отдельные слои или интервалы. Мерзлое и охлажденное состояние пород определяется расчетным путем по соотношению естественной температуры грунтов, измеренной в скважине, и расчетной температуры замерзания порового раствора на тех же отметках измерений.

Для морского типа синкриолитогенеза характерны:

- субаквальный режим промерзания, синхронного субаквальному осадконакоплению;

- среда формирования — придонная масса морской воды с длительно существующей отрицательной температурой, контактирующая с толщей донных отложений, пропитанных минерализованной водой. Осадки накапливаются в гидродинамически спокойной акватории в приглубой части подводного берегового склона;

- постоянное (длительное) охлаждение донной грунтовой толщи обеспечивается сверху конвективно-кондуктивным отводом тепла, выделяемого при льдообразовании, в отрицательнотемпературную массу морской воды.

Главная особенность морского типа синкриолитогенеза — в толще охлажденных грунтов только при понижении ее естественной температуры t_e ниже точки замерзания t_z начинается сегрегационное льдовыделение, а частицы грунта связываются льдом-цементом. По мере промерзания охлажденные грунты переходят в пластичномерзлое состояние, а затем становятся твердомерзлыми. При повышении естественной температуры грунтовой толщи выше точки замерзания пластичномерзлые грунты, вероятно, возвращаются в охлажденное состояние.

Эстуарно-дельтовый тип синкриолитогенеза

В приустьевых частях морской акватории мерзлая толща в морских осадках образуется при опреснении морских вод. Пресные речные и грунтовые воды, стекающие с коренного берега, проникают в субаквальные отложения и по-разному влияют на льдообразование в них. При достаточной мощности потока грунтовых вод в дельтовых устьях крупных рек накапливаются опресненные осадки с положительной температурой. В других случаях пресные воды разбавляют концентрацию поровых растворов до значений, при которых возможно льдовыделение.

Площадь взаимодействия пресных речных и соленых морских вод служит наиболее благоприятной средой для льдовыделения в донных грунтах. На устьевых взморьях, в речных эстуариях при сгонно-нагонных явлениях слой соленых вод в виде клина проникает с моря, и соленые (более тяжелые, чем пресные) воды галоклина опускаются на дно. Если температуры галоклина отрицательны (криогалоклин), а продолжительность его существования велика, то донные осадки начинают промерзать. В Обской губе криогалоклин шириной до 10...15 км, проникая из Карского моря, простирается по полосе дна от устья эстуария на 180 км.

М. А. Великоцким установлено, что зимой из Баренцева моря в Печорскую губу поступает морская вода с температурой до $-1,8^{\circ}\text{C}$. Она образует крио-

генный галоклин, под влиянием которого донные речные осадки промерзают. При этом в грунтовой толще песчаных отмелей и кос на границе раздела речных и морских вод формируются ледяные тела толщиной до 0,8...1,2 м, в основании которых залегают охлажденные плавунные грунты с криопэгами.

Формирование донных льдов. У самой поверхности морской акватории поглощается и отдается тепло, испаряется морская вода, поступают атмосферные осадки, появляется сезонный ледниковый покров. Охлажденные у поверхности моря воды опускаются в глубину за счет плотностной конвекции, как более тяжелые, и понижают температуру придонных вод и донных осадков. На поверхности морского дна кристаллы льда проникают в верхнюю часть разреза донных осадков неглубоко. Ледяные пластинчатые кристаллы на морском дне формируют живописные образования, похожие на растительный покров, укрывающий морское дно на больших площадях, прорастают в глубь увлажненных осадков и надежно скрепляются с грунтом. Иногда донные льды образуют массивные ледяные скопления, смерзшиеся с дном, и при всплытии могут поднимать на поверхность камни и затонувшие предметы больших размеров.

По Н. Н. Зубову, донный лед образуется осенью при интенсивном охлаждении и сильном перемешивании морской воды до дна. Остаточный донный лед с наступлением весны разрушается таянием только сверху и покрывается морской водой. С течением времени на нем откладываются донные осадки, с которыми он впоследствии поднимается на поверхность моря. Иногда донный лед, не успев растаять за лето, оказывается погребенным в многолетнемерзлой толще, и тогда на нем, как на обыкновенном грунте, развиваются придонные морские организмы.

Устьевой донный лед образуется зимой в устьях рек, впадающих в моря с интенсивными приливо-отливными течениями. Морская вода, охлажденная до температуры $-1,5...-1,8^{\circ}\text{C}$, проникая в устье реки во время прилива, охлаждает камни и участки дна. Во время отлива над этими участками образуется ледяная корка из пресной воды. Она может каждый раз оттаивать или же постепенно нарастать.

Ледяные кристаллы донного льда глубоко проникают в рыхлые морские осадки. Прослойки донных льдов, их небольшие скопления и единичные рассеянные кристаллы могут существовать длительное время. При постоянном отрицательнотемпературном режиме непрерывного осадконакопления донный лед перекрывается осадками и становится неотъемлемой частью морской субаквальной толщи. А. Н. Хименков подчеркивает, что донные льды, участвуя в процессе синкриолитогенеза, оказывают заметное влияние на формирование криогенного строения субаквальных морских осадков.

Консервация поверхностных льдов. Отрицательная температура воды в арктических морях способствует сохранению морских льдов, погребенных в морских осадках. Торосистый плавучий лед, попадая на мелководные участки моря, смерзается с донными осадками, становится неподвижным и превращается в стамухи. Большинство стамух в течение летнего сезона разрушается, но среди них встречаются и многолетние. Донные осадки могут

промерзать и сохранять часть ледяного массива, погруженного в грунт. При образовании стамух плавучие льды выпихивают морское дно на глубинах в десятки метров и могут быть частично погребены. О консервации морских льдин писал и Е. М. Касатонов.

Пликативный тип синкриолитогенеза

А. И. Попов отмечал, что в сложении толщ среднего и позднего плейстоцена северной Евразии наблюдаются пликативные дислокации, местами осложненные деформациями типа диапировых структур.

Пликативные дислокации в морских толщах позднего плейстоцена на Ямале представлены складками с различной крутизной крыльев. Они прослеживаются на десятки и сотни метров по простиранию и до сотни метров по вертикали. Их размеры различны: от мелких — длиной и высотой от 0,5...1,0 м до крупных — длиной 100...200 м и более и высотой в несколько десятков метров. Наряду с правильными складками наблюдаются складки типа надвигов, опрокинутые складки, волочения. Складки сложены слоистыми пылеватými песками, алевролитами, легкими глинами, нередко с валунами и галькой. Это морские мелководные опресненные или осолоненные отложения.

Пликативные дислокации возникают при подводном оползании неуплотненных осадков. Подводные оползни были широко распространены в древних и современных бассейновых условиях. Примеры подводных оползней в пределах современных субарктических и арктических морей по своим условиям наиболее близки к термическим, гидро- и литодинамическим обстановкам осадконакопления в плейстоценовых морях, омывавших северную Евразию. М. В. Кленова указывала на признаки подводных оползней в Баренцевом море. И. Д. Данилов цитировал показательные сведения, касающиеся оползневых структур в заливе Аляска: «...Оползневые структуры наблюдались здесь на площади свыше 1000 км² при средних уклонах дна менее 0,5° на глубинах 70...150 м. Протяженность оползневых структур достигала 0,5 км, перепад рельефа 2...5 м, грунты, слагающие их, представлены неуплотненными плохо сортированными глинистыми алевролитами. Мощность слоя с оползневыми структурами составляет 35...50 м и охватывает отложения голоцена».

Оползневые деформации в осадках современных водоемов достигают значительных размеров, они соразмерны с описанными плейстоценовыми дислокациями. Причина образования оползневых пликативных дислокаций обычно заключается в нарушении равновесного состояния сильно увлажненных мелкодисперсных осадков на пологом склоне дна. Такие осадки в процессе накопления приобретают непрочную тиксотропную структуру, легко нарушаемую при начале движения. Двигающийся оползень при любом уменьшении угла наклона дна по ходу движения затормаживается. Основание смещающейся пачки осадков пластичной консистенции пликативно сморщивается с образованием складок вверх по склону. Оползни в глинистом материале возникают при углах наклона 5...10°, но при толчке могут пройти и при угле наклона менее 2°.

М. А. Великоцкий исследовал следы подводных оползней, зафиксированные в отложениях арктического палеошельфа, в естественных обнажениях и по кернам буровых скважин. Они многочисленны и представляют собой различные деформации слоистых толщ («дислокации»), закрученные песчаные слои («рулеты»), внедрения песка в глинистую массу (кластические дайки), различные микросбросы, пloyчатые деформации слоистости и др.

Донные отложения современного арктического шельфа характеризуются сложной мерзлотной обстановкой, которая, несомненно, играет существенную роль в устойчивости к подводным оползням донных грунтов. На малых глубинах шельфа (до 3...5 м) в донных отложениях наблюдается слоистая мерзлота, и срыв небольших блоков донных грунтов происходит по поверхности слоев мерзлых пород, поэтому следы подводных оползней в мелководных отложениях встречаются очень часто.

М. А. Великоцкий показал, что следы подводного оползания донных грунтов на арктическом палеошельфе тесно связаны с геодинамической обстановкой седиментации на шельфе и определенными стратиграфическими горизонтами. Даже слабые проявления сейсмичности (неотектонические подвижки) вызывают разупрочнение подвижных тиксотропных структур осадка и способны приводить их в поступательное движение по склону дна. И. Д. Данилов полагал, что причинами возникновения дислокаций являлись и рост локальных тектонических структур, и движения по зонам разрывных нарушений осадочного чехла.

Плейстоценовые отложения западного сектора северной Евразии, например, в бассейне р. Печоры, дислоцированные подобным образом, находятся в оттаявшем состоянии. На севере Западной Сибири позднеплейстоценовые отложения скованы вечной мерзлотой и не оттаивали длительное время. А. И. Попов подчеркивал, что именно здесь своеобразные пликативные дислокации в плейстоценовых отложениях в своем развитии оказались сопряженными с льдообразованием.

Мерзлые плейстоценовые толщи с дислокациями характеризуются закономерным распределением в них льда. В каком генетическом и временном соотношении находятся пликативные дислокации и льдообразование в осадочных толщах, т. е. являются ли они проявлением криолитогенеза?

Пликативные дислокации обнаруживают некоторую связь с пластовыми залежами льда сравнительно большой мощности, но, как правило, они относятся к отложениям, перекрывающим мощные пластовые льды, толщина которых достигает 10 м и более. Маломощные пласты льда (до 1,0...1,5 м) составляют органическое целое с вмещающими дислоцированными отложениями.

И. Д. Данилов отмечал, что на контакте глинистых алевроитов и песков наблюдаются крупные тела подземного льда и ледогрунтовые массы, внедряющиеся из глинистой толщи в песчаную. «Внедрения состоят... из сильно дислоцированной ледогрунтовой составляющей, а также из чистого массивного льда, участвующего в общих дислокациях, но самого не дислоцированного и залегающего согласно напластованию пород. Льдистые внедрения образуют

ядра антиклинальных структур: вышележащие слои песков круто изгибаются ими в облакающие складки с углами на крыльях до $35...45^\circ$ и с поперечным сечением до 200...300 м. Общая видимая мощность вовлеченных в дислокации толщ составляет 30...40 м».

На Гыданском полуострове Ю. Б. Баду выявил согласное залегание пластов льда с дислоцированными вмещающими породами среднеплейстоценовой морской равнины. В тонкодисперсных ледниково-морских отложениях наблюдались криогенные текстуры, которые характеризуют условия субаквального промерзания.

В низовьях р. Сеяхи на Ямале Г. И. Дубиков наряду с пластами льда наблюдал горизонтального залегания куполовидные складки, ядро которых сложено чистым льдом, а крылья — льдистыми глинами, слои которых повторяют конфигурацию кровли ледяного ядра; в поперечном разрезе складки измеряются десятками метров.

На Карском побережье полуострова Ямал, северо-восточнее мыса Бурунного, В. Д. Тарноградский, М. А. Великоцкий и Ю. В. Мудров исследовали сильно дислоцированные слоистые песчано-глинистые толщ пород позднего плейстоцена. Слои этих пород круто наклонены, осложнены мелкими дисгармоничными складками, опрокинутыми и лежащими. Размеры складок составляют несколько метров в высоту и ширину, а за пределами района мыса Бурунного наблюдались складки высотой до 25 м. Дислоцированные песчаные породы включают залежи льда, а наиболее заметные скопления льда обнаруживаются у боковых контактов песчаных тел с глинистой мореной. Они представляют собой залегающие в соответствии с формой контакта слоистые пачки льда и ледогрунта. В. Д. Тарноградский подчеркивал: «...Внутри песчаных пород... наблюдаются значительные скопления льда то в виде слоев, залегающих часто в ядрах складок, то в виде ледогрунта с признаками пластического течения. Слои льда и породы в складках часто залегают согласно; при этом в пластах мелкозернистого песка, участвующих в складчатости, можно видеть безусловные признаки седиментационной слоистости».

Четкое расположение ледяных шпиров вдоль осадочной слоистости плакативно дислоцированных плейстоценовых пылеватых суглинков А. И. Попов наблюдал в обнажении на р. Зырянке, впадающей в р. Енисей выше п. Усть-Порт. При этом отмечалось явное утолщение ледяных образований в замковых частях мелких складок.

Закономерность расположения ледяных образований в дислоцированных плейстоценовых песчано-глинистых отложениях явно выражена. Ледяные шпирь расположены вдоль седиментационных слоев и особенно вдоль контактов литологических напластований (песков и суглинков или глин) небольшой толщины. Эти шпирь следуют согласно слоистости и всем деформациям смятых в складки слоев. Лед скапливался в виде ледяного ядра, как бы зажатого в замках антиклинальных и синклинальных складок, а к крыльям складок его толщина постепенно уменьшалась.

Подобные соотношения дислокаций и льда говорят о сингенетичности (синхронности. — Ю. Б.) деформирования осадков и льдообразования. Два других

возможных варианта формирования льдистости в дислоцированных породах А. И. Попов считал неприемлемыми. Первый — промерзание и льдообразование в первоначально недислоцированных осадках, с последующим смятием в складки возникшей мерзлой толщи, — исключается, поскольку никаких следов изменения структуры льда в результате напряжений, связанных с дислоцированием. Второй — эпихронное промерзание ранее смятых в складки, влагонасыщенных осадков и последующее льдообразование в них — исключается тоже. В этом случае ледяные шлиры неизбежно располагались бы параллельно друг другу и почти горизонтально, ориентируясь вдоль субгоризонтального фронта промерзания и пересекая литологические контуры самих дислокаций.

О сингенетичности дислокаций и льдообразования свидетельствуют такие факты, как признаки субаквального промерзания дислоцированных отложений на Гыданском полуострове, а также положение ледяных ядер в замковых частях антиклинальных и синклинальных складок в сочетании с увеличением здесь же и мощности вмещающей породы, и присутствие льда, участвующего в дислокациях, но при этом не дислоцированного и залегающего согласно напластованию пород.

Какая же термическая и литодинамическая обстановка могла обусловить последовательность процессов, приведших к возникновению в плейстоцене столь своеобразного осадочно-криогенного комплекса?

1. Все рассматриваемые дислокации свойственны морским отложениям сублиторали или наиболее приглубым участкам литорали.

2. По своим литолого-фациальным особенностям эти отложения очень близки современным осадкам современных арктических морей, где на глубинах ниже 15...18 м даже летом сохраняются отрицательные температуры.

3. Высокая минерализация поровых вод донных осадков допускает длительное существование переохлажденных отрицательнотемпературных пород.

4. Температура субаквальных мерзлых пород близка к точке фазовых переходов воды, изменяющейся в зависимости от степени минерализации воды от 0 до -2°C .

А. И. Попов полагал, что температура поровых вод осадков арктических морей в пределах сублиторали и отчасти литорали близка к температуре фазовых переходов. Разная степень минерализации определяет их или мерзлое, или охлажденное (немерзлое) состояние. Не только минерализация, но и пребывание поровых вод мелко- и тонкодисперсных осадков в рыхлосвязанном состоянии понижает температуру их замерзания. Поэтому температуры, близкие к значениям фазовых переходов, еще более тормозят превращение поровых вод в лед.

Свежие морские илы в процессе накопления образуют хлопья, они высокодисперсны, водонасыщены, а следовательно, тиксотропны и способны к разжижению. Мелко- и тонкодисперсная фракция осадка преобладают в тиксотропном грунте и во многом определяют его поведение в сложном комплексе донных литодинамических процессов. Накапливающиеся

мелкодисперсные донные осадки первоначально залегают субгоризонтально и в этом положении сохраняют относительную устойчивость.

Небольшое превышение предельного угла наклона кровли осадочной толщи, толчки землетрясений и другие эндогенные причины могут привести к спонтанному нарушению равновесного состояния донных осадков. С нарушением равновесного состояния таких осадков начинается их движение и, вполне вероятно, полностью разрушается непрочный каркас коагуляционной структуры. Слои осадков не просто сползают или сплывают, но пликативно сминаются с образованием складок. Сам механизм смятия в складки содействует разупрочнению осадков и выжиманию из них воды. Внутри деформируемой пачки осадка весьма подвижный грунт перемещается со стороны крыльев в сторону замков антиклинальных и синклинальных складок.

При разжижении осадка свободная вода выделяется и отделяется от минерального грунта. Отделение воды максимально там, где больше масса перемещаемого осадка, и там, куда направлен поток вещества в складчатой структуре. Поэтому помимо выжимаемого объема вода скапливается в замковых частях складок на контактах литологически разнородных слоев.

В поле отрицательных температур спокойно залегающие осадки с минерализованной водой (температура замерзания которой ниже температуры замерзания пресной воды) находятся в охлажденном состоянии неопределенно долгое время. Когда они сминаются в складки, часть мало минерализованной воды высвобождается. При малой минерализации она уже соответствует повышенным температурам замерзания и превращается в лед. Поскольку водонасыщение осадка не одинаково по слоям, выделение и отделение воды от осадка будет послойным. Возникают шпильки льда, расположенные вдоль контактов деформированных слоев, образующих складки и подобные им структуры. Перемещение воды вместе с массой осадка в сторону замков складок, ее выделение и скопление здесь при разрушении коагуляционной структуры объясняют образование ледяных ядер в замках антиклиналей и синклиналей пликативных дислокаций. Выше объяснено, каким образом дислоцированная толща прочно армируется ледяным цементом, повторяющим рисунок самих дислокаций, а возврат к исходной коагуляционной структуре исключается.

А. И. Попов логически увязывал дислоцирование и льдообразование, т. е. льдообразование является следствием первого при определенной термической ситуации в бассейне. Он имел все основания для того, чтобы, опираясь на современные условия в арктических морях, до известной степени аналогизировать их с обстановкой в области сублиторали и нижней части литорали средне- и позднелайстоценовых морей западного сектора Евразии. (Следует иметь в виду несколько большее опреснение морского водоема в те времена по сравнению с настоящим временем, и тогда температуры «на грани» фазовых переходов, близкие к 0 °С, в наибольшей степени содействуют развитию процессов пликативного синкриолитогенеза.)

А. И. Попов не относил процесс формирования льдистых дислоцированных толщ морских осадков ни к синкриогенному, ни к эпикриогенному

типам, предполагая рассматривать его в качестве самостоятельного специфического субмаринного типа криодиагенеза. В класс синкриогенных толщ пликативный тип синкриолитогенеза включен мной (Ю. Б.), так как для него соблюдаются все критерии определения синкриолитогенеза: толщина промерзающих осадков находится еще в режиме продолжающегося осадконакопления, кровля толщи повышается, а подстилающие отложения уже находятся в мерзлом состоянии.

Эндогенно-диффузионный тип синкриолитогенеза

В 70-х годах прошлого века североамериканскими исследователями на шельфе моря Бофорта на глубине 45...48 м были обнаружены формы рельефа, аналогичные гидролакколитам. Эти образования имели форму конусообразных бугров до 300 м в поперечнике и 30 м высотой и были интерпретированы как пинго.

По результатам бурения и данным сейсмоакустического профилирования в Баренцевом и Карском морях В. И. Спесивцев установил, что на общем фоне сравнительно ровной поверхности морского дна (на глубинах в десятки метров) наблюдаются эллипсовидные поднятия относительной высотой от 3...5 до 12...15 м. Их протяженность составляет от 120...140 до 200...500 м, иногда до 1 км при ширине от 50...100 до 300...350 м. В стометровом разрезе бугра вскрытая толща представлена пластичномерзлой глиной с разрезающейся книзу слоистой криогенной текстурой. Объемная льдистость до глубины 60 м равна 40...70 %, в интервале 60...90 м — 10...30 %, на глубине 90...100 м — 5...15 %. Температура по разрезу изменялась в диапазоне -1,0...-1,5 °C с небольшим положительным градиентом.

С глубиной шпильки льда приобретают субвертикальную ориентировку, а в интервале 34...50 м образуют ледогрунт с атакситовой криогенной текстурой. Лед чистый, стекловидный, имеет хлоридно-натриевый состав при общей минерализации 0,805 г/л. При извлечении керна на поверхность лед растрескивался с бурным газовыделением. Газоводяная смесь с глубины 50 м была выброшена на высоту более 20 м над поверхностью воды, образовав бурлящее пятно поперечником до 80...100 м. Оно представляло собой смесь газа, воды и песка. Газовый фонтан диаметром около 10 м и высотой 40 м в точке скважины наблюдался в течение 10 дней в водяной толще глубиной 64 м.

На шельфе Печорского моря положительные формы донного рельефа на сейсмо- и эхограммах похожи на конусообразные холмы высотой от 3...5 до 12 м и шириной в основании до 120...140 м. Расстояние между холмами 300...400 м и более. В Карском море (над Русановской газоносной структурой) подобные формы находятся на глубине моря 80...150 м, а на Печорском шельфе они наблюдаются в изобатах 50...70 м при удалении от берега до 50 км и более. Конусообразные холмы сформировались в субаквальных условиях, о чем свидетельствуют несоответствие их ориентировки основному направлению изменения глубин и донному рельефу. Но вполне вероятно, что эти холмы возникли в субаэральных условиях.

Таким образом, подобные бугристые образования на морском дне имеют криогенное происхождение. По мнению Р.М. Бембеля, происхождение локальных очагов повышенной льдистости в отложениях морского дна связано с геодинамически активными субвертикальными и узкими зонами деструкции (разломами, сдвигами и надвигами), пронизывающими весь осадочный чехол.

В нефтегазоносном Западно-Сибирском регионе к таким зонам деструкции тяготеют не только месторождения углеводородов, но и локальные участки повышенной толщины многолетнемерзлых пород. Р. М. Бембель считает, что мощность мерзлой толщи возрастает на участках, где отмечается дегазация залежей, сопровождающаяся охлаждением горных пород при расширении газа. По этим трещинам осуществляется вертикальная миграция газов и воды из глубоких горизонтов. Предполагается, в геодинамически активных очагах что происходит целый ряд физико-химических процессов, которые способствуют формированию локальных льдистых и льдогазогидратных образований на морском дне. Все они имеют один глубинный энергетический источник, который в более глубоких геологических горизонтах формирует залежи углеводородов.

В последнее время установлено, что образование залежей пресных льдов и льдистых пород связано с дегазацией куполов нефтегазоносных структур, вызывающей охлаждение горных пород в результате дроссельного эффекта расширения газов, насыщающих донный грунт.

Известно, что газопроявления различной интенсивности при бурении в верхней части разреза осадочного чехла (палеоген-четвертичные отложения) установлены практически на всех газовых месторождениях Ямала, а газоносность четвертичных отложений изучена достаточно детально на Бованенковском месторождении.

Газонасыщенность морских фаций плейстоценовых отложений

При интерпретации данных параметрического бурения научно-технической фирмой «Криос» и данных ООО «Газпром геофизика» получена геокриологическая характеристика разреза морских фаций плейстоценовых отложений одной из кустовых площадок Бованенковского месторождения.

Интервал до 30...32 м сложен прибрежно-морскими песками казанцевской свиты, пылеватыми, серыми, с оторфованными прослойками и линзами. Криогенная текстура песков массивная, в суглинистых прослойках микро-тонкошлировая слоистая. Льдистые песчаные породы с высоким удельным сопротивлением (100...160 Ом·м). Здесь встречаемость газосодержащих пород составляет до 6,5 % всего разреза криогенной толщи.

На глубине 32...50 м пачка слоев глин, суглинков и супесей (1,0...1,5 м толщиной) имеет высокое сопротивление (до 15...30 Ом·м), как в пластах, содержащих лед или газогидрат.

Интервал 50...120 м сложен тонкослоистым чередованием глубоководных морских глин, суглинков и супесей, а удельное сопротивление их уменьшается

от кровли к подошве от 25 до 2,5 Ом·м. По плоскостям скола видны ледяные пленки толщиной до 1 мм. Криогенная текстура в основном массивная, но с единичными горизонтальными шлирами толщиной 0,5...1,0 мм. Здесь встречаемость газосодержащих пород составляет до 80 % от всего разреза криогенной толщи.

В интервале 120...280 м верхняя часть разреза представлена ледниково-морскими суглинками с прослоями глин и супесей, насыщенных газогидратами (судя по увеличению удельного электрического сопротивления до 7,7...28 Ом·м). Встречаемость газосодержащих пород составляет 4...8 % всего разреза криогенной толщи.

В нижней части толщи (200...280 м) выделяются мощные пласты супесей и песков, явно льдистые, с повышенными газопоказаниями в пластовой жидкости.

Интервал 280...500 м талый, но в нижней его части выделяется водонасыщенный коллектор с повышенными газопоказаниями, свидетельствующими о наличии в пласте растворенного газа. А это уже в непосредственной близости от купола газовой залежи (–530 м).

В. Л. Бондарев и М. Ю. Миротворский с соавторами полагают, что, судя по составу свободных газов (отобранных при испытании скважин), водоразтворенных газов и сорбированных газов в пробах кернов, в мерзлых породах присутствуют газы биогенерации и газы, сорбированные осадочными породами.

Эпихронность и синхронность газонасыщения пород криогенной толщи

Льдистые породы в интервале до 20...30 м составляют твердомерзлую часть криогенной толщи, в ней сосредоточено 6...7 % газосодержащих слоев со слабым притоком газа при вскрытии.

В мерзлых породах среднего неоплейстоцена сосредоточено более 80 % газосодержащих слоев с мощными дебитами притоков газа при вскрытии.

В породах охлажденной части криогенной толщи вскрыты 4...8 % газопроявлений со слабыми притоками, но мощнейшими дебитами, т. е. породы насыщены газогидратами и водой до глубин 260...280 м.

Газопроявления чаще всего обнаруживаются ближе к крутым крыльям купола газовой залежи, но очень редко к вытянутым и пологим, а зоны глубинных газопроявлений связаны с грабенами в покрывке продуктивной толщи.

Аналогичное распределение наблюдается и над группой газоносных структур в прилегающей к Ямалу части шельфа. В. П. Мельниковым и В. И. Спесивцевым было установлено, что донные осадки шельфа могут промерзать при адиабатическом расширении мигрирующего вверх газа на локализованных участках, расположенных над неотектоническими нарушениями мезозойской покрывки газовых куполов.

С авторской точки зрения на особенности проявления криолитогенеза в толще морских отложений предполагается, что газ всегда локально присутствует в породах криогенной толщи. Он поступал и поступает вверх по трещинам

и полостям в массиве пород, перекрывающих газовую залежь, либо под действием горного давления в охлажденной части криогенной толщи, либо под влиянием механизма сегрегационного льдовыделения, вытесняющего газ из пор промерзавших пород. Отсюда следует, что эпихронным промерзанием зафиксировано положение газовых скоплений, которое сложилось уже к концу среднего неоплейстоцена, а полный плейстоценовый цикл развития криогенной толщи характеризуется региональными особенностями.

Нужно обратить внимание еще на одну важную особенность процесса седиментации различных фаций морских отложений. По утверждениям В. И. Вернадского и П. Н. Кропоткина, газовое дыхание Земли происходит постоянно, и об этом широко известно из опубликованных работ геологов — газовиков и нефтяников. Наличием термоградиентов обеспечивается мощный тепломассоперенос и дегазация. Из мантии испаряется весь спектр летучего мантийного вещества на атомарном и молекулярном уровнях, в том числе и газы — Н, О, Не и др. В результате химических реакций возникают их соединения, которые мигрируют кверху под влиянием баро- и термоградиентов, газы конденсируются, образуя нефть, газоконденсат, метан, воду, заполняя проницаемые слои земной коры — коллекторы. Вода заполняет все водоносные горизонты, по которым метан скапливается в антиклинальных складках-ловушках и мигрирует вверх, насыщая и метаморфизованные породы, и осадочные диагенетически измененные, и рыхлые уплотненные. Процесс газонасыщения пород идет эпихронно осадконакоплению, в уже сложившуюся трещиноватую минеральную пористую структуру пород осадочного чехла (рис. 6.9).

Механизмы перетока мигрирующих газов в поровом объеме пород доказаны В. И. Авиловым и С. Д. Авиловой. О перетоках по трещинам, сколам в системах разломов написано в работах А. А. Нежданова с соавторами.

В области аккумуляции газом насыщаются донные осадки еще не сложившейся структуры и текстуры, т. е. синхронно осадконакоплению, и накапливающийся осадок промерзает в субаквальной обстановке тремя способами:

- в результате дополнительного теплосъема с донного грунта массивами поверхностных морских вод, охлажденных зимой до низкой отрицательной температуры (Н. А. Шполянская);

- за счет поглощения тепла из вмещающих пород дроссельным эффектом расширения газа (В. П. Мельников и В. И. Спесивцев, С. И. Рокос);

- в результате процессов пликативного деформирования и криосинерезиса в породах, охлажденных ниже 0 °С (А. И. Попов, А. Д. Маслов).

В области стабилизации денудации и аккумуляции (морские и ледниково-морские равнины, морские террасы) газом насыщены породы, прошедшие в субаэральной обстановке стадии диагенеза и криодиагенеза, в которых консервировались также и скопления биогенного газа.

Очевидно, что существует определенная хронологически поэтапная последовательность формирования криогенной толщи над газовой залежью, поскольку в течение плейстоценовых эпох, связанных с периодичностью трансгрессивно-регрессивных циклов Полярного бассейна, осадконакопление

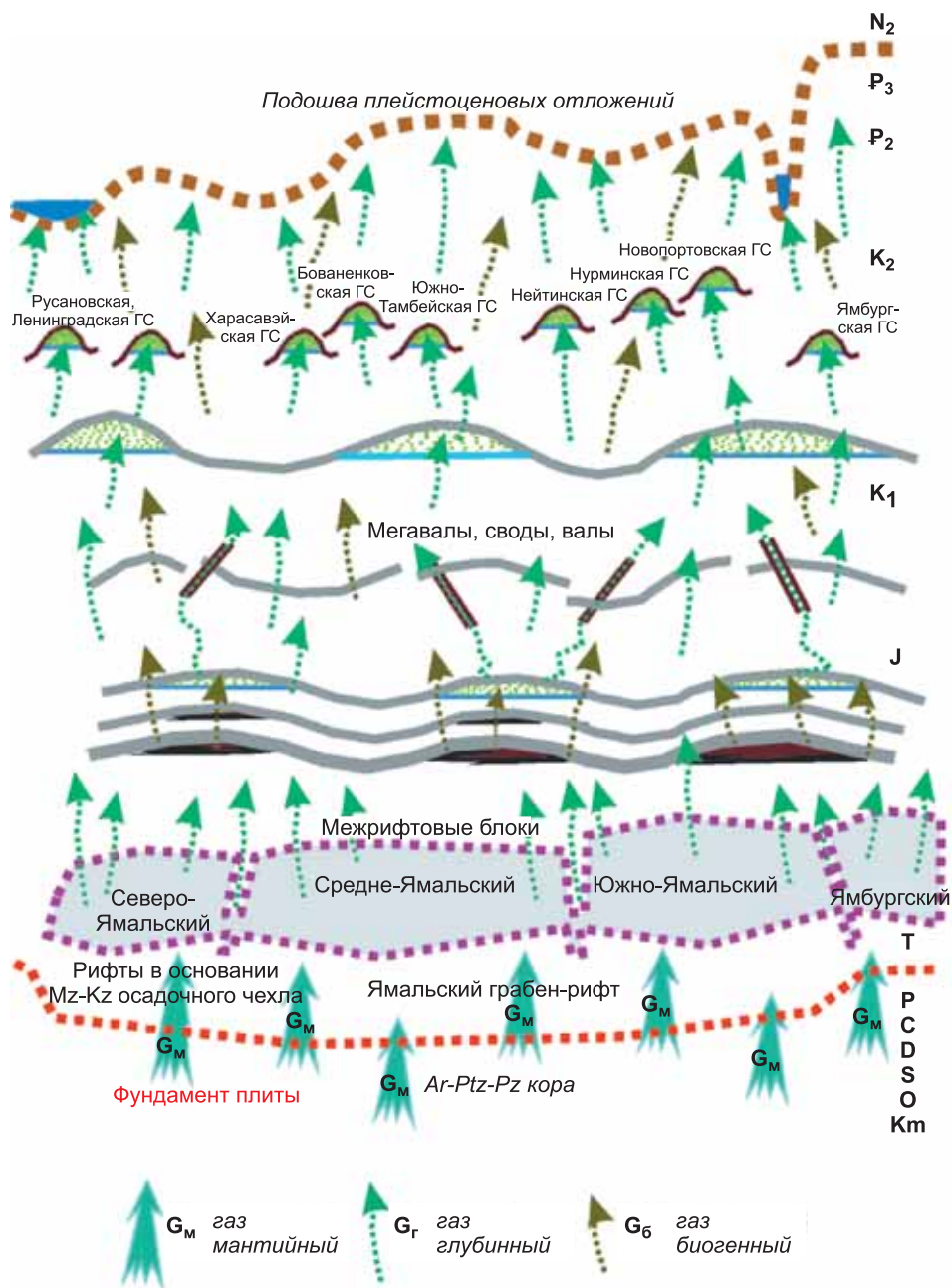


Рис. 6.9. Схема путей миграции газов. Докайнозойский этап миграции.
Рисунок автора

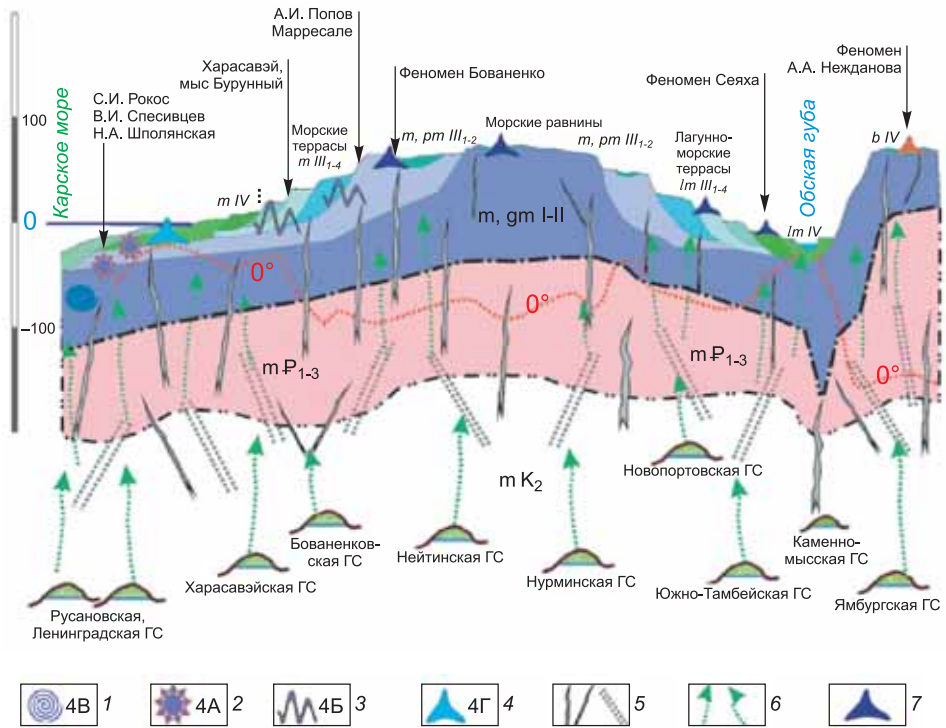


Рис. 6.10. Плейстоценовый (и голоценовый) этап миграции газов. Участки проявления типов криолитогенеза:

1 — субмаринный синкриолитогенез; 2 — диффузионный криолитогенез; 3 — пликтивный криолитогенез; 4 — диапирогенный криолитогенез; 5 — разломы (предполагаемые, выявленные); 6 — пути миграции газов; 7 — Ямальский «феномен» (Бованенковская и Ямбургская газозносные структуры)

сопровождалось газонасыщением и субаквальным промерзанием, а при завершении и выходе на поверхность — промерзанием в субэдральной обстановке, но насыщение пород газом продолжалось по трещинам и разломам земной коры (рис. 6.10).

Хронологическая последовательность газонасыщения пород

Дочетвертичный этап — морские осадки палеогена насыщались мигрировавшим глубинным газом (несомненно, и биогенным), который в континентальном неогене выветривался в атмосферу (см. рис. 6.9).

Раннечетвертичный этап (см. рис. 6.10) — синхронное газонасыщение морских фаций осадков полуйской и казымской свит локализовалось только по крупным речным долинам над неотектоническими разломами на ранних периодах развития трансгрессии, но затем постепенно (по мере подъема

уровня моря) происходило над теми газовыми залежами, которые оказались под этой акваторией.

Среднечетвертичный этап — синхронное газонасыщение осадков сале-хардской свиты, для которых характерны максимальная мощность и, соответственно, продолжительность седиментации и интенсивность газонасыщения.

Позднечетвертичный этап — процесс синхронного газонасыщения прибрежно-морских отложений казанцевской свиты и I–III морских террас локализуется и дифференцируется по литолого-фациальным обстановкам седиментации и промерзания — морской, лагунно-морской или эстуарно-дельтовой. Отметим, что промерзанием газ фиксируется в мерзлой породе до тех пор, пока не наступит стадия прибрежно-морского синкриолитоогенеза, когда непротаявшая часть деятельного слоя мерзлой толщи в пределах лайды переходит в вечномерзлое состояние. В эти моменты газ практически полностью выветривается из пород процессами промерзания-оттаивания в деятельном слое.

Вполне вероятно, что биогенный газ также консервируется синхронно накоплению. Тем более В. С. Якушевым показано, что большинство проб внутримерзлотного газа, отобранного из разных свит на Ямале, биогенного происхождения, и именно его эмиссия фиксируется современными измерениями и определениями изотопного состава в сравнении с метаном из глубин.

Голоцен-современный этап — процесс синхронного газонасыщения донных осадков выражается на донной поверхности покмарками, плагмарками, сипами. Процесс промерзания газонасыщенных пород завершается уже в субаэральной обстановке и сопровождается взрывами гидролакколитов в хасырях, вложенных в морские отложения (Бованенковская ГС, Ямальский феномен), с огненными взрывами в хасырях на аллювиальных породах (Сеяхинская ГС, феномен Сеяха). Известные и еще до сих пор не взорванные гидролакколиты (Ямбургская ГС, феномен А. А. Нежданова) извергаются газами и жидкой глиной, поскольку они расположены в более мягких геокриологических условиях, чем на Харасавэе и Бованенково (см. рис. 6.10). При более низкой среднегодовой температуре газонасыщенные льдистые глинистые породы ядра гидролакколитов непременно бы взрывались, как на Бованенково, в Антипаютинской тундре и других более северных территориях.

Синхронность газонасыщения и промерзания донных морских осадков

Авторские материалы о криогенной толще пород, разделенной на отдельные стратиграфические пакки с характеристиками литологического и гранулометрического состава, криогенного строения, палеонтологического материала, иллюстрируют нашу точку зрения на вопросы формирования криогенной толщи в изученном регионе. Но в опубликованной литературе существуют различные точки зрения на ее формирование, генезис и даже роль в литосфере. Так, С. Е. Агалаков считает, что мерзлая толща является горизонтом локального газонакопления в плейстоцене. В работах С. Е. Агалакова, А. Р. Курчикова приведены многочисленные данные о разгрузке

углеводородов на отдельных участках узлов разломов океанического дна, относящихся к диапировым структурам и даже к малозаметным локальным деформациям рыхлых осадков.

По мнению Р. М. Бембеля с соавторами и Б. М. Валяева, «изверженные» газы типа азота или метана замораживают породы и создают мерзлоту над газовыми месторождениями севера Западной Сибири. Ряд других исследователей считают ее дополнением к механизму охлаждения литосферы в виде еще одного типа теплосъема или локальным промерзанием субаквальных отложений в процессе дегазации надсеноманской толщи пород. Л. А. Жигарев, Н. Ф. Григорьев, Я. В. Неизвестнов и другие относили субаквальную мерзлоту к участкам деградации мерзлой толщи в периоды позднеплейстоценовых трансгрессий. Известны и точки зрения В. С. Якушева, А. Н. Дмитриевского, Б. М. Валяева и других, подтверждающих существование вертикальных перетоков углеводородов в надсеноманском разрезе вплоть до поверхности Земли.

Но никто до настоящего времени не писал о том, что криогенная толща формируется в разрезе газоносных структур синхронно осадконакоплению, и при этом:

1) газом насыщаются донные осадки, и как только песчаный коллектор оказывается под глинистым слоем, поступивший газ, адиабатически расширяясь, замораживает вышележащий глинистый грунт с льдовыделением. Так возникают узко локализованные участки мерзлых пород;

2) эти участки сливаются с массивами охлажденных ниже 0°C донных пород, промерзающими при дополнительном теплосъеме отрицательнотемпературными водами, охлажденными зимой на поверхности моря;

3) эти массивы охватывают участки донных охлажденных ниже 0°C пород, подверженных оползанию и пликативному смятию;

4) такие образования могли возникать и на площади распространения реликтовой ранне- и среднелепистоценовой криогенной толщи, развивавшейся в периоды глубоких регрессий Полярного бассейна.

О природе криолитогенеза морских отложений

В учебном пособии «Криолитология» подчеркивалось, что литогенез и диагенез в криолитосфере «превращаются» в криолитогенез — сложную систему триединого процесса. В области стабилизации с эпикриолитогенезом увязывается процесс криогенной консервации насыщенных газом пород. Породы с газом в поровой влаге и поровых полостях охлаждаются ниже 0°C , а поровое давление увеличивается из-за того, что в замерзающей влаге газ выделяется в воду из образующегося льда в результате изменения его растворимости во льду и в воде, а из пор газ вытесняется в газоносные слои и горизонты. Аналогично этому вымораживается газ, растворенный в пластовых водах, когда они превращаются в лед.

В области аккумуляции синкриолитогенез развивается в различных литолого-фациальных модификациях. В зависимости от положения в разрезе промерзающей грунтовой толщи природа субаквального криолитогенеза двойственна.

1. Если в приповерхностной части разреза промерзает донный грунт на участках активного газопроявления и близко (в пределах 10...15 м) к поверхности дна, то формируются максимально льдистые слои или ледогрунт — нередко это ядро образований, подобных буграм пучения. Принимается во внимание вероятность того, что при диффузном высачивании метан окисляется, и по реакции $\text{CH}_4 + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ практически дистиллированная вода разбавляет морскую воду, повышая температуру точки ее замерзания. И так происходит в современных осадках шельфа Карского моря, на участках смешивания пресных и морских вод — «зон маргинальных фильтров» (Тамбейский участок Обской губы, Харасавэйский участок западного побережья Ямала и Юрибейский участок Байдарацкой губы), где также фиксируется активность выделения метана с поверхности донных осадков. Этот процесс явно выражен на лайдах, на мелководьях заливов, эстуариев и полузамкнутых лагун, где намываются штормовые выбросы органики и накапливаются тонкодисперсные осадки вдольбереговых озер, отделяемых от моря подводными береговыми валами. На таких участках метанообразование идет так же активно, как и в фациях мелководий подводного берегового склона. Несомненно, этот процесс происходил и при накоплении более древних осадков аналогичных фаций, т. е. в позднем неоплейстоцене и голоцене, и при постоянно низкой температуре, не препятствующей сульфатредукции и метаногенезу.

2. Если донные грунты промерзают глубоко от поверхности, то при малых градиентах отрицательной температуры пород (не более 0,3...0,5 °C/м) кристаллами сегрегационного льда в замерзающей влаге газ выжимается в грунтовые поры, а из пор также в газоносные слои.

Аналогично процесс промерзания протекает и при пликативных деформациях слоев, отжимающих опресненную влагу из глинистых слоев в песчаные, где она замерзает, образуя массивную или шлировую криогенную текстуру.

Итак, в проявлениях субаквального криолитологического процесса отчетливо усматривается их последовательность и стадийность, соответствующие фациальным обстановкам седиментации и промерзания.

Схема последовательного и стадийного развития субаквального криолитогенеза в морских отложениях шельфа

Суть авторской модели в том, что основные концепции исследователей о возможных способах субаквального промерзания донных отложений шельфа Карского моря выстроены в последовательность в зависимости от фациальных условий осадконакопления в пределах подводного берегового склона, приливо-отливной зоны и лайды (рис. 6.11).

Субмаринный криодиагенез. А. И. Попов, создавая концепцию субмаринного типа криодиагенеза (см. 4б на рис. 6.11), ограничил сферу его проявления контуром подводного оползнеобразования, утверждая, что процесс осадкообразования в отрицательнотемпературной среде нередко сопровождается подводными оползневыми процессами и в донных отложениях

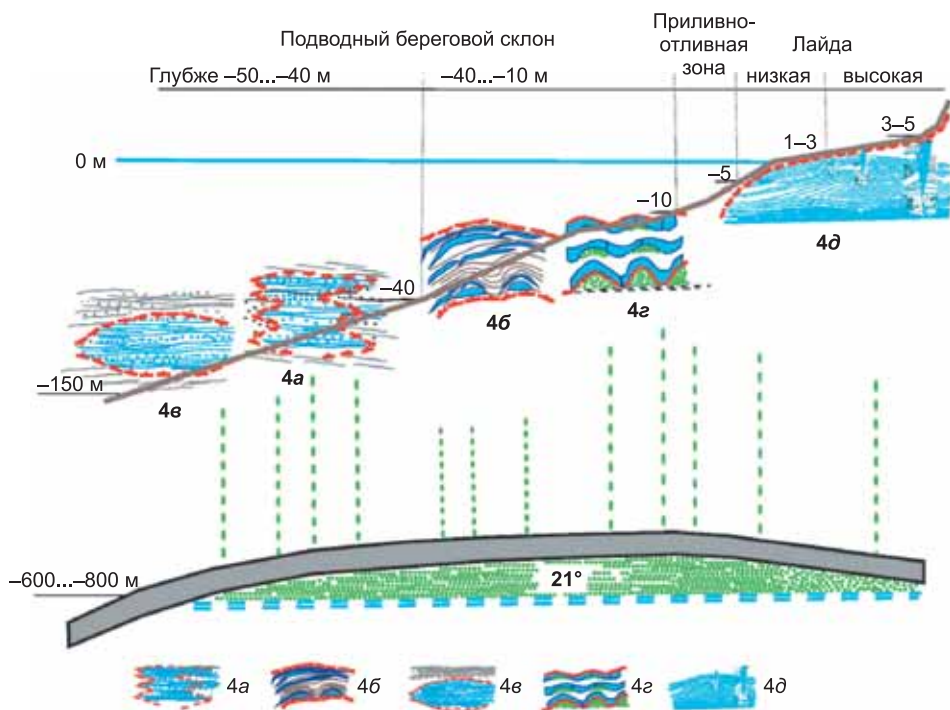


Рис. 6.11. Авторская типологическая схема последовательного и стадийного развития субаквального криолитогенеза в морских отложениях шельфа. Типы:

4а — эндогенно-диффузионный; 4б — субмаринный криодиagenез; 4в — субмаринный син-криолитогенез; 4г — субмаринный диапирогенный криодиagenез; 4д — прибрежно-морской синкриолитогенез

возникают пликативные дислокации, сопровождающиеся льдовыделением в переувлажненных неуплотненных песчано-глинистых и пылеватых осадках, обладающих плавунными и тиксотропными свойствами (рис. 6.12). Но криогенное преобразование охлажденных морских донных осадков распространено значительно шире. Их консолидация происходит и за пределами развития оползневых процессов, но при непосредственном участии криосинерезиса, когда охлажденные донные осадки, просто уплотняясь и избирательно отжимая поровый раствор, переходят в более устойчивое охлажденное состояние. Кроме того, А. Д. Маслов отмечал, что после перехода морских отложений, претерпевших различные стадии субмаринного криодиagenеза, в субаэральный режим развития охлажденные грунты промерзают, а ранее мерзлые слои увеличивают льдистость в результате понижения естественной температуры в толще. А. И. Попов и А. Д. Маслов утверждали, что при оползневых подвижках и деформировании охлажденных засоленных песчано-глинистых пачек отложений поровый раствор отжимается из прослойки глинистого грунта в песчаный, и там, имея меньшую концентрацию, замерзает, т. е. при диагенезе охлажденных морских осадков засоляется оставшийся

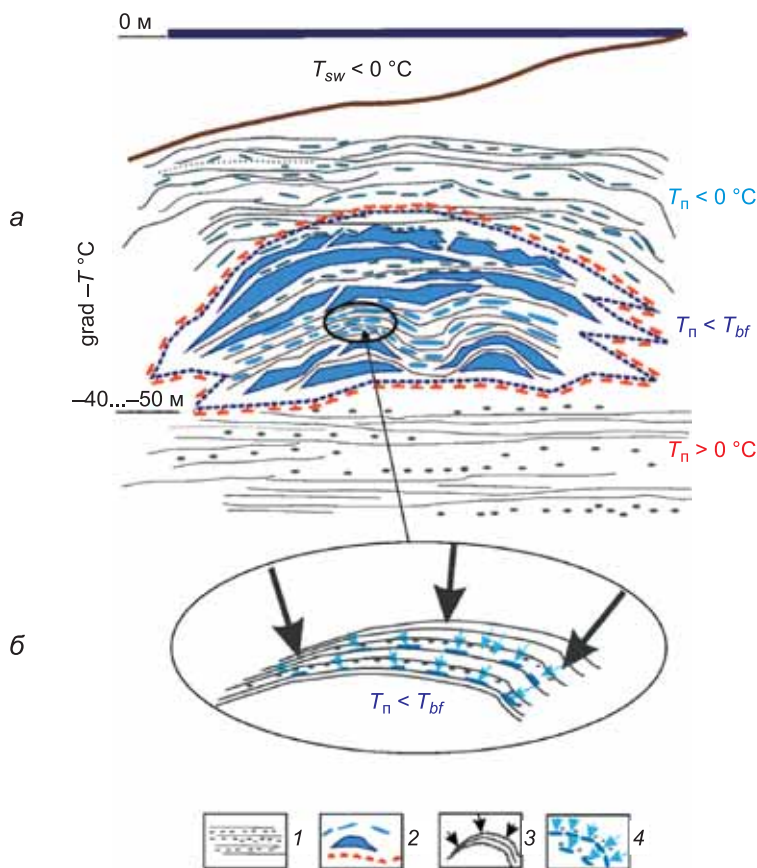


Рис. 6.12. Схема формирования мерзлых пород по механизму субмаринного криодиатогенеза А. И. Попова и А. Д. Маслова (пликативный синкриолитоогенез):

а — температура охлажденных, мерзлых и талых пород на момент сегрегационного льдовыделения (T_n — измеренная температура пород; T_{bf} — температура начала замерзания породы; T_{sw} — температура морской воды); б — образование широв льда в сминаемой складке пород; 1 — охлажденные слоистые суглинки, супеси и пески; 2 — крупные прослои сегрегационного льда; 3 — напряжения смятия при подводном оползании пачки пород; 4 — ширь льда из воды, отжатой из тонкодисперсных грунтов в песок

и опресняется выжатый раствор. Тогда и газ отжимается из промерзающих слоев грунта.

Субмаринный синкриолитоогенез. Промерзание донных отложений возможно и при конвективном (вертикальном) переносе отрицательнотемпературной водной массы, когда более слои морской воды охлаждаются от контактов с подошвой морского льда, уплотняются и погружаются на дно. Если температура морской воды будет ниже точки начала замерзания порового раствора осадков, в донных осадках начинается выделение сегрегационного льда.

Такой механизм промерзания глубоководных морских осадков шельфа — субмаринный синкриолитогенез (см. 4в на рис. 6.11) — рассматривался в работах Н. А. Шполянской. По мере накопления осадков горизонт, в котором возникают условия их промерзания, перемещается вверх, и осадки, насыщенные водой, промерзают синхронно их накоплению (рис. 6.13).

Эндогенно-диффузионный и субмаринный диапировый криодиагенез. По В. П. Мельникову и В. И. Спесивцеву (см. 4а на рис. 6.11), участки повышенной льдистости в мерзлых донных отложениях связаны с участками дегазации залежей (по разломам, сдвигам, надвигам), сопровождаемой охлаждением пород при адиабатическом расширении газа. С. И. Рокос, В. Н. Бондарев с соавторами показали геологические и геофизиологические условия этого процесса (см. 4з на рис. 6.11), отмечая, что обычно газопроявления относятся к про-

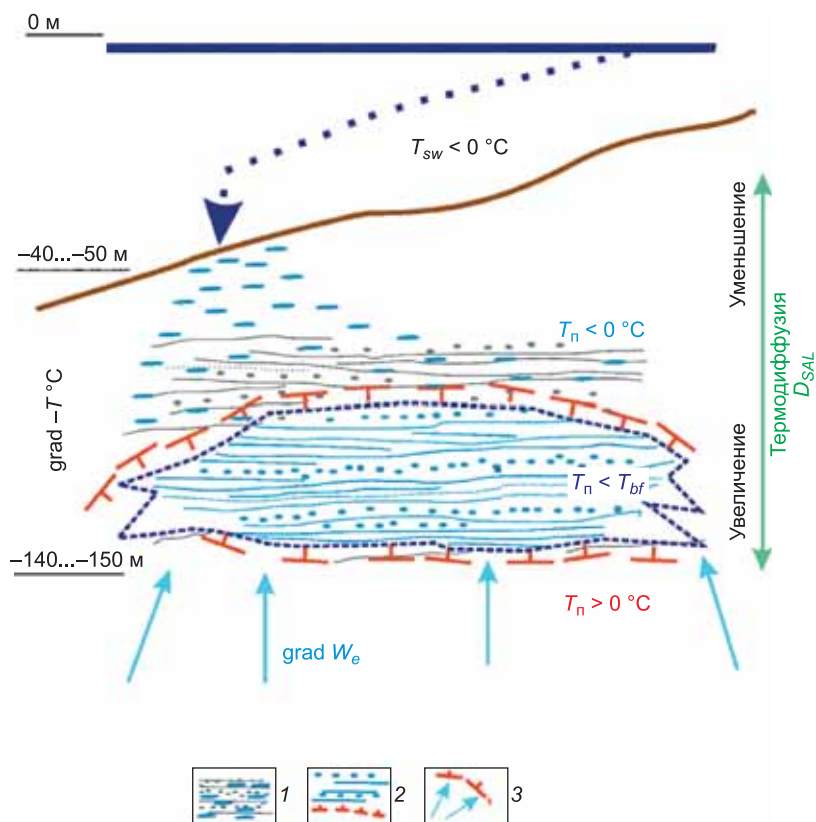


Рис. 6.13. Схема формирования мерзлых пород по механизму субмаринного синкриолитогенеза Н. А. Шполянской:

1 — мелкие включения льда в охлажденных накапливающихся грунтах; 2 — шлиры сегрегационного льда в промерзшем грунте; 3 — миграция влаги к фронту промерзания; D_{sal} — засоленность пород; $\text{grad } W_e$ — градиент влажности в разрезе толщи пород; остальные обозначения аналогичны представленным на рис. 6.12

слоям и линзам песков в толще позднеплейстоценовых суглинков и глин придонной части разреза шельфовых отложений (рис. 6.14). Такие же слоистые пачки подвержены синкриолитогенезу по схеме А. Д. Маслова и А. И. Попова.

В классификации синкриолитогенеза объединены все выделенные ранее схемы типов криолитогенеза. В ней показано, что криолитогенез развивается в последовательной смене фациальных обстановок и условий седиментации морских осадков в отрицательнотемпературной среде по мере уменьшения глубин моря от подводного берегового склона к приливно-отливной зоне, пляжу, низкой, а затем к высокой лаиде (см. 4а, 4б, 4в, 4г, 4д на рис. 6.11), где и завершается субаквальный процесс, и все его события фиксируются в криогенном строении толщи пород.

В пределах глубин моря более 40...50 м наиболее глубоководные осадки шельфа накапливаются, охлаждаются массивами охлажденных поверхностных вод до температуры ниже 0 °С и промерзают. На глубинах моря менее 40...50 м охлаждаемые таким же способом породы на участках пликативных оползневых деформаций также промерзают, как и на участках, где проявляется диффузия газов в донных осадках.

В пределах приливно-отливной зоны промерзание в большей степени обеспечивается охлаждением придонной воды и смерзанием ледового покрова с донными осадками. Субаквальная стадия развития криолитологического процесса завершается при выходе накапливающейся пачки осадков в режим низкой лаиды, а затем и высокой. С этого момента криогенная толща пород переходит в субаэральный режим развития, продолжая стадию прибрежно-морского синкриолитогенеза (см. 4д на рис. 6.11).

Стадийность развития типов криолитогенеза непосредственно связана с хронологическими этапами развития морского бассейна в среднем и поздне неоплейстоцене и голоцене. Если полагать, что начальные моменты обмеления максимумов уровня вод морского бассейна совпадали с максимумами похолоданий средне- и позднеплейстоценовых эпох, то эти эпохи и были хронологическими этапами проявления криолитогенеза, и главная его особенность — по мере накопления отложений идет накачка их газом. Главный движитель воздействия газовой залежи — избыточное давление, под действием которого рассеянные потоки флюидов проникают в грунтовую толщу, запуская процесс первичной миграции. Под действием избыточного давления флюиды, распространяясь по породе, образуют в ней пузырьки, капли, каверны, заполненные компонентом, которые либо создают новые рассеянные потоки, либо прорываются к разуплотнениям в виде трещин. Каверны схлопываются, затем наполняются и опять схлопываются, т. е. работают как циклический перекачивающий насос. Поэтому газ присутствует в грунтовых порах, в полостях, трещинах, сколах, и его больше там, где поровое пространство меньше занято поровым льдом-цементом, что было подтверждено при анализе данных бурения на Харасавэйской газоносной структуре. Газ оказывается в водах подозерных и подрусловых таликов, в криопэгах, во льду гидроакколитов, но в ядрах миграционных бугров пучения его мало. Его не может быть там, где нет газа в подстилающих отложениях и в водах таликов.

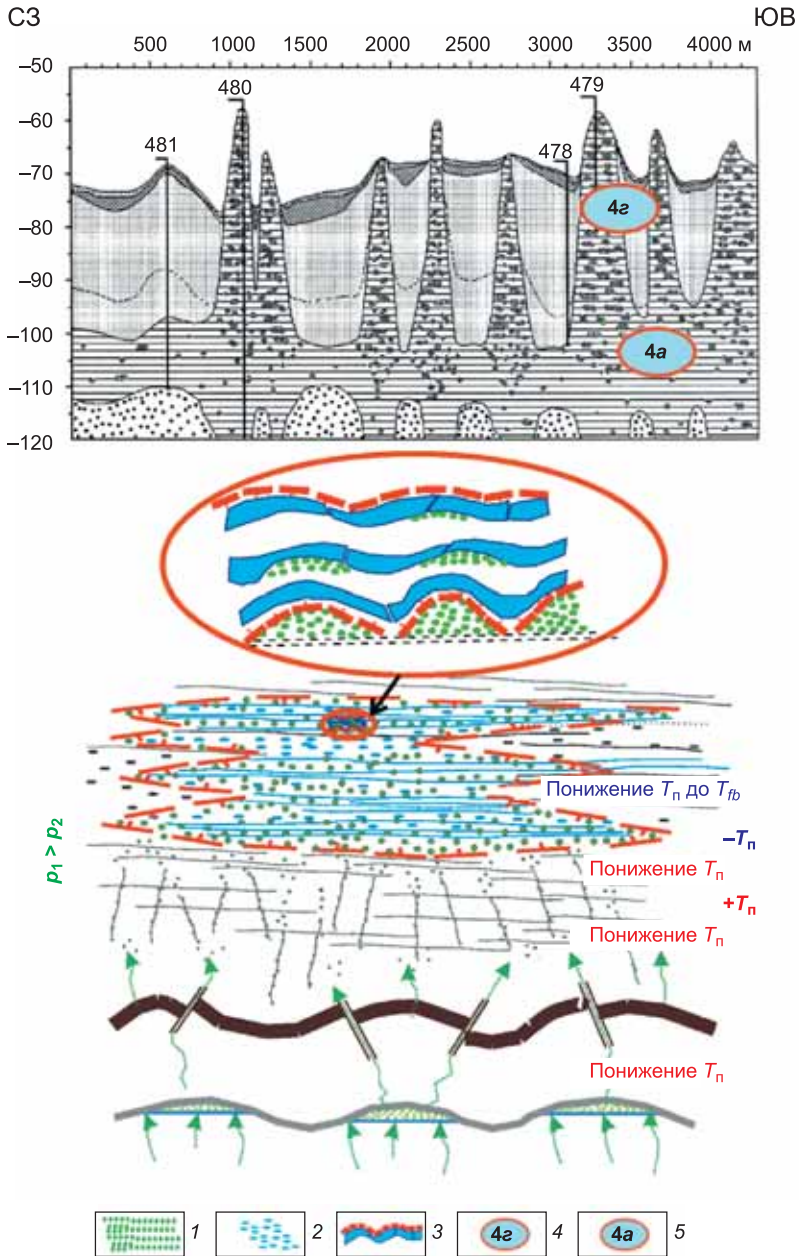


Рис. 6.14. Схема формирования мерзлых пород по механизму диффузионного (4a) и субмаринного диапирового криодиагенеза (4z):

1 — скопления газа под высоким давлением; 2 — шилы сегрегационного льда в слоистой криогенной текстуре; 3 — граница мерзлых пород с криогенной текстурой; 4 — участок развития диапирового криодиагенеза на рисунке В. Н. Бондарева и др.; 5 — участок развития диффузионного криодиагенеза

Газопроявления в донных осадках шельфа (как биогенного, так и мигрировавшего газа другого генезиса, а они всегда смешаны в грунтовой толще) указывают на возможность образования здесь локализованных участков мерзлых пород. В субаэральной обстановке сплошность и мощность мерзлой толщи резко возрастают и участки газопроявлений оказываются законсервированными в мерзлой толще. Миграция газа приостанавливается, и в естественных природных условиях поверхности улавливается только эмиссионный поток из деятельного слоя.

* * *

Данными по частоте встречаемости, интервалам залегания и мощности слоев газо- и газоводосодержащих прослоев и линз в генетических комплексах морских фаций пород криогенной толщи подтверждаются следующие факты.

1. Природный газ является компонентом пород криогенной толщи в газоносной структуре, так как в криогенной толще эпихронным промерзанием зафиксирована та газонасыщенность пород, которая сложилась к началу криогенной литификации разреза независимо от генезиса газа.

2. Миграция газов продолжается миллионы лет, а промерзание пород в разрезе газоносной структуры, зафиксированное в ее криогенном строении, началось в конце среднего неоплейстоцена. По этой причине в морских отложениях, накопившихся за этот отрезок времени, газопроявления зафиксированы только в низах казанцевской свиты позднего неоплейстоцена, а верхняя (синкриогенная) толща сильнольдистых песков III–I морских террас позднего неоплейстоцена (голоцена) образует мощный барьер — крышку для миграции глубинного газа.

3. В более древних отложениях морских фаций поздненеоплейстоценовым промерзанием миграция газов и газонесущих пластовых вод в песчаных породах была приостановлена, но продолжалась она только в самых крупных подрусловых и подозерных таликах, возникавших в голоцене после интенсивного термокарста по полигонально-жильным и пластовым залежам льда.

4. Газовые скопления в морских суглинках криогенной толщи образовались не только из местного органического материала микробактериальной переработкой. Фациальная принадлежность таких частей разреза не относится к подводному склону шельфа. Это не ледниково-морская, а мелководная лагунно-морская или прибрежно-морская фация отложений, обогащенная перемытой и переотложенной органикой тундровой растительности и торфяников с мелкими кустарничками.

5. В разрезах газоносных структур, где газ поступал из газовой залежи в вышележащую толщу осадков через литологические неоднородности и неотектонические разломы, температура пород резко изменялась в сторону охлаждения, обеспечивая возможность локального субаквального льдовыделения в донных осадках морских фаций плейстоцена и голоцена таким же способом, каким это зафиксировано в современных донных породах участков шельфа, прилегающих к побережью Ямала.

Подкласс толщ субаквального осадконакопления и субаквально-субаэрального промерзания

Основные параметры криогенной толщи (температура, льдистость, состав грунтов, минерализация порового раствора, степень консолидированности осадков и др.) во многом определяются спецификой осадконакопления в прибрежной зоне.

Прибрежно-морской синкриолитогенез

По мере приближения к берегу и уменьшения глубины моря до 10...15 м усиливается летний прогрев морской воды, повышается среднегодовая температура придонного слоя морских осадков. На больших глубинах температуры осадков составляют $-1,5...-1,8^{\circ}\text{C}$, на меньших повышаются до $-0,5^{\circ}\text{C}$, местами достигая положительных значений. В приливно-отливной полосе припайный лед смерзается с донными осадками при глубине дна 2,0...2,5 м.

По своим размерам прибрежная часть акватории относительно невелика, но в ее пределах влияние субаквального синкриолитогенеза значительно. Существующие здесь реликтовые мерзлые грунтовые массивы подчеркивают возможность сохранения ледяных образований, сформировавшихся на участках морского синкриолитогенеза при переходе из субаквального к субаэральному режиму промерзания.

Фациальная пестрота среды седиментации, интенсивная динамика экзогенных процессов и специфика промерзания засоленных водонасыщенных пород обеспечивают разнообразное проявление прибрежно-морского синкриолитогенеза.

Формы прибрежно-морского типа синкриолитогенеза. Формирование синкриогенной толщи прибрежно-морских отложений определяется геолого-геоморфологической обстановкой среды осадконакопления. Термоабразивная и абразионно-аккумулятивная деятельность прибрежных морских вод интенсивно трансформирует береговую зону, обеспечивая тот или иной ритм осадконакопления и неоднородность фациального состава осадков.

Существуют две формы проявления прибрежно-морского синкриолитогенеза — аккумулятивная (первичная) и термоабразионно-аккумулятивная (унаследованная).

Гидрологический режим морского бассейна (приливы-отливы, сгонно-нагонные явления, волноприбойная деятельность и др.) влияет на миграцию береговой зоны и формирует ее современный рельеф. Береговая зона отделена от зоны поднятых (древних) береговых форм уступом и состоит из подводного берегового склона, приливно-отливной зоны, низкой и высокой лайды. Мощность отложений береговой зоны обычно не превышает 10...15 м, а состав значительно изменяется по разрезу, подчеркивая резкую дифференциацию условий проявления синкриолитогенеза на аккумулятивном или термоабразионно-аккумулятивном побережье.

Аккумулятивная форма прибрежно-морского синкриолитогенеза. Мерзлые породы в прибрежной полосе аккумулятивного побережья в суб-

аквальных условиях подводного берегового склона накапливаются при отрицательной температуре (до $-2,0...-2,5$ °C) морских придонных вод на протяжении значительной части года. Зимой в пределах приливно-отливной зоны и пляжа эти воды сплошь промерзают, образуя ледяной припай. Накопившиеся осадки промерзают в первую очередь под припайными льдами, которые большую часть года залегают непосредственно на дне. Температуры пород здесь опускаются до $-3...-4$ °C и ниже. Нулевая изотерма проникновения отрицательной температуры располагается на несколько десятков метров ниже поверхности дна, спускаясь в пределах низкой лайды до глубин 80...100 м.

По схеме развития прибрежно-морского синкриолитогенеза в геоморфологических условиях аккумулятивного берега мерзлые льдистые породы формируются в три стадии (рис. 6.15).

На участках новообразования мерзлых пород береговая линия выдвигается в море. В субаквальном режиме молодые осадки переходят в мерзлое состояние при промерзании снизу, оно заметно преобладает над сезонным промерзанием сверху. Подстилающими отложениями здесь являются низкотемпературные суглинисто-глинистые толщ пород позднего неоплейстоцена с сетчатой и слоисто-сетчатой криогенной текстурой. Эти породы не отличаются от вышележащих повышенной засоленностью, они имеют характерное слоистое и плотное сложение, мягкопластичную и скрытотекучую консистенцию при оттаивании.

Пластичномерзлые грунты нижней части мерзлой толщ заметно отличаются от твердомерзлых более высокой засоленностью. Для суглинисто-глинистых грунтов характерен менее четкий и закономерный рисунок криогенной текстуры: отдельные гнезда и кристаллические скопления льда. Влажность грунтов обычно не выше предела текучести, при оттаивании грунты медленно размокают, приобретая полутвердую консистенцию и нередко сохраняя естественное сложение.

Лед-цемент занимает пространство только самых крупных пор, а остальные поры заняты высокоминерализованной влагой. Засоленная среда препятствует сколько-нибудь заметной миграции связанной воды при промерзании в тонкодисперсных грунтах. В песчаных засоленных грунтах вода вымерзает, вытесняя рассол в свободное поровое пространство, из которого рассольные воды гравитационно увлекаются вниз, растворяя ниже расположенные ледяные включения.

Охлажденные грунты в разрезе современной морской толщ сильно засолены, лишены даже порового льда, предельно водонасыщены, имеют текучую консистенцию, характеризуются минимальными значениями прочностных характеристик. Но в основании мерзлой толщ имеют облик, структуру, сложение и консистенцию обычной горной рыхлой породы, плотной и маловлажной. Даже невысокая засоленность порового раствора не допускает здесь льдовыделения, так как температура этих пород на таких глубинах не опускается ниже $-0,5...-1,0$ °C и существенно выше температуры начала ее замерзания.

Дальнейшее развитие мерзлой толщ продолжается в приливно-отливной зоне побережья при периодической смене субаквального режима

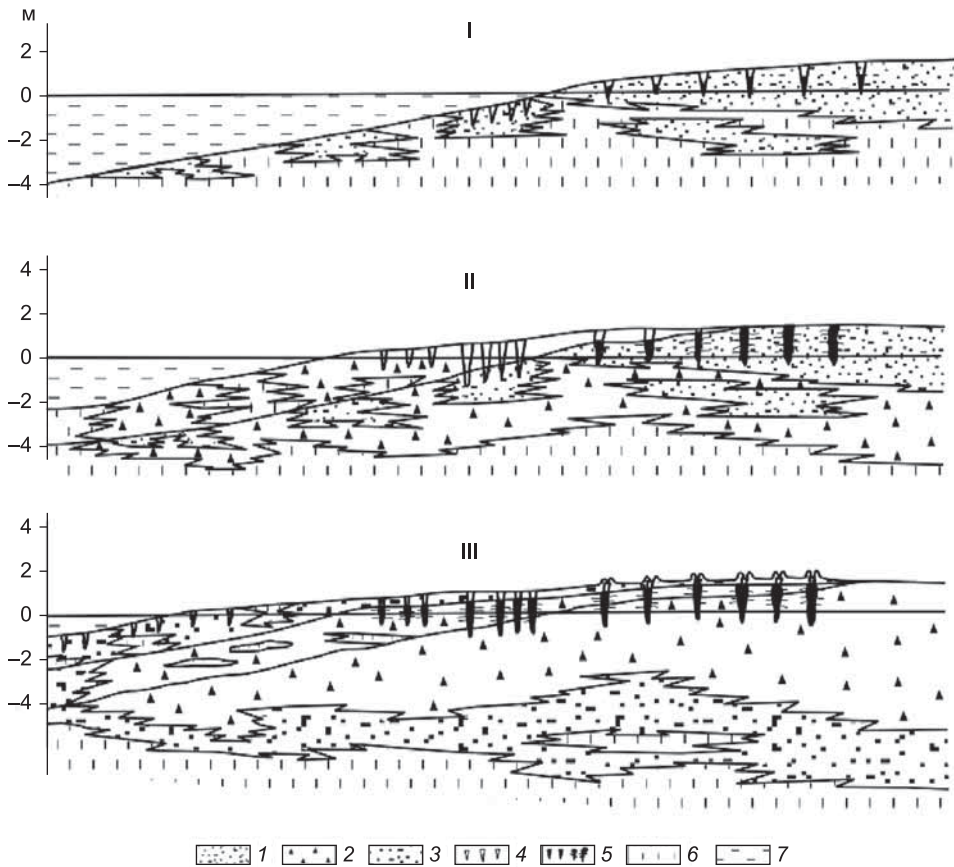


Рис. 6.15. Развитие аккумулятивной формы синкриолитогенеза современных прибрежно-морских отложений:

I стадия — развитие перелетков и островной мерзлоты в пределах подводного берегового склона и приливно-отливной зоны; формирование сплошной маломощной мерзлой толщи на низкой лайде. Мерзлые породы переслаиваются с охлажденными, образуются горизонты с криопэгами, проявляется морозобойное растрескивание; II стадия — накопление синкриогенной пачки пород в приливно-отливной зоне, консервация нижних концов ледяных жил, эпихронное промерзание подстилающих пород; локализация криопэгов в линзах; увеличение мощности мерзлой толщи на всех элементах берега; III стадия — накопление синкриогенной пачки пород с синкриогенными полигонально-жильными льдами на низкой лайде, формирование полигонально-валикового микрорельефа высокой лайды, эпихронное промерзание глубоких горизонтов толщи, рост давления и минерализации в линзах криопэгов; 1 — мерзлые породы I стадии развития; 2 — те же II стадии развития; 3 — те же III стадии развития; 4 — сезонные морозобойные трещины и жилки льда; 5 — растущие синкриогенные жилы льда; 6 — охлажденные породы с линзами криопэгов; 7 — морская вода

субаэральным. Отложения фаций низкой и высокой лайды характеризуются наличием синкриогенных полигонально-жильных льдов, здесь формируется полигонально-валиковый микрорельеф, появляется начальная стадия термокарста.

Мерзлые породы лайды, приливно-отливной зоны и мелководной (менее 10...12 м) части подводного берегового склона представлены сложным переслаиванием и фациальным замещением суглинистых, супесчаных и песчаных грунтов. В приустьевых частях побережий в разрезах увеличивается содержание тонкодисперсных грунтов. Мощность мерзлой толщи здесь колеблется от 1...2 до 6...8 м, редко более; среднегодовые температуры понижаются от -3...-4 до -6...-8 °С.

Криогенное строение песчаных отложений, слагающих низкие заливаемые острова и отмели непосредственно у береговой линии и на пляже, сравнительно однообразно. Криогенные текстуры их представлены массивными видами с базальным типом льда-цемента. В редких случаях в таких породах наблюдаются слоистые криогенные текстуры, в которых тонкие и редкие ледяные шпирь залегает согласно волнистой слоистости вмещающей породы.

Суммарная объемная льдистость супесчано-песчаных отложений составляет в среднем 45...55 %. В суглинисто-глинистых она достигает 65...70 %, причем на долю сегрегационного льда приходится до 30...35 % объема мерзлой породы. В них преобладают слоисто-сетчатые криогенные текстуры, слоистые же развиты значительно реже.

Лед горизонтальных шпиров слоисто-сетчатой криогенной текстуры обычно пористый, с микровключениями суглинка и супеси. Верхний контакт ледяного шпиря с вмещающей породой четкий и ровный, а нижний представляет собой постепенный неровный взаимопроникающий переход ото льда к вмещающей породе. Косые и вертикальные шпирь развиты слабо, контакты их довольно ровные и четкие. При оттаивании грунт, даже без видимых включений льда, растекается, и по внешнему облику керна можно судить о слабой литификации промерзших отложений и незавершенности процесса льдовыделения.

Подводный береговой склон. На начальном этапе молодые, пропитанные морской водой осадки в условиях мелководья начинают промерзать сверху. При этом в толще промерзающих осадков консервируются линзы и прослой высокоминерализованных криопэггов, что объясняется интенсивной скоростью накопления супесчано-песчаных осадков. По наблюдениям автора, на севере Западной Сибири она составляла в отдельные годы 10...15 см за весеннее-осенний период у факторий Тамбей и Дровяная, 25...35 см в пределах акваторий Юрацкой губы и Гыданского залива, 5...15 см за лето на западном побережье Ямала. По данным Н. Ф. Григорьева, она может достигать 20...25 см за один навигационный период, средние же значения скорости накопления песчаных осадков в голоцене не превышают 0,5...1,0 см в год (по Н. Н. Куликову).

На мелководьях промерзавших до дна акваторий мощность сезоннопромерзающего слоя превышает мощность слоя сезонного протаивания, что создает предпосылки для формирования вечномерзлых пород,

имеющего фрагментарный спорадический характер. Морская вода промерзает до дна и сезонномерзлый слой не успевает протаять за летне-осенний период. Образующиеся перелетки сезонномерзлых пород сохраняются более длительное время и при непрекращающемся осадконакоплении переходят в вечномерзлое состояние. Среднегодовые температуры при этом составляют $-4...-6$ °С. По мере промораживания растущей толщи осадков ее мощность увеличивается, и при смещении береговой линии аккумулятивного побережья вечномерзлые осадки оказываются в зоне влияния приливно-отливных течений, т. е. смещаются в более мелководные и гидродинамически активные условия седиментации.

Приливно-отливная зона. Непрерывный субаквальный режим осадконакопления здесь изменяется на прерывистый и формируется синкриогенная толща, разрез которой подстилается слоем охлажденных пород с криопэгами. Мощность этой толщи увеличивается в результате промерзания осадков, ритмично накапливающихся в приливно-отливной зоне. Среднегодовые температуры отложений здесь составляют $-6...-8$ °С. Подстилающие охлажденные породы с той же температурой промерзают в постоянно замедляющемся темпе из-за увеличения мерзлой толщи.

Пляжевые (ваттовые) отложения формируются уже при наличии мерзлых пород в основании слоя сезонного протаивания. Они переходят в вечномерзлое состояние в основании этого слоя по мере увеличения мощности молодых осадков. Достаточно низкие зимние температуры на глубинах 1...2 м (максимальная мощность протаивающего слоя в наиболее обводненной нижней части зоны прилива) обеспечивают промерзание отложений, насыщенных соленой морской водой. Их суммарная влажность достигает 50...80 %, а на глубине 10 м — 20...40 %.

В осадках приливно-отливной зоны пляжа ледяные включения образуются в слоях пылеватого песка. Линзочки льда, как правило, не сливаются в решетку и не вытягиваются в длину, а имеют форму горизонтальных гнезд с закругленными концами. В прослоях растительного детрита линзы льда более выдержаны по длине, а шлиры и льдистые горизонты всегда ориентированы параллельно подошве слоя сезонного промерзания.

Глинистые отложения нижней части разреза приливно-отливной зоны имеют слоистую криогенную текстуру. Ледяные линзовидные шлиры сливаются в волнистые прослои, образуя густую вытянутую по горизонтали линзовидно-плетенчатую решетку, причем сильнольдистые прослои мощностью 0,5...2,0 см чередуются с малольдистыми мощностью до 1,0 см.

В. А. Усовым (а позднее — и автором) было показано, что уже в приливно-отливной зоне закладывается первичная эпикриогенная решетка полигонально-жильного льда, появляется возможность синкриогенного роста ледяных жил. Слой воды, промерзающей до дна, не препятствует морозобойному растрескиванию на дне при неглубоком залегании мерзлого субстрата. Полигонально-жильные льды образуются уже на начальной стадии формирования пляжевых берегов и развиваются синхронно с осадконакоплением до тех пор, пока пляжевая зона не превратится в высокую лайдку.

На поверхности лайды небольшие жилки также формируются из атмосферной воды, проникающей в открытые трещины, или из воды сезонноталого слоя, если трещины не выходят к поверхности. Вода с высокой минерализацией попадает в трещины из волнующегося прибрежного водоема во время высоких летних приливов или штормовых нагонов. Следовательно, более соленый лед в мелких жилках — это, скорее всего, результат участия вод прибрежно-морской акватории в сложении льда жил. Это отмечено в фациях прибрежных отмелей, ежегодных осушек, банок, приливно-отливной полосы, пляжа, низкой и высокой лайды, где отложения засолены и солоноватая вода донного слоя непременно будет в ледяных жилках.

Низкая лайда. В условиях низкой лайды рост мощности синкриогенной толщи резко замедляется, а субаэральный режим ее развития доминирует над субаквальным. Здесь развиваются синкриогенные полигонально-жилые льды в песчано-супесчаных и супесчано-суглинистых осадках лагунных побережий. В длительном субаэральном режиме увеличивается глубина многолетнего промерзания, среднегодовая температура пород понижается до $-7 \dots -9$ °С. Вслед за этим увеличивается льдистость отложений в результате кристаллизации части незамерзшей воды, уплотняется грунтовый массив между растущими ледяными клиньями, сокращается мощность линз и прослоев пород с криопэгами, залегающих в нижней части синкриогенной пачки, повышается их минерализация и понижается температура.

Высокая лайда. На заключительной стадии развития современной синкриогенной толщи отложений фациальные условия промерзания становятся сравнительно однообразными. Осадконакопление реко замедляется, мощность мерзлых пород достигает практически предельного значения и увеличивается при промерзании подстилающих и глубоко залегающих отложений. Максимальных размеров достигают полигонально-жилые образования. В приповерхностной части синкриогенной пачки пород начинает развиваться термокарут — сначала по полигонально-жилному, а затем и по сегрегационному льду.

Итак, в условиях аккумулятивной формы прибрежно-морского типа синкриолитогенеза соленость и температура придонных вод, первичный состав, строение и сочетание грунтов в разрезе, скорость их накопления, степень их диагенеза до промерзания и в процессе него, темп и направление промерзания контролируются фациальной обстановкой той или иной части береговой зоны. Каждая из этих частей представляет собой неоднородную и динамичную в пространстве и времени фациальную среду осадконакопления и синхронного ему промерзания.

Лагунно-морской синкриолитогенез

Лагунные аккумулятивные формы побережья образуются, когда часть акватории подводного берегового склона отделяется от волн открытого моря узкой песчаной косой — баром. Вблизи берега накапливается тонкий илистый материал, резко отличающийся по строению и составу от обычных отложений пляжа и кос. Причиной образования берегов лагунного типа является

характерное для мелководных морей строение берегового склона, у подножия которого избыточно накапливаются рыхлые осадки на значительном удалении от береговой линии. При очень малом уклоне дна волна разрушается на значительном удалении от берега, и здесь формируется подводный вал — барьер для частиц, переносимых течением со дна. По мере роста подводный вал превращается в надводный бар, отгораживающий часть прибрежной акватории (лагуну) от волны прибоя. В пределах отделившейся баром лагуны осаждается преимущественно тонкодисперсный материал с высокой степенью минерализации морской воды.

Пока глубина лагуны превышает мощность зимнего ледяного покрова (до 2...3 м), промерзание происходит в процессе постепенного ее обмеления по мере заполнения осадками.

В верхней линзе лагунных отложений могут встречаться сильнольдистые илы и суглинки с прослоями песка. Последние фиксируют момент, когда отложения бара (по мере постепенного повышения уровня моря) стали надвигаться на лагунные отложения под действием прибойных волн. К моменту перекрытия лагунных отложений баровыми они могут охладиться до сравнительно низкой отрицательной температуры.

Водные отложения, которые сформировались при отсутствии многолетнемерзлого субстрата на дне водоема и промерзли в результате изменения температурного режима осадочной толщи в субаквальных условиях того же водоема на стадии диагенеза, В. А. Усов называл диагенетически промерзшими. Он так описывал процесс промерзания отложений, накапливавшихся в лагуне.

1. В процессе выработки профиля равновесия на пологом (подводном. — Ю. Б.) береговом склоне возникают условия для интенсивного накопления осадочного материала на значительном удалении от берега. Отложения подводного склона в той части, где они примыкают к мерзлому массиву пляжа, промерзают сингенетически (т. е. синхронно их накоплению. — Ю. Б.). По мере удаления от берега многолетнемерзлая толща линзовидно выклинивается на некоторой глубине от поверхности дна.

2. Формирование надводного бара изолирует часть акватории от волн открытого моря. Его интенсивное охлаждение и промерзание приводят к образованию в толще бара мерзлого ядра.

3. Лагунные отложения, накапливающиеся в изолированной акватории, по мере обмеления и сокращения ее площади охлаждаются до отрицательной температуры, не приводящей к льдовыделению благодаря высокой минерализации поровых вод.

4. Бар, перекрывая лагунные отложения, сближается с пляжем, и мерзлые толщи бара и пляжа частично смыкаются на значительном удалении от берега.

5. Одновременно с этим диагенетические процессы преобразуют толщу илов по мере промерзания подстилающих их отложений.

6. При полном смыкании мерзлого ядра бара с мерзлой толщей пляжа изолированные талики в песчаной толще ликвидируются и в лагунных илах

формируются ледяные инъекции (в несколько этапов). Форма инъекций в уплотненных и частично сцементированных льдом илистых отложениях преимущественно угловатая, в легко деформируемых — овальная.

7. Бар примыкает к пляжу, акватория лагуны отделяется от моря, а на внешнем крае примкнувшей части берега (бывшем наружном склоне бара) вновь синхронно промерзают отложения подводного склона.

А. Н. Хименков отметил, что в засоленных осадках миграционные процессы чрезвычайно слабо формируют криотекстуру с наклонной сетью шпиров. Засоление отложений резко подавляет миграцию воды и при высоких значениях вообще ее останавливает. Кроме того, слоистые криогенные текстуры в промерзающих засоленных грунтах ориентированы не параллельно фронту промерзания, а субвертикально по отношению к нему.

По наблюдениям А. Н. Хименкова на Ямале, многие особенности криогенного строения промерзающих лагунных осадков легко объясняются обычным промерзанием сверху. Верхняя часть толщи субаквальных осадков часто имеет влажность намного выше предела текучести. В таком переувлажненном текучем грунте кристаллы растут, легко раздвигая частицы в любом направлении, и ориентировка растущего шпиря достаточно хаотична. При этом кристаллы, ориентированные базисной плоскостью в направлении промерзания, проникают в охлажденную породу до зарождения в ней кристаллов с другой ориентировкой. Таким образом, в промерзающей донной массе засоленных осадков формируется достаточно беспорядочная сетчатая текстура. Преобладают в ней ледяные шпирь, ориентированные в направлении температурного градиента, т. е. расположенные субвертикально или наклонно.

На обширных пляжах, островах и осушках многолетнемерзлые породы распространены повсеместно. На этих геоморфологических элементах накопление современных отложений сопровождается синхронным промерзанием и нарастанием мощности мерзлого горизонта, до 3...5 м, редко более. Мерзлый горизонт подстилается охлажденными породами, мощность обычно составляет 1,5...3,0 м и постепенно увеличивается к тыловой части, где пляж переходит в лайду. Современные мерзлые породы иногда могут смыкаться с подстилающими их более древними мерзлыми горизонтами, тогда мощность мерзлой толщи значительно увеличивается. При этом на пляжах термоабразионных участков побережья она может достигать 100 м и более.

Несколько по-иному развивается криолитогенез морских осадков на участках термоабразионно-аккумулятивного берега.

Термоабразионно-аккумулятивная форма прибрежно-морского типа синкриолитогенеза. Отличительные особенности заключаются не только в деталях геоморфологического строения берега — значительно меньшая ширина приливно-отливной зоны, наличие размываемого уступа и др. Здесь в процесс субаквального осадконакопления включается большое количество грунтового материала из оттаивающего летом абрадированного берегового уступа. Накопление осадков и их промерзание происходят в абразионной террасе, выработанной в древних вечномерзлых породах, т. е. на вечномерзлом субстрате. Молодые осадки промерзают в субаквальном режиме снизу, резко

преобладающем над сезонным промерзанием сверху, ведь подстилающими отложениями, как правило, оказывается низкотемпературная ($-5...-8\text{ }^{\circ}\text{C}$) эпикриогенная суглинисто-глинистая толща отложений средне- и позд-неплейстоценового возраста (рис. 6.16).

Подводный береговой склон. После выработки абразионного подводного склона в вечномерзлых породах абрадированный материал оттаивает и переоткладывается. Вновь отложенные слои промерзают снизу при наличии мерзлой толщи в основании и при отрицательной температуре придонных вод. Прослой пород с криопэгами перекрываются промерзшей породой и остаются в законсервированном состоянии, постепенно вымерзая, а минерализация криопэгов повышается до очень высоких значений.

Вещественный состав и криогенное строение вечномерзлых пород фации подводного берегового склона достаточно разнообразны, и дальнейшее

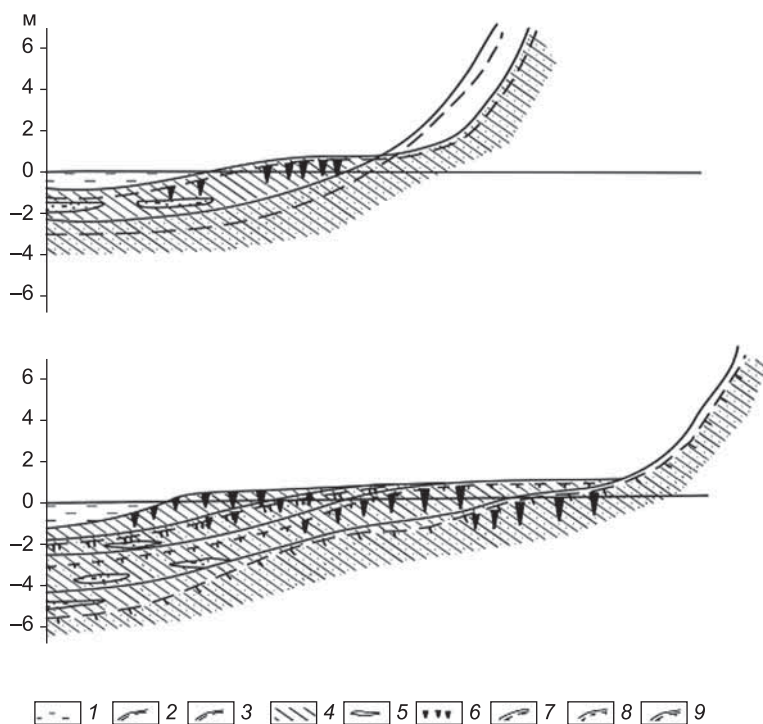


Рис. 6.16. Развитие термоабразионно-аккумулятивной формы при-брежно-морского синкриолитогенеза:

1 — морская вода; 2 — положение абразионного берегового уступа и кровли мерзлых пород; 3 — его положение после размыва и переотложения обрушен-ных пород; 4 — мерзлые породы; 5 — линзы охлажденных пород с криопэ-гами; 6 — синкриогенные полигонально-жильные льды, местами — морозо-бойные трещины; 7–9 — последовательные стадии термоабразии коренного берега, аккумуляции и промерзания молодых осадков, сопровождающиеся развитием полигонально-жильных льдов

развитие мерзлых новообразований происходит в условиях периодической смены субаквального режима субаэриальным.

Приливно-отливная зона. По составу отложений и их криогенному строению эта зона сходна с такой же зоной в случае аккумулятивного синкриолитогенеза. Здесь также закладывается первичная эпикриогенная решетка полигонально-жильных льдов. В глинистых осадках отмечаются пласты погребенных припайных льдов небольшой толщины, консервация которых обеспечена увеличенной скоростью осадконакопления вблизи абразионных берегов.

Низкая лайда. Отложения этой фации характеризуются криолитологическими особенностями, присущими поздней стадии развития синкриогенной толщи. Глубина промерзания этих отложений и подстилающей толщи достигает 50...100 м. Развита растущие синкриогенные полигонально-жильные льды, дисперсные отложения имеют сетчатые и слоистые криогенные текстуры, в ряде случаев отмечаются погребенные припайные льды. Сюда периодически поступает переотложенный дисперсный материал от абрадируемого берега, и когда его поступление прекращается, развитие криолитогенеза продолжается в пределах высокой лайды.

Высокая лайда. Последняя стадия формирования синкриогенной толщи характеризуется чрезвычайно замедленным темпом седиментации, достижением максимальных мощностей вечномерзлых толщ и синкриогенных полигонально-жильных льдов, развитием в микрорельефе высокой лайды полигонально-валиковых образований. Приповерхностная часть синкриогенной пачки подвергается термокарстовой переработке.

Особенности развития синкриолитогенеза в области аккумуляции морских отложений. В пределах всего побережья Северного Ледовитого океана и его отдельных геоморфологических элементов активно развиваются процессы субаквального синкриолитогенеза. В течение позднего плейстоцена и голоцена в широком диапазоне отрицательных температур и в пестрых фациальных условиях осадконакопления формируются синкриогенные толщи различной мощности. Возникновение, развитие и деградация синкриогенных толщ в геологическом масштабе времени происходят на фоне закономерной смены глубоководных морских условий мелководными прибрежно-морскими.

В определенных региональных разрезах четко фиксируется смена субаквального морского синкриолитогенеза прибрежно-морским и лагунно-морским режимом промерзания накапливающихся осадков. Это может означать не только изменение геоморфологической и литолого-фациальной обстановки в процессе трансгрессивного или регрессивного перемещения береговой линии. Это означает и завершение геологического цикла накопления толщи осадков при неотектоническом подъеме газоносных структур или (и) при регрессии морского бассейна. Такой разрез в плейстоценовой его части начинается базальным размывом дочетвертичных отложений. Выше — ингрессионная часть толщи, переходящая постепенно в трансгрессивную, где по составу отложений, их засоленности, содержанию органики и микрофауны четко фиксируется увеличение глубин морского бассейна. Верхняя часть разреза, судя

по этим же параметрам, формируется в обмелевающем морском бассейне. Здесь отложения представлены регрессивной пачкой осадков — прибрежно-морских на открытых побережьях, лагунно-морских в полузамкнутых заливах (типа современных Обской, Юрацкой и Тазовской губ).

Отчетливая пространственно-временная изменчивость позволяет выявлять на обширных территориях региональные и зональные закономерности и особенности развития криолитогенеза и его проявления в различных условиях накопления отложений.

В Арктическом бассейне сформировалась и длительное время существует область аккумуляции морских отложений, в пределах которой донные осадки накапливаются в поле отрицательных температур.

1. Субаквальный морской синкриолитогенез связан здесь с накоплением и формированием субаквальной осадочной толщи при отрицательной температуре, обусловленной только теплообменом с морскими водами. Он проявляется:

- на участках акватории, где морские воды контактируют с осадочными толщами, в которых консервируются донные льды;
- на прибрежных участках акватории, где льдообразование происходит при опреснении засоленных морских осадков континентальными пресными водами.

Здесь меняется состояние осадков и поровых вод, создаются потоки внутригрунтовых вод, образуются разрывы в сплошности осадочных толщ. Эти изменения в породах не связаны с промерзанием при непосредственном и прямом теплообмене с атмосферой.

2. Льдообразование в толще субаквальных осадков происходит благодаря действию эндогенных источников энергии тепломассопереноса. Несмотря на отрицательную температуру и присутствие льда, в морских субаквальных осадочных толщах активна жизнедеятельность разнообразных биоценозов, интенсивно выделяются автохтонные газы, проявляется диффузия газов из древних глубоко залегающих донных пород.

3. В среде отрицательных температур любые изменения (уплотнение, отжатие свободной и миграция связанной воды, синерезис, связанный с разрывом сплошности толщи, диффузия из скоплений газа, преобразование поровых вод и др.) приводят к созданию обстановки, в которой формируются кристаллы льда. Проявление субаквального морского синкриолитогенеза характеризуется еще и тем, что льдовыделение в толще морских осадков обеспечивается только энергетическим состоянием самого грунтового массива и поддерживается теплообменом с толщей отрицательно-температурных морских вод, а не напрямую с атмосферой.

4. Для криогенного строения мерзлых субаквальных морских осадков характерно преобладание субвертикальных шпиров льда толщиной в несколько миллиметров. Часто встречаются изометричные кристаллы льда, иногда образующие цепочки. Монолитные ледяные элементы легко делятся на агрегаты. Нередко встречаются горизонты ледяных изометрических образований с включениями грунта размером в десятки сантиметров, общая льдистость

при этом превышает 70 %. Широко распространены косослоистые ветвящиеся ледяные шлиры. Кристаллы льда иногда покрыты налетом соли.

5. Совместно с мерзлыми участками даже при низких отрицательных температурах встречаются участки пластичномерзлых и охлажденных грунтов, не содержащих льда. Влажность грунтов, как правило, превышает предел текучести. При формировании криогенных текстур в данных условиях незначительна роль процессов миграции связанной воды и велика роль процессов, связанных с перераспределением свободной воды.

6. Преимущественный путь образования засоленных мерзлых пород Арктического побережья связан с синхронным субаквальным и эпихронным субаэральным промерзанием морских, прибрежно-морских и других слабо-литифицированных отложений, насыщенных морской водой. Формированию высокой засоленности морских и прибрежно-морских отложений способствует низкая отрицательная температура среды, синхронное накопление и промерзание осадков, часто с возможностью промерзания снизу, слабая степень дифференциации осадочного вещества, отлагающегося в арктических морях и прибрежных условиях.

7. Особенности проявления субаквального синкриолитогенеза связаны с промерзанием накапливающихся морских осадков, последующим их выходом на поверхность и консервацией их в субаэральных условиях. На этих стадиях последовательно развивается криогенная толща пород: от отрицательнотемпературных, влагонасыщенных несцементированных морских осадков, к слоистым пачкам, где мерзлые, сцементированные льдом грунты чередуются с высокоминерализованными водонасыщенными горизонтами, и далее, к монолитным низкотемпературным мерзлым толщам. Эти этапы связаны и с регрессивными стадиями Полярного бассейна, когда морские осадки выходят на поверхность и подвергаются дополнительному охлаждению.

8. В отличие от регрессивных стадий Полярного бассейна — восходящей стадии развития и усложнения криогенного комплекса — в трансгрессивные стадии происходит частичное разрушение и размыв субаэральных мерзлых толщ и их консервация в субаквальных условиях. При этом в среду субаквального синкриолитогенеза вовлекаются криогенные толщи, полностью сформированные в континентальных субаэральных условиях.

Как утверждает А. Н. Хименков, субаквальный морской синкриолитогенез происходит в несколько этапов, связанных с определенными стадиями развития субаквальной криолитозоны.

Начальный этап субаквального синкриолитогенеза — породы лишь частично затрагиваются промерзанием в засоленной среде. С момента начального стебелькового льдовыделения на поверхности донных осадков и образования донного льда следует отсчитывать этот этап.

С момента смерзания припайных льдов с морским дном начинается второй этап развития синкриолитогенеза — новообразование мерзлых пород. Основное отличие этого этапа заключается в том, что активное промерзание быстро накапливающихся осадков формирует толщу переслаивания

сцементированных льдом пород с сильноминерализованными водоносными горизонтами. Мерзлая (пластичномерзлая) толща, выходя из-под уровня моря, формируется в новых условиях — субаэральных. В верхней части разреза она становится твердомерзлой, здесь же закладывается эпикриогенная генерация полигонально-жильных льдов, продолжается их рост, синхронный осадконакоплению.

Мерзлые толщи в разрезе серии геоморфологических уровней на побережьях арктических морей продолжают свое развитие на третьем этапе. Уже в субаэральном режиме они образуют монолитные единые массивы на огромных пространствах побережья арктического бассейна.

К четвертому этапу относится период, когда вновь развиваются процессы субаквального синкриолитогенеза при перемещении мерзлой толщи в субаквальные условия трансгрессирующего бассейна. На этом этапе реликтовые морские толщи, залегающие на глубинах до 100 м и более под уровнем моря, продолжают испытывать тепловое и термоабразионное воздействие морской акватории.

Криолитогенез полигонально-жильного льда

Классификация А. И. Попова

Основные признаки, динамика развития и механизм роста полигонально-жильных льдов

Полигонально-жильный лед при эпикриолитогенезе

Полигонально-жильный лед при синкриолитогенезе

Авторская классификация синкриогенных полигонально-жильных льдов

Лед существенно изменяет тепловые и физико-механические свойства любой промерзающей породы, в которой он возникает.

В процессе становления Земля как планета разделялась на газы и расплавы магм, которые, остывая, кристаллизовались в железные, сульфидные и силикатные магмы, а в газовой среде конденсировалась вода. Позднее из водных растворов кристаллизовались породообразующие минералы и появлялись микроорганизмы, заметно активизирующие процесс породообразования. Земля постепенно остывала, а вода в литосфере периодически замерзала, и следующей ступенью минералообразования стало льдообразование. П. А. Шумский считал, что среди минералов лед возникает самым последним как в плотностном ряду по удельному весу, так и в порядке температурной последовательности разделения вещества Земли. Лед — самый легкий, самый поверхностный и низкотемпературный минерал. Он прост по химическому составу, пресный или слабо засолен, легко изменяет структуру в термодинамических условиях криолитосферы.

Лед в горных породах служит основным генетическим признаком мерзлоты независимо от того, образует ли он крупные ледяные тела или рассеян в породе в виде мелких кристаллов. Подземный лед залегает в вечномерзлой толще в течение многих веков и тысячелетий, существует сезонно или сохраняется в приповерхностном слое толщи горной породы всего несколько суток или часов.

Подземный лед присутствует в толще мерзлых пород в виде микровключений — мелких рассеянных кристаллов, невидимых невооруженным глазом; в виде мезовключений — тонких ледяных прослоек и шлиров, пронизывающих мерзлый грунт; в виде макровключений — крупных скоплений мономинеральной породы.

На микроуровне подземный лед — цементирующий компонент полиминерального мерзлого грунта — располагается либо отдельными группами и скоплениями кристаллов льда на поверхности минеральных частиц или между ними, либо такими же группами кристаллов с гостевыми молекулами газов, защемленными в кристаллической решетке.

На мезоуровне подземный лед образует:

- системы кристаллов, организованные в процессе промерзания в линзовидную ледяную прослойку — шпир льда;
- системные скопления ледяных шпиров и льда-цемента, формирующих криогенную текстуру мерзлого грунта;
- в крупнодисперсных грунтах — систему шпиров льда, в кристаллическую решетку которого внедрены газовые молекулы.

На макроуровне подземный лед образует мономинеральную мерзлую породу в виде полигонально-жильных систем, пластовых залежей, скоплений льдистых газогидратов.

Подземные льды, заключенные в мерзлой толще рыхлых грунтов, — неотъемлемый компонент криолитосферы. В криосфере наземные и морские льды существуют самостоятельно, но могут оказаться погребенными в промерзающей грунтовой толще.

В мерзлой толще подземный лед распределен неравномерно. На криолитологической карте СССР видно, что наиболее широкого распространения подземный лед достигает севернее 60° с. ш. Здесь он представлен и наибольшим количеством его генетических типов. К югу от этой параллели пространственное распространение и число разновидностей подземного льда весьма ограничены.

Характер распределения льда придает мерзлой грунтовой толще определенную специфичность строения, состояния и свойств, а закономерности распределения льда являются наиболее существенными показателями историко-геологических и физико-географических условий ее формирования.

Подземный лед — результат промерзания грунтовой толщи, а способ промерзания раскрывается при анализе криогенного строения мерзлой толщи и закономерностей распределения в ней льда. Признаки строения мерзлых пород, обусловленные промерзанием, служат также основой для понимания генезиса подземного льда. В конце XIX — начале и первой половине XX в. именно эти признаки использовали И. А. Лопатин, Б. Хегбом, П. Кокконен, С. Тэбер, Г. Бесков, А. М. Пчелинцев, А. И. Попов и другие для первоначальных суждений об основных генетических типах мерзлых толщ в естественных условиях.

В разное время Е. Леффингвелл, А. Б. Добровольский, М. И. Сумгин, Н. И. Толстухин, Б. И. Втюрин, В. И. Соломатин предлагали классификации подземного льда, основанные на разных принципах. Ни одна из них не оказалась всеобъемлющей и универсальной. В развитие прежних классификаций П. А. Шумским была создана полная генетическая классификация подземных льдов, но в ней недостаточно полно учитывались геологические условия развития подземных льдов в процессе криолитогенеза.

Для создания классификации подземных льдов с геологической точки зрения обычно исходят из главнейших типов льдообразования, определяемых условиями залегания и литологией водосодержащих пород, путями проникновения воды в горные породы, при этом непосредственно учитывая физико-географические, теплофизические и литолого-фациальные условия.

Классификация А. И. Попова

Классификация генетических типов подземных льдов, которая не только учитывает предложенные ранее классификации, но и вносит новый смысл, была создана А. И. Поповым в 1967 г. При тогдашнем состоянии знаний он ограничивался выделением двух категорий подземного льдообразования (рис. 7.1):

1) подземные льды, формирующиеся непосредственно в горной породе или в ее трещинах и любых других полостях независимо от способа проникновения воды;

2) подземные льды, первоначально возникшие на земной или водной поверхности, но позже погребенные осадками.

Наиболее важное значение имеют льды первой категории, в которой А. И. Попов выделял главные генетические типы, образующиеся при формировании вечномерзлой толщи горных пород.

Полигонально-жильный лед образуется из поверхностной воды, которая проникает в морозобойные трещины и полости, создавая крупные полигональные ледяные системы. В результате многократного растрескивания вечномерзлых горных пород возникают решетки ледяных жил, полигональные в плане.

Трещинный лед образуется из атмосферной или внутригрунтовой воды, замерзающей в трещинах коренных кристаллических или метаморфических горных пород.

Инъекционный лед образуется из воды, локализованной в толщах грубодисперсных грунтов или на контактах пород разной плотности. Вода внедряется в промерзающую толщу под гидростатическим или гидродинамическим напором. При промерзании подземных таликов возникают

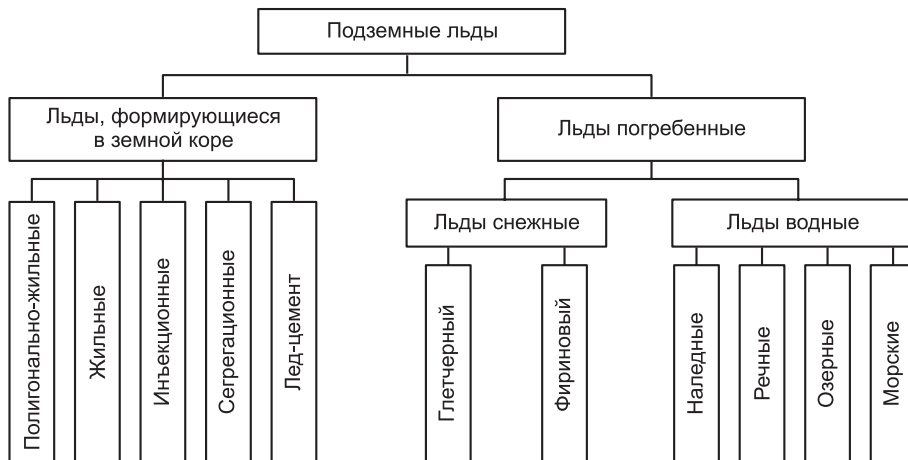


Рис. 7.1. Генетические типы подземных льдов (по А. И. Попову)

ледяные интрузии типа гидролакколитов, пластовые подземные наледы в местах выходов водоисточников, ледяные ядра многолетних бугров пучения. Сюда же относится лед, замерзающий в водоносных (над- и межмерзлотных) напорных горизонтах, заключенных в грубозернистых песках и галечниках на различной глубине. При этом возникают пластовые, линзовидные и неправильной формы ледяные тела, а также льдистые пески и ледяные конгломераты.

Сегрегационный лед образуется из воды в тонкодисперсных осадочных породах и выделяется при ее миграции к фронту промерзания. При сегрегационном льдовыделении в породах образуются слоистые или сетчатые криогенные текстуры.

Лед-цемент образуется при промерзании слабоувлажненных горных пород различного механического состава или при весьма быстром промерзании грунтов любой влажности. При этом не возникает сколько-нибудь визуально выраженных скоплений льда, и обычно он распределен в породе равномерно.

Газогидратный лед образуется в охлажденной и промерзающей толще на глубинах при высоком горном давлении вышележащих пород.

Таковы основные и наиболее широко распространенные генетические типы подземного льда в мерзлой толще.

Подземные льды второй категории — сформированные на поверхности, а затем погребенные — разнообразны по происхождению (глетчерный, фирновый, наледный, речной, озерный, морской) и частоте встречаемости в толще мерзлых пород.

Условия формирования криогенной горной породы так или иначе отражаются в ее строении, в пространственной неоднородности компонентов ее микро- и макростроения. Выявление механизма и условий формирования подземных льдов требует полного учета мерзлотно-фациальной среды их развития. Отдельные генетические типы подземных льдов связаны со строго определенными криогенетическими комплексами вмещающих мерзлых толщ, а другие не избирательны к мерзлотно-фациальной обстановке. Так, погребенные льды и их разновидности строго относятся к генетическому типу осадочной толщи: глетчерные — к моренным и водно-ледниковым, айсберговые — к прибрежно-морским и ледниково-морским. Синкриогенные полигонально-жильные льды формируются в широком генетическом спектре толщ: аллювиальных, озерно-аллювиальных, пролювиальных, прибрежно-морских и лагунно-морских, торфяно-болотных и др. Сегрегационные льды формируются в рыхлых дисперсных осадках независимо от их генезиса.

Морфология текстур сегрегационного льда в разрезе определяется условиями промерзания грунтов различного литологического и механического состава, их водонасыщенности. Эпикриогенные полигонально-жильные льды встречаются в разных генетических типах пород, вплоть до галечников. Лед-цемент формируется в любых по составу и генезису отложениях. Таким образом, одни типы подземного льда связаны с определенными генетическими и литолого-фациальными комплексами вмещающих пород, другие

образуются в широком спектре последних, создавая в различном объеме характерные по облику комплексы криогенных текстур.

Путешественник и врач А. Е. Фигурин в 1823 г. впервые увидел в долине р. Яны и описал ледяные жилы и процесс их формирования — заполнение трещин в мерзлоте весенней талой водой, которые открываются зимой во время сильных морозов. Полигонально-жильный лед в мерзлых толщах наблюдали И. А. Лопатин (1876) в низовье Енисея, А. А. Бунге (1888) на Новосибирских островах и на Янской приморской низменности, А. В. Львов (1916) в Забайкалье, Е. К. Лефтингвелл (1919) на Аляске, А. И. Гусев (1938) в дельте р. Лены и на Янской приморской низменности, А. И. Попов (1949) на Таймыре, П. А. Шумский (1950) в Центральной Якутии и другие исследователи.

Многие советские мерзлотоведы занимались изучением полигонально-жильного льда: П. А. Шумский, Б. И. Втюрин, Б. Н. Достовалов, А. И. Попов, Н. Н. Романовский, В. Н. Зайцев, В. Н. Конищев, В. И. Соломатин, Г. Э. Розенбаум, А. Д. Маслов, А. А. Архангелов, В. В. Рогов, Ю. К. Васильчук.

Не все исследователи субарктических прибрежных равнин Северной Азии могли связать лед в огромных обрывах с жильным льдом, хотя и видели в обрывах грунтовые окна, сложенные горизонтально слоистыми отложениями с растительными остатками, а в осыпях под ледяными обрывами находили большое количество костей мамонтов. Этим льдам приписывали пластовое залегание и рассматривали их как захороненные наземные ледники или гигантские снежники. Среди этих исследователей Э. В. Толль (конец XIX в.), академик И. П. Григорьев, Н. А. Граве и др.

В верхней части разреза криолитосферы полигонально-жильный лед представлен системой ледяных вертикальных клиновидных тел. Они образуют в объеме мерзлой толщи мощную ледяную арматуру, разделяющую грунтовый массив на блоки усеченных пирамид, проекция которых на поверхность Земли выглядят как полигоны — полигональный рельеф. По этим причинам А. И. Попов назвал этот генетический тип льда полигонально-жильным. Другой термин — повторно-жильный лед (термин П. А. Шумского и Б. Н. Достовалова) — исходит из особенностей механизма формирования этого типа льда, а не из его морфологических характеристик.

Из всех видов ледяных пород, замерзших из свободной воды, полигонально-жильный лед наиболее широко распространен внутри криолитосферы. В области сплошного распространения мерзлых толщ развиты реликтовые и современные полигонально-жильные льды. В области прерывистого распространения мерзлых толщ полигонально-жильный лед чаще всего представлен реликтовыми образованиями. В области островного распространения и в области сезонного промерзания встречаются лишь сезонные ледяные элементарные жилки, вытаявающие летом, и псевдоморфозы по ледяным жилам — свидетели былого распространения мерзлых пород, заключавших в себе когда-то полигонально-жильный лед.

Основные признаки, динамика развития и механизм роста полигонально-жильных льдов

Полигонально-жильный лед образуется из поверхностных вод в морозобойных трещинах. Жилы льда клиновидной или столбообразной формы (в поперечном разрезе) образуют в плане полигональную систему. Такой лед чаще всего возникает и развивается в иловатых, торфяно-иловатых, торфяных и тонкодисперсных отложениях, реже в песках, щебнистых и галечниковых отложениях. В иловатых и торфянистых грунтах морозобойные трещины проникают глубоко, а оттаивают эти грунты неглубоко. Пески же, наоборот, растрескиваются до небольшой глубины, а протаивают сравнительно глубоко. Поэтому ледяные жилы в песках сохраняются гораздо реже, чем в тонкодисперсных грунтах.

Эпикриогенные полигонально-жильные льды формируются при стационарном положении дневной поверхности, когда изначальные ледяные жилки льда по мере своего роста превращаются в ледяную жилу. Ширина ее поверху обычно не превышает 2,0...2,5 м, а высота составляет первые метры и теоретически не может превышать 5...6 м — глубины активного проникновения трещин в мерзлую породу.

Форма молодых жилкок в грунтах различного состава сильно изменяется от простой, клинообразной в песчаных грунтах до сложной с льдогрунтом на контактах с вмещающей породой, с «кулисообразным» расположением поясков сегрегационного льда и ленточнообразным строением льда жил в глинистых грунтах.

Клиновидная форма жил, четкая вертикальнослоистая текстура льда, постепенное выполаживание отогнутых вверх слоев вмещающей породы с глубиной по мере сужения клина, их субвертикальные нижние концы и другие элементы указывают на механизм морозобойного растрескивания промерзающего грунта деятельного слоя, проникновения трещин в мерзлую часть грунтовой толщи, замерзания в них воды в виде элементарных ледяных жилкок, а также наращивания льда жилы в результате постепенного накопления этих элементарных жилкок.

Обычно над верхней плоскостью головы жилы расположен миниатюрный клиновидный росток высотой и шириной поверху в несколько сантиметров (рис. 7.2). Боковые контакты ростка обычно неровные, со ступенчатыми искривлениями. Верх жилы бывает идеально ровный, около ростка слегка выпучен.

Жильный лед белесовато-коричневого цвета имеет вертикально-сланцеватую текстуру. Включения — торфянистые и суглинистые — располагаются согласно вертикальной слоистости в виде отдельных частиц, тонких линзочек и ксенолитов льдогрунта. Обильные воздушные включения длиной до 3...6 мм вытянуты строго вертикально.

В текстуре льда отдельные элементарные жилки толщиной не более 0,5 см секут слоистость породы под острым углом. Вдоль контакта — кайма чистого прозрачного льда с постепенным переходом внутрь жилы. Хвост жилы целиком состоит из элементарных жилкок.

Близ верхнего контакта структура льда не изменена, если не оплавлялась голова жилы, когда подошва деятельного слоя захватывала лед. Иногда в верхнем углу жилы на стыке бокового и верхнего контактов бывают заметны веерное расположенные пузырьковые включения. Параллельно боковому контакту наблюдаются линейные микросколы, возникшие в результате напряжений со стороны формирующегося ростка жилы.

В хвосте жилы видны неровные контакты, а во льду — четкая вертикальнослоистая текстура элементарных жилок с горизонтальным прорастанием кристаллов и тонкими газовыми включениями вдоль них, с осевыми швами.

В. И. Соломатин объясняет природу приращения эпикриогенной жилы в ширину объемно-температурными колебаниями тела жилы и массива вмещающего грунта. На контактах между ними возникают напряжения, которые разряжаются только при выжимании сверху либо слоев грунта, либо льдогрунтовой зоны у контактов с жилой. Грунт на контакте либо отгибается, либо отжимается вдоль параллельных сколов вверх вместе с расширяющимся и выдавливающимся к поверхности льдом жилы. Когда выжимаемый лед достигает подошвы деятельного слоя, оттаявшая его часть компенсируется зимой последующим приращением новых элементарных жилок, а выжатый с боковых контактов грунт не восполняется. Жила постепенно увеличивается в ширину.

В. И. Соломатин показал, что в теле ледяной жилы в осевой ее части растрескиваются и накапливаются элементарные жилки. В переходной зоне лед испытывает перекристаллизацию со стороны осевой части, а в приконтактной деформируется и лед жилы, и вмещающий грунт.

Поздней осенью морозобойные трещины возникают при температурном сокращении массива. Краевые части полигонов отгибаются вверх и частично сохраняются при весенне-летнем прогревании. Каждый новый морозобойный цикл увеличивает вогнутость полигона в подошве деятельного слоя.

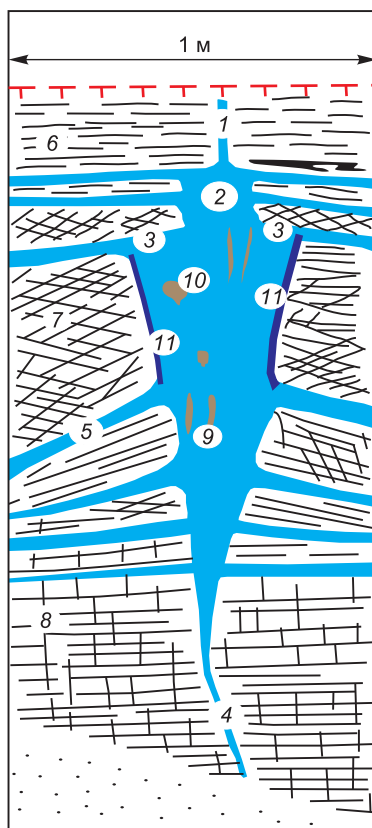


Рис. 7.2. Элементы ледяной жилы:

1 — ледяной росток; 2 — голова; 3 — плечи; 4 — хвостовая часть; 5 — пояски; 6–7 — криогенные текстуры суглинистых грунтов синкриогенной части толщи (6 — слоистая, 7 — кососетчатая и слоисто-сетчатая); 8 — сетчатая криогенная текстура в суглинках эпикриогенной части толщи; 9 — элементарные жилки; 10 — грунтовые и льдогрунтовые включения; 11 — кайма

Летом в оттаявших грунтах растительный покров армирует приподнятые края трещин и фиксирует их в виде валиков.

Морозобойные трещины возникают от напряжений, которые при определенных температурных градиентах промерзания превышают прочность грунтового материала на разрыв. П. А. Шумским и Б. Н. Достоваловым было показано, что еще зимой в открытых морозобойных трещинах, рассекающих мерзлую толщу под деятельным слоем, на стенках сублимируется глубинная изморозь. Затем весной при таянии снега вода попадает в эти морозобойные трещины и быстро замерзает. Образуется ледяная элементарная жилка. В следующую зиму при сильном охлаждении возникают новые трещины, и разрывы проходят снова по льду, так как лед в сравнении с мерзлым грунтом оказывается менее прочным на разрыв.

Дж. Р. Маккей и Е. Е. Подборный установили, что морозобойное растрескивание происходит тогда, когда температура воздуха в течение определенного времени ниже ее зимних среднемесячных значений. Морозобойные трещины открываются как в начале периодов продолжительного периода понижения температуры, который может длиться около полумесяца (например, октябрь — ноябрь), так и в конце периода похолоданий такой же продолжительности (февраль). Вместе с тем трещины возникают и в периоды очень кратковременных (1–2 дня) и незначительных понижений температуры (январь, март).

В зимы, когда Е. Е. Подборный вел наблюдения за растрескиванием в пос. Усть-Порт, более трети общего числа трещин возникали в жилах с размерами, наиболее часто встречаемыми в районе исследований. Чем шире жила, тем реже в ней образуется трещина. Свидетельством интенсивного развития жил средних размеров является существование над ними ледяных ростков максимальной для данной территории ширины. Таким образом, наиболее интенсивно идет развитие средних по размерам жил. По жилам, имеющим максимальную ширину в определенном регионе, растрескивание практически затухает. Так, из года в год повторяются циклы растрескивания льда, новые порции воды затекают в трещины и замерзают, образуя массу тонких вертикальных жилок, впаянных друг в друга. Клинообразная форма таких ледяных тел в поперечном разрезе обусловлена клинообразной формой каждой отдельной жилки и всех жилок в сумме. При разрастании ледяной жилы вмещающие породы у боковых контактов деформируются.

Однако разрастание жилы в стороны ограничено, поскольку уплотнение и сжатие грунта по краям предельно. После некоторого предела разрастания в очень уплотненной системе «грунт — лед» трещинки становятся такими тонкими, что поверхностная вода в них более не проникает и рост жилы прекращается.

Ледяные жилы, проникая в мерзлую толщу на глубину 3...5 м, расклинивают породу. В образовании морозобойных трещин по мере усиления зимнего охлаждения наблюдается определенная последовательность генераций, и потому образуются ледяные жилы разной ширины и мощности. В трещины попадает преимущественно самый мелкий и легкий материал: мелкий гравий, песчинки, мелкие растительные остатки и др.

Строение каждой элементарной жилки льда свидетельствует о том, что вода с минеральной мутью или органическими остатками замерзает не сплошной массой, а дифференцируется на лед и прочие минеральные и органические примеси. Вертикальная полосчатость возникает в результате следующего процесса: вода, попавшая в морозную трещину, замерзает на ее стенках. Ледяные кристаллы растут внутрь трещины, навстречу друг другу, оттесняя минеральные и органические частицы, попавшие туда вместе с водой, в этом же направлении, т. е. к середине трещины. То же самое происходит и с пузырьками воздуха, зажатыми в средней части ледяной жилки. Так возникают ясно выраженные центральные вертикальные полосы из минерального и органического материала и пузырьков воздуха. Границы между двумя трещинами-жилками почти не различимы из-за переплавления контактов.

При соответствующей проекции вертикальные слои представляются горизонтальными, что в естественных условиях вводило исследователей в заблуждение (рис. 7.3).

Вместе с тем в строении ледяных жил имеются особенности, которые заставляют сомневаться в том, что механизм их роста является таким, как это описано выше. Так, внутри ледяных жил наряду с вертикальными полосками присутствуют участки льда, прозрачного или замутненного рассеянными минеральными и органическими частицами, не собранными в полоски.

Это не только лед былых термокарстовых полостей. Иногда во льду встречаются горизонтальные прослои минерального грунта или горизонтально

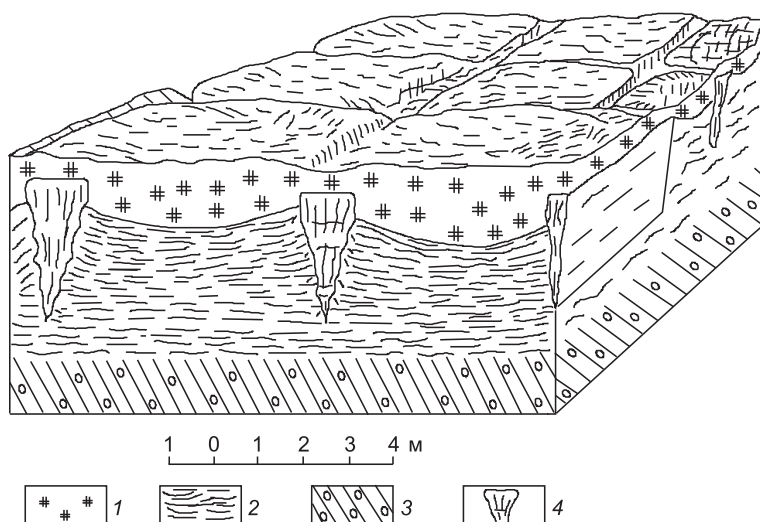


Рис. 7.3. Полигонально-жильный лед в озерно-болотных отложениях в районе г. Воркуты (по А. И. Попову из Ю. К. Васильчука):

1 — торф; 2 — озерный суглинок; 3 — суглинок с галькой; 4 — ледяные жилы

расположенные зоны скоплений мелких пузырьков воздуха. Нередко субвертикальные минеральные полоски секутся под некоторым углом тоже крутонаклонными белесыми полосами, состоящими из скоплений воздушных пузырьков. На контакте ледяных жил и вмещающей породы, как правило, наблюдается кайма прозрачного льда, постепенно переходящая внутрь ледяных жил в типичный полосчатый лед. Отмеченные выше участки льда, прозрачного или замутненного, лишь иногда и отчасти пересекаются полосками элементарных жилок (рис. 7.4).

Но есть и другие полигонально-жильные льды — мощные, многоярусные, с признаками, не объяснимыми только морозобойным растрескиванием.

Синкриогенные полигонально-жильные льды образуют массивную решетку в толще горных пород. Ледяные жилы могут достигать ширины поверху 8...10 м при высоте 40...50 м и более. Разделяемые ими изолированные блоки горной породы, зажатые в ледяной решетке, часто имеют меньший поперечник, чем ледяные жилы, и лед решетки явно преобладает по объему над осадочной породой.

Жилы льда имеют клинообразную, часто многоярусную и столбообразную форму в поперечном сечении. Образуя в плане полигональную систему, они взаимно пересекаются под разными, нередко прямыми, углами. Длина отдельных сторон полигональной решетки обычно составляет несколько десятков метров, реже несколько метров.

Полигонально-жильный лед содержит разнообразные примеси. В его формировании участвуют поверхностные воды, несущие минеральные и органические частицы. Эти частицы могут составлять 5...10 % общего веса льда и 1,0...1,7 % его объема. В зависимости от степени обогащения минеральными и органическими примесями и газовыми включениями полигонально-жильный лед может быть белого, светло-серого, серого или коричневатого-серого цвета.

Кроме органоминеральных включений лед содержит газовые включения: одни из них образуются из воздуха, растворенного в воде, или из воздуха, захваченного водой при ее просачивании в морозобойные трещины, другие возникают при защемлении воздуха в морозобойных трещинах до их заполнения водой. Объем пузырьков, заполненных воздухом и другими газами, составляет 2...6 % общего объема льда. В химическом составе газовых включений отмечены диоксид углерода, инертные газы и метан.

Форма газовых включений разная: сферическая эллипсоидальная, цилиндрическая, неправильная. Основная часть газовых включений не связана со структурой льда и располагается независимо от формы, размера и взаиморасположения кристаллов. Большинство пузырьков ориентировано строго вертикально.

Строение полигонально-жильного льда (в сечении перпендикулярно простиранию жил) характеризуется не только вертикальной полосчатостью, но и участками льда без вертикальных полосок, с включениями минерального материала и органических остатков, собранных в вертикальные полоски, и несобранных — рассеянных. Полоски пересекают друг друга, прерываются,

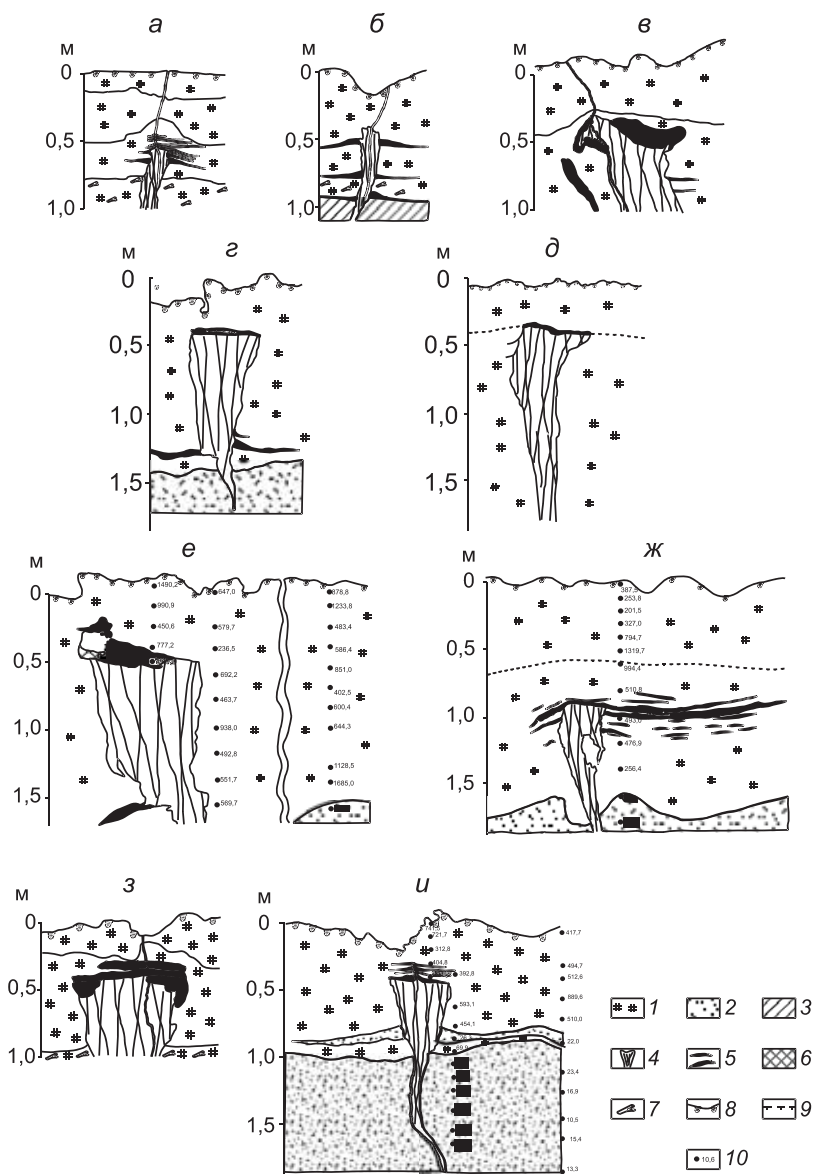


Рис. 7.4. Полигонально-жильный лед, вскрытый в траншеях близ г. Новый Уренгой (зарисовки Е. Е. Подборного из Ю. К. Васильчука):

1 — торф; 2 — песок; 3 — суглинок; 4 — ледяные жилы; 5 — ледяные линзы; 6 — грунтовые линзы; 7 — остатки древесины; 8 — растительный покров; 9 — подошва деятельного слоя; 10 — влажность грунта

выклиниваются. Ширина полосок составляет от нескольких миллиметров до 1...2 см.

На Таймырской низменности А. И. Попов изучал ледяные жилы в разрезах пойм и низких террас и впервые разработал теорию сингенетического роста полигонально-жильного льда. На ее основе он впервые высказал мысль о том, что ледяные обрывы северной Якутии сложены не пластовым, а сингенетическим полигонально-жильным льдом. Огромную мощность ледяных жил А. И. Попов объяснял тем, что они сингенетически росли в пойменном аллювии при длительном тектоническом опускании, способствовавшем накоплению констративной аллювиальной толщи, т. е. толщи повышенной мощности.

Эта идея оказалась революционной не только в исследовании самого полигонально-жильного льда, но и в представлениях о четвертичной геологии и палеогеографии северо-востока Азии. Впервые было доказано, что в плейстоцене здесь не было покровных оледенений. Встал на место весь геологический материал — огромная мощность льда и грунтовые окна в стенках ледяных обрывов, остатки растительных и костных включений в этих грунтовых окнах.

А. И. Попов показал: генетическая связь между полигональным рельефом речных террас, геологией пойменных отложений и жильным льдом объясняет, что образование полигонально-жильного льда возможно в период, когда поверхность террасы переживает пойменную стадию и на ней накапливаются осадки. С прекращением пойменного режима и накопления осадков останавливается рост льда в высоту, а жила увеличивается в ширину.

Установленная связь льдообразования с режимом накопления осадков позволяет рассматривать мощный полигонально-жильный лед как показатель направленности и характера изменения климата, неотектонических движений, положения базиса эрозии, влияющих на аллювиальный процесс. Так, проблема происхождения мощного подземного льда севера и северо-востока Евразии и севера Америки была в принципе решена, когда осадконакопление и полигонально-жильное льдообразование были рассмотрены как взаимосвязанный единый процесс. Были выявлены признаки синкриогенного роста полигонально-жильных льдов:

- большая вертикальная мощность жил, превышающая глубину морозобойного растрескивания;
- неравномерное изменение с глубиной степени изгиба слоев осадков около ледяных жил;
- закономерные фациальные изменения осадков между ледяными жилами в горизонтальном направлении;
- наличие погребенных линз автохтонного торфа в разрезе внутри полигональных блоков;
- присутствие погребенных ледяных жил высоких генераций между широкими ледяными жилами низких генераций;
- зубчатость боковых контактов ледяных жил, причем к «зубчикам» припаяны шпильки текстурообразующего льда;

- отмечающееся иногда продолжение шлиров текстурообразующего льда в теле самой ледяной жилы;
- неравномерное изменение ширины ледяных жил по глубине (ярусность их строения);
- выход верхних концов элементарных ледяных жилок на боковые контакты ледяных жил.

Такие скопления мономинеральной ледяной горной породы формируются при накоплении аллювиальных, аллювиально-озерных, склоновых и даже золотых отложений. Не менее широко они распространены и в области прибрежной морской седиментации (дельты устьев рек, пляжи открытых к морю берегов и полузамкнутых лагун).

Связь жильного льдообразования с морозобойно-трещинным процессом оценивается по-разному. Например, П. А. Шумский, Б. Н. Достовалов, Б. И. Втюрин и другие полагали, что наращивание элементарных жилок льда в морозобойных трещинах является единственным процессом, определяющим рост жил и по сингенетическому, и по эпигенетическому типам.

Однако А. И. Попов считал, что морозобойный процесс объясняет не все особенности строения жил и вмещающих отложений.

Во-первых, не весь жильный лед и даже не большая его часть представлена льдом элементарных жилок. Как правило, последние занимают весьма скромный объем и замещаются льдом, строение которого не может связываться с развитием элементарных жилок.

Во-вторых, ледяные жилы на контактах с вмещающей породой имеют строение, которое также необъяснимо с позиции классической гипотезы роста повторно-жильного льда при промерзании воды в морозобойных трещинах.

Эта гипотеза не объясняла отсутствие связи между шириной жилы и степенью деформации отложений на контакте со льдом. Гипотеза фронтального роста жил в результате льдообразования в диагенетических полостях, возникающих над кровлей жилы в пределах деятельного слоя, объясняла это отсутствие, но не подтверждалась строением льда и не находила достаточных объяснений возникновению полостей гигантского (если учесть ширину жил до 8...10 м) размера.

В попытке сочетать повторно-жильную и фронтальную гипотезы Н. Н. Романовский сформулировал идею фронтального нарастания жил за счет сегрегационного льда, образующегося на контакте льда и деятельного слоя. В. Н. Конищев и А. Д. Маслов дали схему роста синкриогенных жил вверх путем выдавливания льда в периоды объемно-температурных расширений массива горных пород. Позднее этот механизм был признан большинством авторов, но отдельные его детали до сих пор остаются проблемными.

По мнению Е. А. Втюриной и Б. И. Втюрина, в зависимости от степени обводненности поверхности, в отложениях которой растут ледяные жилы, а также от температуры многолетнемерзлых пород и поступающей в морозобойные трещины воды меняется соотношение между конжеляционным и сублимационным льдом в объеме жил.

С. В. Томирдиаро утверждал, что мощные жильные льды в едомных толщах приморских низменностей Северо-Востока России целиком образованы сублимационным льдом.

По Ш. Ш. Гасанову, сублимационный механизм способен лишь перераспределять лед в объеме жил, если они имеют пористое строение, полости, незаполненные трещины, но он не ведет к его накоплению.

Наблюдения за строением ледогрунтовых жил и за ледогрунтовым окаймлением обычных ледяных жил привели В. И. Соломатина к выводу о развитии сегрегационного механизма бокового нарастания жил в результате миграции влаги из вмещающих отложений к ледяному телу.

Б. И. Втюрин и Н. Н. Романовский отвергали эти представления, считая сегрегацию в мерзлых породах на боковых контактах жил невозможной. А Ш. Ш. Гасанов полагал, что «...поскольку жильно-полигональный блок представляет собой двухкомпонентную систему с различными величинами коэффициентов температурного расширения, то на плоскости контакта “лед — мерзлая порода” могут создаваться значительные напряжения сдвига».

В. И. Соломатин отмечал, что лед жил заметно перекристаллизован под влиянием напряжений, миграции газовых включений и других факторов, а кайма чистого льда на контакте имеет режеляционную природу.

Рассмотрев всю совокупность разнообразных полигонально-жильных структур и показав в ней место жильных льдов, Н. Н. Романовский пришел к заключению о справедливости контракционной гипотезы, дополненной механизмом выжимания льда вверх. Большое внимание он уделил причинам, морфологическим типам и механизмам деформации слоев вмещающих пород на контакте с жилами. Однако недеформированное залегание пород в приконтактной зоне даже мощных жил не получило, как и у Ш. Ш. Гасанова, достаточно полного объяснения.

Последовательно рассмотрим строение и условия развития форм синкриогенного жильного льдообразования.

Элементарные жилки — начало роста ледяных жил. Первые элементарные жилки образуются в морозобойной трещине при кристаллизации воды. Замерзание ее начинается от стенок грунта, вдоль которых формируется слой первичной кристаллизации. Кристаллы продолжают расти внутрь объема воды, навстречу друг другу от противоположных стенок и, смыкаясь, образуют осевой шов элементарной жилки. Так создается структура льда элементарных жилок: приконтактные слои ранней кристаллизации, слой последовательного прорастания кристаллов, осевой шов.

Зачаточная форма роста — тонкая вертикальная жилка льда — нижним концом проникает в кровлю древней более мощной жилы или располагается над ней. Жилка (шириной поверху 0,5 см) расширяется в месте пересечения горизонтальных шпиров сегрегационного льда и, постепенно увеличиваясь, входит в тело мощной древней жилы. Лед ростка обычно образован несколькими тонкими элементарными жилками с четко выраженными границами, структурами прорастания кристаллов от стенок навстречу друг другу и осевыми швами.

Вниз по разрезу количество элементарных жилок постепенно увеличивается. Элементарные жилки не вложены друг в друга, а располагаются параллельно, не нарушая первоначального строения предыдущих жилок. Нарушения в структуре сегрегационного льда в месте пересечения жилкой не видны. В зоне внедрения молодой жилки в древнюю лед сильно раздроблен.

А. Д. Маслов показал, как поэтапно развивается по вертикали синкриогенная жилка льда вслед за подъемом поверхности осадконакопления и кровли мерзлоты. Высота последовательно нарастающих ступенек изменяется от нескольких до 10...20 см (рис. 7.5).

Рост жил и динамика поверхности осадконакопления не строго синхронны, поскольку трудно представить столь энергичные (5...20 см) темпы годового накопления осадков в любых фациях озерно-аллювиального или аллювиального комплекса. Процесс идет циклично: жилка нарастает по вертикали после накопления слоя осадков определенной (в данном случае 10...15-сантиметровой) толщины, а затем рост прекращается до накопления следующего слоя соответствующей мощности. Приведенными наблюдениями подтверждаются выводы А. И. Попова о циклах роста синкриогенных жильных льдов — мощных древних жил в едомном комплексе.

Итак, начальная форма роста жильного льда состоит из элементарных жилок конжеляционного происхождения. Лед ростков лишен малейших признаков метаморфизма. Развитие синкриогенных ростков льда происходит циклично, всегда несколько отставая от поднимающейся кровли мерзлоты.

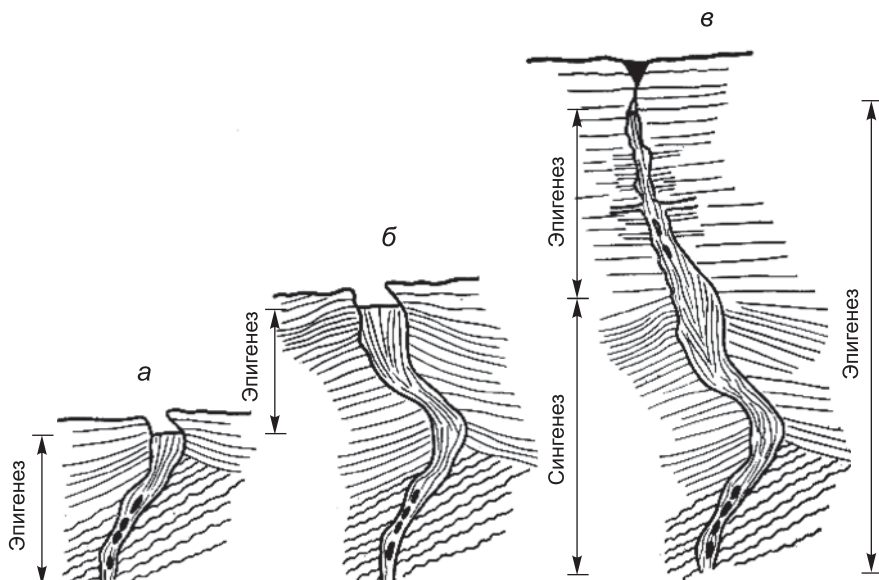


Рис. 7.5. Три этапа формирования развивающейся ледяной жилы (по А. Д. Маслову):

а — первый этап; б — второй этап; в — третий этап

Динамика развития полигонально-жильного льда. Принцип фронтального роста, выдвинутый А. И. Поповым, был признан В. Н. Конищевым, А. Д. Масловым, Н. Н. Романовским, Т. Н. Каплиной, В. И. Соломатинным и другими исследователями. А. Д. Маслов показал, что процесс морозобойного льдообразования является решающим в формировании молодых ледяных ростков и эпикриогенных концов мощных ледяных жил.

Общая конфигурация жил одной генерации одинакова. При единой столбообразной форме жил в местах явной смены пачек слоев по вертикали боковые контакты жил искривляются, образуя ледяные клинышки, вдающиеся во вмещающую породу. По характеру боковых контактов надежно выявляются существовавшие ритмы осадконакопления, а количество ледяных клинышков в жиле соответствует минимальному числу таких ритмов.

Мощность каждой пачки слоев изменяется от центра блока к боковым контактам жил, но она и постоянна для всех пачек, находящихся на одном гипсометрическом уровне в разных блоках. Следовательно, конфигурация пачки в целом — показатель общего цикла осадконакопления, взаимосвязанного с определенным этапом роста ледяной жилы. Во всех случаях изгиб слоев внутри каждой пачки и в соседних блоках неодинаков, так как каждый вышележащий слой в пачке вложен в нижерасположенный и постепенно выполаживается к боковым контактам. Мощность любого слоя пачки, испытывавшего деформацию изгиба, уменьшается в зоне деформаций по направлению к жилам, а в местах сочленения с ними может и вовсе исчезать.

Нередко наблюдается несогласное залегание (срезание) верхних слоев нижней пачки нижними слоями верхней пачки.

Ледяные шлиры пачек подчеркивают обычно первичную седиментационную слоистость и шлиры утоньшаются вместе со слоями осадков к боковым контактам жил. Иногда шлиры в слоях обрываются на расстоянии 5...20 см от жилы. Явных следов деформаций в облике шлирового льда не отмечается, и это подтверждение того, что слои и пачки изгибались в талом состоянии.

Доминирующим типом последующего промерзания пачек слоев является промерзание сверху. Доказательство тому — минеральная муть в шлирах в виде тонких волокон ориентирована строго вертикально (независимо от изгиба шлира) и контактирует с нижним слоем пачки, но не контактирует с верхним.

В пачках вмещающих слоев наблюдаются торфяные полосы шириной до 5 см, радиально направленные к центрам полигонов, и они расположены в деформированных пачках слоев. На нижних слоях они, как правило, обрываются. Наибольшая концентрация радиальных торфяных полос достигается у правой и левой частей полигонов; у боковых контактов они отсутствуют.

Эти полосы пересекаются ледяными шлирами. Следовательно, образование их и деформации изгиба слоев на боковых контактах с жилами произошли до промерзания осадков в межполигональных впадинах в период накопления пачек оторфованных грунтов и зарастания межполигональных блюдеч.

В приконтактной части вмещающей породы с жилами все вышеописанные морфоструктурные черты вмещающих слоев осадков почти полностью

стираются. По вертикали разреза ширина такой «зоны скольжения» увеличивается над зубообразными расширениями жил и наибольшими деформациями слоев (до 20...30 см), но уменьшается или исчезает в горизонтально залегающих слоях осадков.

В верхних частях жил А. Д. Маслов наблюдал достаточно четкие элементарные ледяные жилки, между которыми располагается лед с менее четкими осевыми швами элементарных жилок. В некоторых частях жил отмечено угловое несогласие целых систем (шириной до 50 см) осевых швов элементарных жилок, что показывает на явное смещение новой серии морозобойного растрескивания в сторону от предыдущего цикла.

У боковых контактов жил наблюдается кайма чистого льда. По разрезу сверху вниз ширина ее изменяется от 1 до 20 см, и наибольшая ширина каймы соответствует местам расширений жил на уровнях, где происходит смена пачек слоев вмещающей породы. В кайме почти полностью отсутствуют газовые включения, столь характерные для основной массы жильного льда.

В структуре льда мощных жил А. Д. Маслов выделяет:

- лед явных узких по ширине элементарных жилок, состоящих из мелких четырех-пятигранных изометрических кристаллов с поперечником в 2...3 мм и ориентированных вдоль осевых швов;

- «лед ромбов» — четырех-пятигранные кристаллы (4...6 мм) с явными волнистыми, иногда округлыми очертаниями. Кристаллы слегка вытянуты по вертикали и собраны в субвертикальные извилистые цепочки.

Маслов же утверждал следующее.

1. В толщах фациально выдержанных вмещающих отложений ледогрунтовые комплексы с мощными синкриогенными полигонально-жильными льдами имеют общие морфоструктурные особенности строения, закономерно повторяющиеся от блока к блоку.

В фациально изменчивых толщах отложений форма и размеры ледяных тел весьма разнообразны.

2. Характер боковых контактов ледяной жилы служит надежным критерием выявления существовавших ритмов осадконакопления. Конфигурация вмещающей пачки — показатель общего цикла осадконакопления, связанного с этапом фронтального роста ледяной жилы в определенный период. Изгиб слоев внутри пачки характеризует ответную реакцию на деформацию изгиба пачки в целом.

3. В процессе формирования ледогрунтовых массивов зона активного морозобойного растрескивания смещается в пределах ширины жил, неодинаково деформируя пачки и слои грунта на боковых контактах ледяных жил.

4. Основные деформации изгиба происходят в слоях и пачках талых грунтов, так как:

- в текстурно-структурном облике ледяных шпиров отсутствуют явные следы деформаций;
- шпирь наследует первичную седиментационную слоистость;
- степень изгиба слоев в пачках у боковых контактов жил связана с мощностью самих пачек и высотой ледяных звеньев;

– радиальные торфяные полосы первичны относительно шлиров.

5. Основным льдом мощной синкриогенной жилы является «лед ромбов».

О механизме роста полигонально-жильных льдов. Возникновение морозобойных трещин, уплотнение массива мерзлой породы в результате осенне-зимнего охлаждения и замерзание воды в трещинах закладывают начальную решетку жил определенной высоты и ширины поверху.

При последующем осенне-зимнем промерзании деятельного слоя и понижении температуры верхний горизонт полигонального массива сжимается. В период наиболее интенсивного падения температуры в массиве возникают новые морозобойные трещины, которые проникают в ледяную жилу.

Морозобойные трещины остаются открытыми вплоть до весны, когда начинается таяние снежного покрова. Талые снежные воды, а на поймах рек воды половодья заполняют морозобойные трещины (ранее в них мог попадать снег) и там замерзают, образуя элементарные ледяные жилки. Общая ширина ледяной жилы в этот период увеличивается (по сравнению с исходным положением в начале осени) на ширину возникшей элементарной жилки.

В течение весенне-летнего периода температура верхнего горизонта мерзлого массива повышается, вызывая постепенное расширение объема мерзлых грунтов.

Периодическое возникновение морозобойных трещин, уплотнение мерзлой породы в результате осенне-зимнего сжатия и замерзания воды в трещинах увеличивают ширину поверху ледяных жил.

Постоянный прирост льда и каждый новый цикл прогревания и расширения льдогрунтового комплекса вызывают в нем нарастание концентрации напряжений сжатия, причем они постоянно действуют в течение нескольких месяцев (весна-лето). Под влиянием длительных нагрузок жильный лед пластично выжимается вверх по всей ширине ледяной жилы, обеспечивая ее фронтальный рост. Максимальное выжимание достигается к концу лета — началу осени.

При накоплении осадков на поверхности и повышении подошвы деятельного слоя нижняя часть последнего переходит в вечномерзлое состояние. В талых слоях вмещающей породы возникает изгиб, поскольку лед жилы выжимается в деятельный слой. По всей видимости, определенные нарушения в грунтах могут наблюдаться и после их перехода в вечномерзлое состояние. Мерзлый грунт при движении льда вверх увлекается силами сжатия на границе с деятельным слоем. При этом в приконтактной части вмещающей породы возникает своеобразная «зона скольжения», которая частично включает лед жилы.

При фронтальном росте ледяных жил вверх напряжения сжатия, возникшие ранее в массиве, снимаются выжиманием льда из мерзлой толщи в нижнюю часть деятельного слоя. Слой осадков между выжатыми объемами льда двух соседних жил, претерпевший в талом состоянии определенные деформации изгиба, после перехода в вечномерзлое состояние не будет напряжен. Морозобойное растрескивание продолжается, образуются новые элементарные жилки, и жила растет в ширину в зоне выжатых объемов льда.

О цикличном саморазвитии полигонально-жильного комплекса. По А. И. Попову, полигонально-жильный комплекс циклично саморазвивается, когда кровля синкриогенной жилы периодически стабилизируется на некотором уровне, отставая в своем вертикальном росте от поверхности осадконакопления.

В разрезе толщи блоки вмещающих пород с резким несогласием залегания и пачки слоев с монотонным строением чередуются ритмично, это свидетельствует о чередовании условий осадконакопления и резкой смене этих условий в течение определенного периода.

Развитие миниатюрных ростков синкриогенных жил также происходит циклично (вы читали об этом выше), и это специфика цикличности синкриолитогенеза полигонально-жильного комплекса, вскрытая А. И. Поповым.

Механизм цикличного развития комплекса заключается в следующем:

- при циклических колебаниях климата морозобойное растрескивание также циклично активизируется, жилы расширяются, соответственно увеличивается объем выжимаемого грунта вдоль контактов к поверхности;
- осадконакопление заметно ослабевает или вовсе прекращается, поверхность временно стабилизируется и рост жилы вверх прекращается, но продолжается ее расширение.

Следующий цикл активизации роста жил наступает только после того, как снова начнется накопление осадков.

В обычный механизм формирования толщи осадочных пород вмешивается процесс формирования ледяной породы. Возникающий объем ледяной породы периодически увеличивает и превышает критический общий объем толщи. Ход обычного осадконакопления замедляется или даже прерывается, и это главный литологический эффект синкриолитогенеза.

Ритмы, четко прослеживаемые в блоках вмещающих пород, во льду жил не отражаются. В жиле изменяется конфигурация ее контактов: плавно сужается или расширяется ее поперечное сечение, изменяются кристаллографические характеристики льда на уровне пачек слоев каждого ритма, но полосчатая текстура и вертикально-слоистая структура всей ледяной жилы остаются неизменными.

Вам уже известно, что современные ростки, наращивающие древнюю жилу сверху, всегда создают отчетливую ступенчатую конфигурацию жильного тела. У А. Д. Маслова это ледяные ступени (ярусы). Куда же исчезают плечи древней жилы? Как изменяется четкая ступенчатая форма, переходя в плавные контуры? Почему четкие контуры молодого ледяного ростка растворяются в теле древней жилы?

Как известно, максимальная ширина эпикриогенных ледяных жил редко превышает 2 м. Казалось бы, дальнейшие процессы морозобойного растрескивания и осадконакопления не смогут превысить это предельное значение, поскольку даже при очень малой скорости осадконакопления отложения, переходящие в вечномерзлое состояние, не успеют достаточно уплотниться. Если рассматривать процесс формирования синкриогенных ледяных жил лишь с позиций морозобойного растрескивания и не принимать

во внимание другие диагенетические процессы, получается, что их максимальная ширина не может превышать максимальной ширины эпикриогенных. Однако реальное положение дел совершенно иное: мощные синкриогенные жилы могут быть шире эпикриогенных в несколько раз.

Объяснение этому факту может быть дано лишь в том случае, если в полной мере учитываются основные условия синкриолитогенеза: наличие осадконакопления и фронтальный рост жил.

Разрастание ледяной жилы в ширину. А. Д. Маслов объяснял разрастание ледяных жил в ширину при синкриолитогенезе следующим образом.

Когда на поверхности начинается накопление осадков, зимние морозобойные трещины рассекают ледяную решетку уже имеющихся эпикриогенных ледяных жил. При расширении этих жил возрастает напряжение льдогрунтового массива, во льду жилы начинаются пластические деформации, и голова жилы выжимается вверх.

Объем льда жилы, фронтально выжатый вверх, частично сохраняется к началу осени, и высота нерастаявшей (летом) части льда будет соизмерима с мощностью вмещающих ее талых осадков деятельного слоя. Они вместе переходят (зимой) в вечномерзлое состояние. Вновь возникший мерзлый слой заключен между выжатыми объемами льда соседних жил, и еще совершенно не напряжен. Последующие элементарные жилки расклинивают жилу и уплотняют слой мерзлого осадка до предельного состояния. Так жила растет в ширину и так каждый вышерасположенный фронтально выжимаемый объем льда в процессе нового цикла трещинного льдообразования и осадконакопления увеличивает свою ширину.

Следовательно, мощные по ширине полигонально-жильные льды возникают при фронтальном выжимании вверх определенного объема льда. Новый цикл процессов осадконакопления и льдообразования вызывает новые «скачки» ледяных жил вверх. Объем выжимаемого льда приближенно сравним с объемом элементарных жилок, возникших за полный цикл морозобойного растрескивания, если исключить рост жил в ширину. Прирост выжимаемого льда соответствует мощности вмещающей его пачки осадков за период морозобойного растрескивания.

Зона морозобойного растрескивания в новой верхней пачке может смещаться в сторону от предыдущей зоны, что, в свою очередь, приводит к циклическому «блужданию» на дневной поверхности краевых частей полигонов (а соответственно, и валиков) в пределах ширины жил.

Приконтактные деформации вмещающих слоев. Слои вмещающих пород могут быть сильно изогнуты вверх у контактов с ледяными жилами, но могут контактировать с жильным льдом и без заметных деформаций. Нередки случаи, когда у одной и той же жилы около ее широких частей слои осадков совсем не деформированы, а в узких — круто отгибаются вверх. Иногда на противоположных контактах одной и той же жилы слои вмещающей породы деформированы неодинаково.

Морозобойные трещины могут возникать по всей ширине ледяных жил, но в течение довольно длительного времени они рассекают ледяную жилу

близ одного из ее контактов. Основная масса оттаявшего летом грунта над жилой смещается в сторону от этого контакта. В промерзающем зимой грунте будут наблюдаться наиболее интенсивные деформации. Так возникают неодинаковые деформации вмещающих пород на противоположных контактах с ледяной жилой.

Рост синкриогенных жил в ширину не беспределен. Лимитируемые размерами грунтовых блоков, ледяные жилы в своем развитии достигают такой стадии, когда соотношение объемов жильного льда и вмещающих пачек слоев устанавливается в пользу льда, и тогда расширяющаяся (летом) мерзлая порода не обеспечивает фронтальное выжимание льда. Наступает такой момент, когда льдообразование в ширину и вверх прекращается.

Жилы снова начинают развиваться, когда накапливается пачка осадков, достаточная для образования трещин. В такой пачке сверху будут возникать ростки, и в дальнейшем жилы приобретут ступенчатое (ярусное) строение.

О ярусности синкриогенных ледяных жил. С позиций механизма фронтального роста синкриогенных жил А. Д. Маслов детализировал генетическую интерпретацию ступенчатого строения льда.

Главной причиной ступенчатого (ярусного) строения жил является определенный перерыв в морозобойном процессе: либо замедляется скорость осадконакопления (литологическая причина. — Ю. Б.), либо уменьшается интенсивность морозобойного растрескивания (климатическая причина. — Ю. Б.). При возобновлении трещино- и льдообразования возникает новый ледяной росток, нижней своей частью проникающий в уже существующую ледяную жилу (рис. 7.6). Возникающий ледяной ярус — образование эпикриогенное по отношению к вмещающей ее породе, ранее сформированной и промерзшей синхронно. После некоторого перерыва и отложения новой пачки слоев процесс трещинообразования образует новый эпикриогенный ледяной ярус — росток, расположенный выше предыдущего, и т. д. (рис. 7.7).

Большой перерыв в морозобойном растрескивании при одинаковой скорости осадконакопления отражается в большой высоте ледяных ярусов. Но в то же время их высота и мощность вмещающих их отложений не всегда указывают на период отсутствия морозобойного растрескивания, поскольку на определенных этапах развития растущие ледяные жилки могли выжиматься вверх. Однако количество ледяных ярусов в жилах должно соответствовать минимальному числу перерывов в морозобойном растрескивании, а в конечном счете — количеству циклов климатических изменений. Поэтому А. Д. Маслов считает, что выделение ледяных ступеней в синкриогенных полигонально-жильных льдах служит надежной основой для палеогеографических построений.

Механизм фронтального выдавливания (течения) льда достаточно полно объясняет многие характерные текстурно-структурные особенности и этапы развития полигонально-жильных льдов: два процесса неразрывно связаны между собой — морозобойное растрескивание приростом льда увеличивает напряжение сжатия в ледогрунтовой массе, а фронтальное выжимание жильного льда снимает напряжение сжатия в массиве. Причинно сменяя друг друга, эти процессы обеспечивают все новые и новые циклы льдообразования.

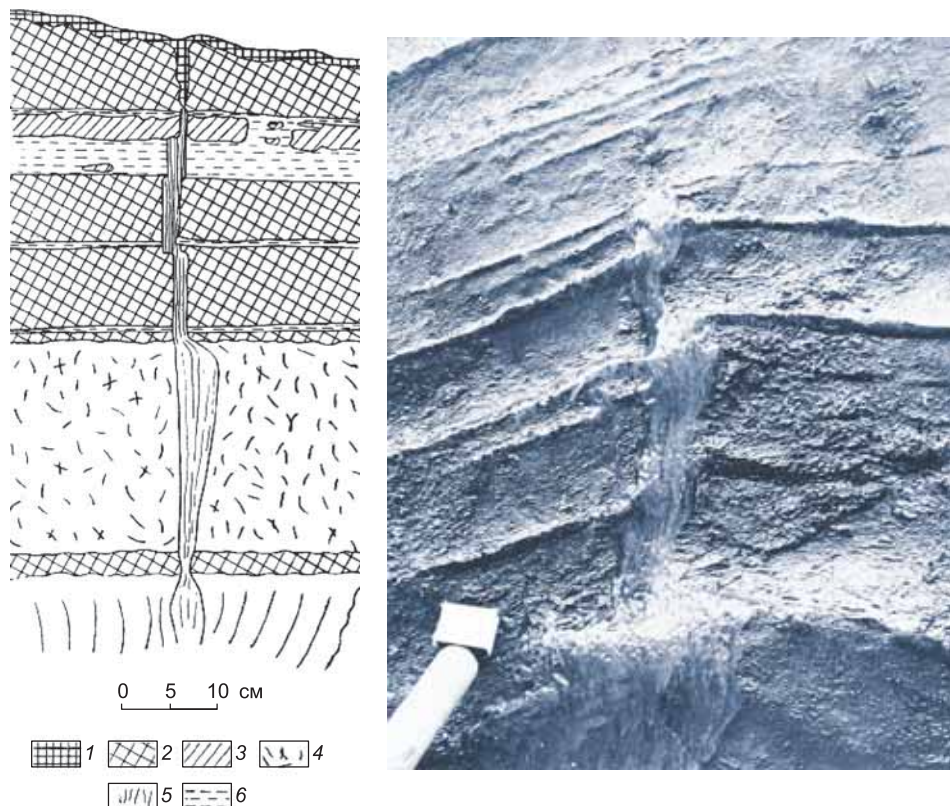


Рис. 7.6. Вертикальный разрез синкриогенной ледяной жилы, проникающей нижним концом в мощную реликтовую жилу (по А. Д. Маслову):

1 — моховая подушка; 2 — торф; 3 — минеральные включения во льду; 4 — суглинки; 5 — лед жилы; 6 — горизонтальные шпильки сегрегационного льда; на фото показана многоярусная ледяная жила с ледяными поясками (припаяны к плечикам жилы) в синкриогенном аллювии (р. Омолуй, северная Якутия)

Вопрос о механизме роста решался А. Д. Масловым только на основе теории сингенеза и гипотезы А. И. Попова о фронтальном росте жильного льда. Большинство исследователей это решение было принято. Тем не менее неоднократно предпринимались попытки разрешить противоречие между большой шириной ледяных жил и отсутствием деформаций вмещающих отложений. Для этого привлекалась идея о пластическом выдавливании жильного льда вверх, периодически возникающем во время летнего температурного расширения всей системы. Впервые в общем виде это соображение было высказано в начале века Е. Леффингвеллом, позднее к нему пришли Р. Блэк, Е. В. Артюшков и др.

Гипотеза выжимания и фронтального роста ледяных жил в несжимаемых льдистых грунтах. Механизму выдавливания жильного льда вверх

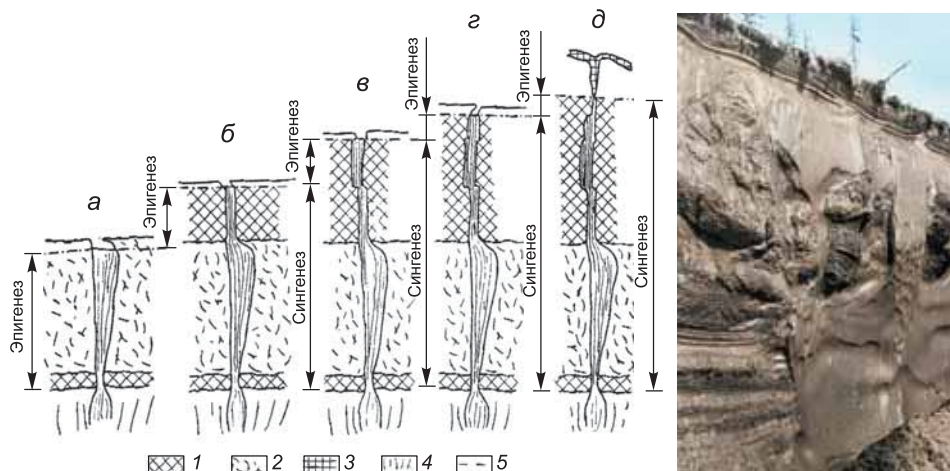


Рис. 7.7. Этапы формирования синкриогенной ледяной жилы из отдельных ростков (по А. Д. Маслову):

а — первый; б — второй; в — третий; г — четвертый; д — пятый; 1 — торф; 2 — суглинок; 3 — моховая подушка; 4 — лед жилы; 5 — кровля вечной мерзлоты

В. Н. Конищев и А. Д. Маслов придают особое значение в синхронном росте жильного льда. Они считают, что прирост жильного льда за счет субвертикальных элементарных жилок приводит к фронтальному поднятию верхней поверхности ледяных жил, заключенных в жестких стенках несжимаемых и слабдеформируемых мерзлых пород. При этом рост ледяных жил вверх может продолжаться при неизменной ширине ледяной жилы. Коэффициент линейного расширения мерзлого грунта превышает коэффициент линейного расширения льда, поэтому при летнем прогревании вмещающие породы расширяются больше, чем лед. Закрытию же трещин во льду препятствуют образовавшиеся в них элементарные ледяные жилки, и жильный лед выжимается вверх. Вне зависимости от этого соотношения летний прогрев жильно-грунтовой системы в сочетании с периодическим приростом массы жильного льда вызывает в ней напряжения. Но система имеет одну свободную поверхность — верхнюю, и, следовательно, эти напряжения могут сниматься выжиманием вверх менее прочного компонента системы.

Возможность деформаций мерзлых пород в полигонально-жильных системах при развитии в них напряжений сжатия ставилась под сомнение К. Ф. Войтковским и Б. А. Савельевым в связи с тем, что лед не обладает длительной прочностью.

Гипотеза о том, что жильный лед деформирует льдистую породу. В. В. Рогов экспериментально исследовал прочностные свойства природного полигонально-жильного льда и мерзлых грунтов едомной свиты Колымской низменности в природном диапазоне температур летнего периода для верхних горизонтов вечномерзлых толщ. Результаты его экспериментов показали,

что эквивалентное сцепление мерзлых пород при одноосном сжатии меньше, чем у льда. Отсюда следует, что длительная прочность льда больше длительной прочности вмещающих мерзлых пород при их летнем температурном расширении и, следовательно, сначала деформируются вмещающие породы, а не жильный лед.

В разрезах синкриогенных толщ с решеткой полигонально-жильных льдов часто фиксируются четкие деформации вмещающих мерзлых пород, но морфологические признаки пластического выжимания жильного льда отсутствуют. Исследуя структуру жильных льдов, В. И. Соломатин показал отсутствие пластических деформаций течения в жильном льде: «...Стремление жилы снять боковые напряжения путем перемещения материала вверх действительно неоспоримо, хотя происходит, главным образом, путем перекристаллизации с удлинением кристаллов, а не путем собственно пластических механизмов движения».

При изложении своей гипотезы выжимания жильного льда В. Н. Конищев и А. Д. Маслов отмечают, что выжимание льда жил вверх из-за наличия «сил смерзания» льда жил с вмещающими породами сопровождается перемещением вверх вмещающих пород в приконтактной зоне вслед за выжимающимся жильным льдом. Это движение грунта вверх облегчается возникновением сколов, морфологически выраженных в разрезе в виде ледогрунтового обрамления боковых контактов ледяных жил, столь характерного для отложений фаций приречной зоны поймы, как современных, так и древних. Так, авторы объясняют вертикальный рост синкриогенных ледяных жил при неизменной ширине и отсутствии пластических деформаций слоев вмещающих отложений около боковых контактов жил. Но поскольку они все-таки выдвигают предположение о выжимании вмещающих пород (пусть не пластическом, а по системе сколов), соответствующем выжиманию жильного льда, то тем самым они решают проблему прироста жил в ширину. Если есть выжимание вмещающих пород, значит, есть возможность расширения ледяных жил. Не хватает только исчерпывающих доказательств того, что природа ледогрунтового обрамления боковых контактов ледяных жил именно такова, как утверждают авторы. Ниже будут приведены факты, опровергающие такое представление.

В. Н. Конищевым и А. Д. Масловым не рассматривается вопрос о том, что происходит с отложениями, перекрывающими ледяную жилу, в процессе ее синхронного роста. Сторонники гипотезы выжимания вверх жильного льда, заключенного в «труднодеформируемых» мерзлых породах, Б. И. Втюрин и Н. Н. Романовский указывают на то, что в разрезах едомной свиты присутствуют погребенные ледяные жилы высоких генераций с выпуклым верхним контактом и облекающими этот контакт ледяными прослоями в перекрывающих отложениях. На приводимых ими фотографиях (и в обследованных А. И. Поповым разрезах) видны ледяные прослои, изогнутые над выпуклым верхним контактом погребенных жил, но нет уверенности в том, что изогнуты осадочные слои. Наблюдаемую же выпуклую форму головы жилы и ледяных шпиров над ней легко можно объяснить искривлениями изотермических

поверхностей, обусловленными различиями теплофизических свойств жильного льда и вмещающего мерзлого грунта.

Эта картина получила полное отражение в работах Е. М. Катасонова и известна всем исследователям субарктических равнин, в пределах которых столь широко представлены современные растущие синкриогенные ледяные жилы: глубина протаивания над жилами всегда меньше, чем внутри полигонов.

В. И. Соломатин заявлял с позиции контракционной теории, что жильное льдонакопление происходит прежде всего в результате деформации вмещающих отложений. Вслед за В. Н. Конищевым и А. Д. Масловым он указывал на то, что в малольдистых труднодеформируемых мерзлых породах выжимание грунта вверх имеет не пластический характер, а происходит по системе сколов, которая фиксируется в разрезе в виде ледогрунтового обрамления боковых контактов ледяных жил. Еще одним фактом, подтверждающим, по мнению В. И. Соломатина, движение вмещающего грунта вверх вдоль боковых контактов ледяных жил, является «кайма» прозрачного льда на боковых контактах, на режеляционную природу которой указывал ранее А. И. Попов.

И та и другая гипотезы предполагают выжимание вмещающего трудно деформируемого грунта по системе сколов вверх. Различие же заключается лишь в том, что, по В. Н. Конищеву и А. Д. Маслову, жильный лед, выжимаясь вверх, «тянет» за собой вмещающие отложения, а по В. И. Соломатину, вмещающий грунт выжимается вверх не вслед, а вдоль боковых контактов ледяных жил. При этом природа ледогрунтового обрамления решалась в обеих гипотезах однозначно.

По А. И. Попову, строение ледогрунтового обрамления боковых контактов ледяных жил невозможно согласовать с представлением о системе вертикальных сколов. Образующие его субвертикальные ледяные шпирь имеют плавные, волнистые очертания, они параллельны один другому и боковым контактам ледяных жил и сохраняют эту особенность на всем своем протяжении. Следы перемещения вмещающих отложений вверх не прослеживаются вдоль боковых контактов ледяных жил внутри участков ледогрунтового обрамления. Но Г. Э. Розенбаум и Л. Г. Пирумова отмечали случаи, когда ледогрунтовое обрамление боковых контактов ледяных жил (шириной до 20...30 см) пересекало слои вмещающих отложений на участках в коричневых алевритах едомной свиты на р. Колыме.

Вопрос о деформациях отложений, перекрывающих ледяные жилы, изучался А. И. Поповым, и это способствовало появлению и развитию теории фронтального роста ледяных жил. Причина возникновения теории — ряд особенностей строения жильного льда и вмещающих отложений, которые было невозможно объяснить с традиционных позиций контракционной теории. Это частое несоответствие ширины жилы и степени деформации вмещающих ее отложений, некоторые особенности строения самого жильного льда. Внутри ледяных жил наряду с вертикальными полосками присутствовали участки льда, прозрачного или замутненного рассеянными минеральными включениями и органическими частицами, не собранными в вертикальные

полоски. Следует указать на такие участки в ледяных жилах, в которых вертикальная полосчатость вовсе не прослеживается, что, безусловно, исключает какое-либо присутствие в них элементарных жилок. Иногда во льду встречаются горизонтальные прослои минерального грунта или горизонтально расположенные зоны скоплений мелких пузырьков воздуха. Порой видно, как одиночные, сохранившие свою первоначальную структуру элементарные жилки рассекают прозрачный или белесый непрозрачный лед.

В. И. Соломатин считал, что лед элементарных жилок мог быть настолько преобразован динамометаморфизмом, что в его текстуре и структуре не прослеживаются элементарные жилки. Тогда становится непонятно, отчего были преобразованы не все элементарные жилки, а некоторые из них прекрасно сохранились, будто лед их не испытал никаких воздействий. В таких случаях речь может идти лишь о том, что элементарные ледяные жилки рассекают лед иного генезиса.

В. И. Соломатин обращает внимание на то, что минеральные включения во льду жил часто изменяются по составу на уровнях, соответствующих смене литологического состава вмещающих отложений. Причем в разрезах, образованных различными по цвету слоями, на этих же уровнях изменяется и окраска жильного льда. В синкриогенных ледяных жилах из разреза едомской свиты на о. Мостах (вблизи дельты Лены) им отмечалась горизонтальная ребристость (гофрированность. — Ю. Б.). «Ребра» пересекали жилы от одного бокового контакта до другого. При этом чередование ребер и углублений между ними сочеталась с характером переслаивания песка и супеси во вмещающих отложениях: прослоям супесей в теле жилы соответствовали «ребра», а прослоям песка — углубления между ними. «Ребристость жил», по мнению В. И. Соломатина, обусловлена различной устойчивостью льда к таянию.

Все перечисленные выше факты пока еще не объяснены окончательно, но убедительно свидетельствуют о том, что в строении льда жил принимают участие не только субвертикальные элементарные жилки, но и лед иного генезиса, связанный с приростом жил по всей их поверхности, т. е. их фронтальным ростом.

Гипотеза Ш. Ш. Гасанова о возможности образования морозобойных трещин. При понижении температуры мерзлого массива происходит вертикальная температурная «усадка» каждого жильно-грунтового блока. На плоскости контакта «лед — мерзлая порода» могут возникнуть значительные напряжения сдвига. Поэтому именно на контакте «лед — грунт» следует ожидать образования горизонтальных трещин, приводящих к изгибу внешних краев полигона над жилой около вертикальной морозобойной трещины. Деформация изгиба будет тем больше, чем меньше толщина деформируемого слоя. В момент развития деформации изгиба над жилой возникает узкая горизонтальная полость, а на дневной поверхности — первичный валик (отгибания), рассеченный в центре вертикальной трещиной, ширина которой будет тем больше, чем сильнее изогнулись вверх края полигона над жилой (рис. 7.8, а).

Нечто подобное наблюдается на таках и вообще на поверхности любых высыхающих заиленных луж, разбитых трещинами усыхания на полигоны. Верхний (наиболее интенсивно иссушенный) слой грунта, разбитый трещинами усыхания, отслаивается, края полигонов отгибаются и закручиваются кверху. Зимой в отслоенную трещину через возникшую одновременно с ней вертикальную морозобойную трещину наматывается снег с минеральным и растительным детритом. В начале весны заливаются талые воды с температурой около 0°C . Вода в смеси со снегом замерзает в трещине, стенки которой имеют отрицательную температуру, образуется ледяное тело. Оно заполняет трещину — канавку между отогнутыми внешними краями полигонов над жилой, горизонтальную отслоенную трещину — полость, расположенную непосредственно над верхним контактом ледяной жилы, и вертикальную морозобойную трещину, рассекающую тело жилы (см. рис. 7.8, а). Горизонтальная линза имеет выпуклую форму и расклинивает с обоих боков слои вмещающих отложений. Так происходит фронтальный прирост ледяной жилы сверху за счет образования льда сразу на всей ее поверхности или над значительной частью. Длина горизонтальной полости может несколько превышать протяженность верхнего контакта ледяной жилы благодаря расклинивающему эффекту. Степень раскрытия горизонтальной трещины, определяющая длину и ширину горизонтальной ледяной линзы над верхним контактом ледяной жилы, зависит прежде всего от толщины слоя мерзлого грунта над ледяной жилой, испытывающего зимой деформацию изгиба. Чем меньше эта толщина, тем больше толщина и длина горизонтальной ледяной линзы и, следовательно, тем дальше она выступает за края ледяной жилы. Таким образом, происходит не только прирост ледяной жилы вверх, но и некоторое расширение жилы на уровне приросшего ледяного звена.

Гипотеза А. И. Попова о фронтальном росте ледяных жил. Рост валиков выжимания при деформировании вмещающих отложений около боковых контактов ледяных жил, предполагал А. И. Попов, происходит не в мерзлом, а в талом состоянии, в слое сезонного протаивания. При этом полностью или почти полностью отрицалась возможность пластических деформаций

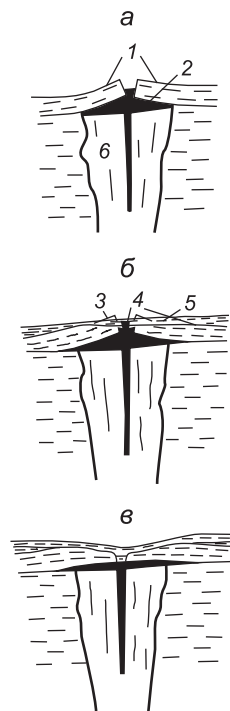


Рис. 7.8. Схема фронтального роста ледяной жилы (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

а — зима; б — весна-лето; в — конец лета; 1 — первичные валики (отгибания); 2 — новообразованное ледяное тело; 3 — размытая часть валиков; 4 — переотложенный материал из валиков; 5 — свежий пойменный наилок; 6 — ледяная жила

мерзлых пород, существенных по масштабу. Деформации связывались с объемно-диагенетическими изменениями, которые происходят при осеннем иссушении грунтов и весенне-летнем набухании в слое сезонного протаивания. Диагенетические полости-каналы образовались над ледяными жилами при осеннем иссушении. Вода в канавах зимой замерзала с образованием ледяных «болванок», которые обтаивали, но сохранялись до осени-зимы. Весной-летом талые грунты набухают, увеличивают объем и занимают свое прежнее положение над ледяными жилами. Этому препятствуют ледяные болванки в канавах и вмещающие отложения, как бы «натыкаясь» на лед, сминаются в складки или приподнимаются — выжимаются вверх. При этом была высказана идея о циклическом характере деформаций пород и о циклическом приросте вверх ледяных жил в ином понимании, чем ранее. Отмечалось, что масштабы вертикального прироста жил и мощность деформированных серий зависят от мощности деятельного слоя.

Гипотеза А. И. Попова отличалась от изложенных выше представлений о фронтальном росте. Она игнорировала объемные изменения, связанные с фазовыми переходами воды, в частности, осеннее распучивание промерзающего грунта. В результате изменений режима влажности грунтов в деятельном слое над жилами вряд ли могли образовываться диагенетические полости шириной до 5...6 м, соответствующие наблюдаемой (в разрезах темно-серых суглинков с торфом) ширине ледяных жил с деформациями слоев на боковых контактах.

Движение грунтов деятельного слоя в летнее время от центра полигонов к их краям в сторону ледяных жил подтверждалось Дж. Р. Маккеем. Он показал, что талые грунты растекаются из центра полигона к его краям со скоростью 0,25 см в год, и это связывалось с летним расширением мерзлого ядра полигонального блока. При этом движение грунта в деятельном слое не зависит от величины и направления уклона поверхности. Оно неизменно при обратном движению уклоне на валиках.

Природные наблюдения показывают возможность деформаций мерзлых отложений, вмещающих ледяные жилы. В разрезах внутренней зоны современных пойм отложения под линзами автохтонного торфа нередко выжимаются вверх вдоль боковых контактов наиболее широких ледяных жил; в процесс выжимания вовлекаются порой и пески русловой фации. Выжимаемые вверх отложения не только перекрывают головы жил, тем самым консервируя их внутри мерзлых пород, но и образуют опрокинутые внутрь полигона складки, налегая в краевых частях полигона на поверхность торфяных линз. Это свидетельствует о том, что деформации подстилающих торф отложений происходили уже в мерзлом состоянии после образования на поверхности торфяных залежей.

Отметим, что в разрезах современных пойм равнинных рек восточной Субарктики на верхней поверхности растущих жил Г. Э. Розенбаум наблюдала выпуклые линзы «чистого» льда, лишь частично затронутого или вовсе не затронутого вертикальным морозобойным растрескиванием. Ледяная линза с обеих сторон внедряется на несколько сантиметров во вмещающие

породы, но не имеет в них продолжения в виде шлиров текстурообразующего льда. В таких случаях мы имеем дело с фронтальным наращиванием ледяных жил не за счет сегрегационного льда, а за счет льда иного происхождения.

Следы былых этапов фронтального роста отмечены Т. П. Кузнецовой в строении синкриогенных ледяных жил, заключенных в современных пойменных и аласных отложениях. Они представлены клиновидными выступами боковых контактов из прозрачного темного льда, аналогичного льду «каймы», или из пузырчатого льда с рассеянными минеральными включениями. На боковых контактах мощных синкриогенных ледяных жил едомной свиты, заключенных в коричневых алевролитах, Г. Э. Розенбаум и Л. Г. Пирумовой описаны такие клиновидные выступы, заканчивающиеся открытыми полостями, лишь частично заполненными сублимационным льдом.

Итак, после зимнего морозобойного растрескивания и заполнения льдом горизонтальной отслоенной трещины и вертикальной морозобойной трещины ледяная жила прирастает сверху. Весной и летом лед вытаивает и в трещине-канавке над жилой скапливается вода. Плоские полигоны, разделенные канавками с водой, характерны для низких пространств приречной зоны поймы. Летние паводки приносят особенно большое количество взвешенных наносов, поскольку к середине лета мутность рек возрастает из-за протаивания деятельного слоя и размыва берегов, сложенных рыхлыми породами. К этому времени уже протаивает и значительная часть деятельного слоя на образовавшихся зимой первичных валиках (валиках отгибания). Оттаявший во время летних паводков материал «расползается» с валиков и переоткладывается на дно трещин-канавок и на внутренних пространствах полигонов. Таким образом поверхность выравнивается и значительная часть изогнувшихся зимой над жилой осадков, образовавших первичные валики, «срезается» (рис. 7.8, б). Лед под канавкой вытаивает быстрее, чем боковые части горизонтальной ледяной линзы, перекрытые грунтом, поскольку вода, скапливающаяся в канавке, к концу лета прогревается. Переотложенный материал первичных валиков и свежий наилок предохраняют центральную часть ледяной линзы от полного вытаивания. К концу лета оттаивает весь грунт, перекрывающий жилу и оставшийся после размыва первичных валиков. Кроме того, обтаивает сверху значительная часть горизонтальной ледяной линзы, а сохранившаяся после размыва нижняя часть отогнутых кверху зимой краевых частей полигона над жилой оседает и слоистость грунта, перекрывающего жилу, вновь возвращается почти к горизонтальному положению. Летние паводки перекрывают всю поверхность свежим наилком (рис. 7.8, в). Поднятие поверхности в ходе накопления осадков обеспечивает продолжение вертикального роста ледяных жил.

Термокарстово-пещерный лед в синкриогенных ледяных жилах. Поверхность внутренней зоны поймы, несмотря на очень медленные темпы осадконакопления, повышается довольно быстро, поскольку процесс обычного накопления осадков дополняется образованием в них полигонально-жильного и текстурообразующего льда. Рост ледяных жил вверх,

сопровождающийся выпиранием вмещающих осадков с образованием высоких валиков, — главный фактор ускоренного повышения пойменной поверхности. Так же скоро наступает стадия резкого замедления осадконакопления, а иногда и полного его прекращения. На этой стадии осадконакопление строго дифференцируется в пределах внутриполигональных впадин. Фациальная изменчивость от центров древних полигонов к контактам с ледяными жилами, сильная заторфованность ядер полигонов — прямые свидетельства отмеченной дифференциации осадконакопления во внутренней зоне поймы. Слоистость наилка в древних полигонах, хотя и сильно оторфованного, указывает на то, что и на этой стадии эти участки поймы нередко заливались половодьем, а во внутриполигональных впадинах отстаивался ил из полых вод после общего их спада. При полной остановке осадконакопления внутри полигона формировались линзы автохтонного торфа. Следовательно, степень заторфованности — показатель того, насколько замедлялось или совсем прекращалось накопление половодных осадков.

Степень выраженности валиков во внутренней зоне поймы зависит от стадии жильного льдообразования: в период роста ледяных жил валики выражены отчетливо, но по мере заполнения впадин полигонов они сравниваются с поверхностью. На пониженных участках внутренней зоны поймы начинает проявляться термокарст: термокарстовые озера различной формы образуются от слияния внутриполигональных озерков при «съедании» разделяющих их валиков, над ледяными жилами возникают термокарстовые канавы.

Полигонально-валиковый рельеф в зрелой стадии развития на участках внутренней зоны поймы с затрудненным дренажом представляет собой четко оформленные внутриполигональные понижения прямолинейных очертаний, занятые водой или мочажинными торфяниками, окруженные крутобокими валиками выжимания. Между соседними валиками над жилами протягиваются термокарстовые канавы или торфяные мочажины, заполненные водой. Ширина их обычно превышает ширину ледяных жил под ними из-за обтаивания, обрушения и сползания грунта, слагающего края полигона. Вода в канаве зимой замерзает и образующийся термокарстово-пещерный лед смерзается с верхним контактом ледяной жилы. Так жила прирастает вверх, причем ширина приросшего звена оказывается больше ширины ледяной жилы.

В строении новообразованного ледяного тела четко фиксируются условия его возникновения. В основании его часто присутствуют вмержшие в лед куски торфа или торфянистого грунта, обвалившиеся со стенок канавы на ее дно. Лед, слагающий ледяные термокарстово-пещерные псевдоморфозы над ледяными жилами, обычно многослоен (рис. 7.9):

- прозрачный стекловидный лед, образующийся при замерзании воды в объеме канавки;
- белый пузырчатый горизонтально слоистый лед, образующийся при инфильтрации воды в снег, наметаемый в термокарстовые канавы, или при послойном многократном намерзании воды на дне канав.

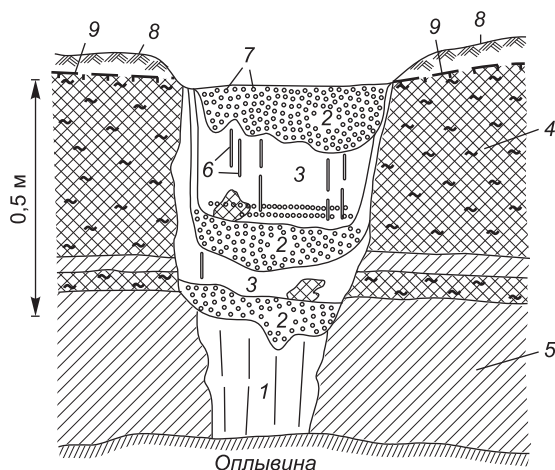


Рис. 7.9. Ледяная псевдоморфоза по полигонально-жильному льду (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

1 — жильный лед; 2 — белый пузырчатый термокарстово-пещерный лед; 3 — темный прозрачный термокарстово-пещерный лед; 4 — заиленный торф; 5 — суглинок; 6 — цилиндрические пузырьки воздуха; 7 — сферические пузырьки воздуха; 8 — дернина; 9 — кровля вечной мерзлоты

При замерзании мочажинного торфа в термокарстовых канавах органические частицы оттесняются кверху и образуют слой высокольдистого мерзлого торфа в верхней части новообразованного ледяного тела, предохраняющий его от летнего вытаивания.

В процессе накопления констративной аллювиальной свиты, когда осадконакопление ритмично (и периодически) возобновляется во внутренней зоне поймы, периодически повторялся прирост ледяных жил в ширину (в тело жилы включался термокарстово-пещерный лед). Приросшее ледяное тело разбивалось вертикальными трещинами так, что в поперечном сечении ледяной жилы оставались лишь фрагменты горизонтально-слоистого или массивного льда.

В следующем ритме накопления осадков синхронный рост ледяных жил продолжался до следующей остановки осадконакопления, и при этом обязательно оживлялся термокарст. Но жила, увеличившая свою ширину во время образования первого термокарстово-пещерного тела, при новом протавивании сверху давала еще более широкую канаву, а следовательно, над ней образовывалось еще более широкое ледяное тело.

Итак, периодическое включение термокарстово-пещерного льда в тело ледяных жил обеспечивает развитие их экстремальных размеров по ширине. Они наблюдаются в разрезах темносерых суглинков с торфом, представляющих отложения фации внутренней зоны поймы в строении едомной свиты.

Каждый последующий ярус приросшего термокарстово-пещерного льда, будучи шире расположенного под ним звена ледяной жилы, обеспечивает некоторое расширение верхнего звена ледяной жилы.

Полигонально-жильный лед при эпикриолитогенезе

Выше мы рассмотрели механизм образования и развития эпикриогенных и синкриогенных полигонально-жильных льдов в грунтовых толщах. Отметим, что особенности их взаимодействия с вмещающими мерзлыми породами и породами деятельного слоя во многом гипотетичны, т. е. не имеют основательного подтверждения фактическими наблюдениями. Поэтому исследователи по-разному интерпретируют эти природные процессы (рис. 7.10). Тем не менее по материалам многолетних исследований полигонально-жильных льдов можно показать распространение их генетических типов, особенности их морфологии и развития на современном этапе и в среднем и позднем неоплейстоцене.

Растущие эпикриогенные полигонально-жильные льды изучены в разрезах отложений различного возраста и генезиса (рис. 7.10, б), а в минеральных грунтах севера Западной Сибири они изучены автором и севернее 68° с.ш. Жильные льды представляют собой в поперечном сечении узкие ледяные клинья высотой до 2...4 м и шириной поверху не более 1,0...1,5 м, зале-

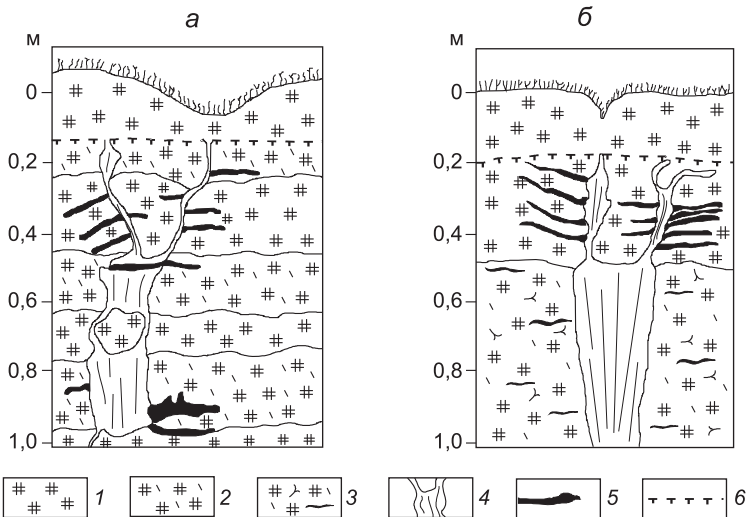


Рис. 7.10. Полигонально-жильные льды в верховьях р. Лаи (правый приток р. Печоры) (по И. А. Казначеевой и Е. А. Шапошниковой из Ю. К. Васильчука):

а — сингенетическая ледяная жила в торфе; б — эпигенетическая ледяная жила в торфе, в верхней части — ледяные ростки; 1 — торф коричневый; 2 — торф светло-коричневый, сильнольдистый; 3 — торф коричневый, льдистый; 4 — повторно-жильный лед; 5 — прослой текстурообразующего льда; 6 — подошва сезонноталого слоя

гающие, как правило, непосредственно под подошвой деятельного слоя на глубине 0,3...0,6 м.

Развивающиеся одноярусные (современные-позднеголоценовые) эпикриогенные жилы встречаются на вершинах минеральных миграционных бугров пучения в концентрично расположенных межполигональных понижениях, пересекаемых радиальными канавками. Полигонально-жильные льды шириной поверху 0,2...0,3 м располагаются под такими канавками, их высота обычно не превышает 1,5...2,0 м, нередко они рассекают льдистое ядро бугра.

Полигонально-жильные льды в торфяниках распространены вплоть до 65° с. ш. Высота жил льда составляет 2...3 м, ширина поверху до 1,0...1,5 м. Размеры полигонов в поперечнике обычно не превышают 10...20 м. Жилы льда проникают через торф в подстилающие породы на глубину до 1,5...3,0 м. Объемная макрольдистость вмещающих пород благодаря этим жилам изменяется от 2...3 до 12...13,5 %.

Развивающиеся эпикриогенные полигонально-жильные льды залегают в верхней 5...10-метровой части разреза синкриогенных и эпикриогенных толщ. В южных районах криолитозоны, законсервированные в торфяниках, они фиксируют предел распространения изотермы -2°C в голоцене, а псевдоморфозы по этому типу жил в отложениях первой террасы указывают на существование сурового климата в начале голоцена близ современной южной границы распространения многолетнемерзлых пород.

Двухъярусные позднеголоценовые и современные эпикриогенные полигонально-жильные льды (реликтовая жила в нижнем ярусе и развивающаяся в голоцене в верхнем ярусе) распространены в Западной Сибири близ широты Полярного круга. Они возникали на местах формирования эпикриогенных жил, где увеличивалась глубина сезонного протаивания при изменениях ландшафтной обстановки (например, появление кустарничковой растительности) или роста температур вегетационного периода. Это приводило к оплавлению головы жил, и они оказывались на глубине 1,5...2,0 м. При уменьшении глубины сезонного протаивания активизировался рост жил верхнего яруса.

Развивающиеся эпикриогенным ярусом синкриогенные (двух- и трехъярусные) реликтовые (позднеплейстоценовые) жилы состоят из нижней синкриогенной жилы льда и верхней развивающейся в голоцене эпикриогенной жилы. Они относятся, как правило, к криогенетически неоднородным толщам, в разрезе которых синкриогенный горизонт перекрывает сверху эпикриогенную толщу. Разновидностью этого типа являются жилы в торфяниках, сформировавшиеся над реликтовыми синкриогенными жилами. Жилы в торфе синхронны времени его накопления и эпихронны отложениям, слагающим стабильную поверхность в целом.

К этому же типу относятся близко залегающие к поверхности реликтовые синкриогенные жилы льда, расклиненные сверху молодой эпикриогенной жилой. Фронтальный разрез их напоминает воронку с широким верхним конусом и длинным узким «горлышком». В сложении верхнего конуса принимает участие лед реликтовой позднеплейстоценовой синкриогенной жилы и лед молодой голоценовой эпикриогенной жилы.

В одном массиве мерзлой толщи (позднеплейстоценовые лагунно-морские террасы Восточного Ямала, едомы Приморской низменности Северной Якутии) нередко существуют и реликтовые синкриогенные жилы, и эпикриогенные, развивавшиеся в голоцене. Последние формировались как в приповерхностных мерзлых грунтах террас, так и в теле реликтовых неглубоко залегающих синкриогенных жил. Крупные жилы льда достигают ширины поверху 2,0...3,5 м, имеют высоту до 10...12 м и залегают на глубине 1,0...1,5 м от поверхности. Они образуют на поверхности тетрагональную сеть с размерами сторон до 50...70 м. Наряду с крупными синкриогенными жилами в обнажениях вскрываются небольшие жилы льда высотой не более 2...4 м, шириной поверху до 0,3...1,0 м. Они образуют на поверхности полигональную сеть с размерами сторон 6...10 м. Голова жил залегает в основании деятельного слоя. Жилы имеют четкую клиновидную форму. Жилы точно такого же строения расклинивают верхнюю часть реликтовой синкриогенной жилы. Очевидно, что образование их происходило в голоцене, когда в верхнюю часть реликтовой жилы внедрялся новый ледяной клин. В итоге на поверхности полигонального массива сформировались две системы полигонов: больших, образованных реликтовыми синкриогенными ледяными жилами с эпикриогенным клином, и малых, образованных эпикриогенными голоценовыми жилами.

Нерастущие эпикриогенные полигонально-жильные льды сформировались в Западной Сибири в позднечетвертичное-голоценовое время.

Неразвивающиеся эпикриогенные ледяные жилы в минеральных грунтах на террасах и междуречьях могут быть разделены на временно неразвивающиеся и деградирующие. В песчаных и супесчаных породах они залегают на глубинах более 2...4 м. Высота жил не превышает 3...5 м, ширина поверху 0,5...1,0 м. Неразвивающиеся эпикриогенные жилы в торфяниках развиты в основном южнее Полярного круга. Здесь они имеют ширину поверху до 20...30 см, местами более, высоту до 2 м и залегают ниже глубины потенциального сезонного протаивания.

Вблизи южной границы распространения мерзлых толщ история развития эпикриогенных полигонально-жильных льдов в пределах доголоценовых массивов оказывается весьма сложной. Здесь на динамике жильного льдообразования существенно отразилось протаивание части мерзлых толщ в период голоценового «оптимума». Протаивание имело избирательный характер по площади, местами не проявлялось в пределах мощных торфяников. Но оно привело к существенному разнообразию встречаемых ледяных жил, и на участках его активного проявления отмечаются жилы почти всех известных модификаций.

Полигонально-жильный лед при синкриолитогенезе

Наиболее крупные скопления синкриогенных полигонально-жильных образований сосредоточены в аллювиальных и озерно-аллювиальных толщах северных равнин Восточной Сибири. В Западной Сибири в аналогичных

генетических комплексах и в толщах лагунно-морских и прибрежно-морских осадков такие скопления имеют гораздо меньшие размеры.

Аналогичны ли синкриогенные полигонально-жильные льды элементарным жилкам и эпикриогенному типу жил по механизму? Или при синкриогенотогенезе меняется и механизм роста?

В. И. Соломатин считает, что тип и механизм эпикриогенного и синкриогенного полигонально-жильного льдообразования аналогичны. Практически все элементы строения синкриогенных льдов наблюдаются и у эпикриогенных аналогов. Генетические различия между ними связаны с масштабами льдообразования, возрастом льдов, степенью развития процессов метаморфизации. Метаморфизм полигонально-жильного льда всегда зависит от его первичного строения. Все известные включения в жильный лед (субгоризонтальные линзы, прослои и другие образования) вторичны или сопутствуют жильному льду. Имея резкие контакты, пересекая его вертикальную слоистость, эти включения лишь подчеркивают изначальность вертикально-слоистого строения и, следовательно, контракционное происхождение жильного льда.

Строение жильного льда искажается и усложняется его перекристаллизацией от воздействия боковых сжимающих напряжений. Они проявляются в дроблении кристаллов, в сколах и зонах скольжения, в прорастании кристаллов в вертикальном направлении, в возникновении пористых текстур, связанных с растрескиванием и возникновением во льду пустот разного размера, расположения и сочетания. Элементарные жилки конжеляционного льда, отражающие первичное строение жил, отмечаются в них лишь в виде фрагментов, резко уступающих метаморфизованному льду по объему.

Боковые контакты мощных ледяных жил оконтурены каймой режеляционного льда и зоной скольжения грунта.

В грунтовых блоках на контактах с жилами слои либо резко отогнуты вверх, либо залегают нормально без нарушений. Характер деформаций и их интенсивность не связаны с шириной жил, а контролируются фаціальным составом: деформации отгибания свойственны ритмичнослоистым супесям и суглинкам с прослоями органики. В монотонных по разрезу толщах, в которых слоистость не наблюдается или проявляется слабо, деформации отсутствуют.

Авторская классификация синкриогенных полигонально-жильных льдов

Существуют разнообразные и сложные характеристики (генетические признаки) синкриогенного полигонально-жильного комплекса — жильного льда и блоков вмещающей породы. Они возникли в результате сложного и длительного развития жильного льда в разнообразной литолого-фацальной обстановке. Их рост и габариты заметно изменялись при смене литологических ритмов осадконакопления, смене климатических циклов понижения-повышения отрицательных среднегодовых температур воздуха, размыве отложений одного геолого-генетического типа и переотложении их в иных геоморфологических условиях.

Класс синкриогенных полигонально-жильных образований подразделяют на подклассы, в которых объединены ледяные жилы, растущие в однородной фациальной обстановке субаэрального и субаквального режима осадконакопления. Каждый подкласс полигонально-жильных льдов соответствует единому геолого-генетическому типу отложений, слагающих синкриогенную толщу (рис. 7.11).

Подклассы ледяных жил в коллювиальных и торфяно-болотных отложениях объединены в *межрегиональный вид* полигонально-жильных образований, развитых в пределах верхней части разреза отложений независимо от их геолого-генетической принадлежности. Эти льды развиваются в субаэральной обстановке осадконакопления. Морфология ледяных жил этого вида определяется особенностями накопления склоновых отложений: гравитационным обрушением и оползанием, делювиальным смытием разнодисперсных отложений с повышенной влагонасыщенностью в пределах деятельного слоя.

Подклассы ледяных жил (древних и современных) в озерно-термокарстовых (аласных), пролювиальных и аллювиальных отложениях отнесены к *восточносибирскому виду* полигонально-жильных образований, развитых в области аккумуляции грунтовых толщ (поздненеоплейстоцен-голоценовой и современной). Льды этого вида развивались в обстановке субаквального осадконакопления речных потоков и озерных водоемов, но в режиме субаэрального промерзания накопившихся осадков в основании деятельного слоя. Морфология, размеры и строение ледяных жил определяются особенностями накопления мощных толщ аллювия перстративной аккумуляции, пролювия временных водотоков, осадков озерно-термокарстовой переработки мощных сильнольдистых толщ восточносибирских едом.

Подклассы ледяных жил (древних и современных) в прибрежно-морских, лагунно-морских и аллювиальных отложениях отнесены к *западносибирскому виду* полигонально-жильных образований, развитых в пределах области аккумуляции (позднеплейстоцен-голоценовой и современной) в обстановке субаквального накопления осадков и субаэрального промерзания. Морфология, размеры и состав ледяных жил этого вида определяются засоленностью прибрежно-морских и лагунно-морских фаций разнодисперсных отложений, особенностями промерзания осадков в приливно-отливной полосе побережья или в пределах низкой и высокой лавды абразионного и абразионно-аккумулятивного берега. К этому же виду относятся ледяные жилы в маломощных толщах перстративного и инстративного аллювия небольших рек севера Западно-Сибирской плиты. Они заметно отличаются меньшими размерами и формой от ледяных жил в мощных толщах констративного аллювия Восточносибирских едом.

Каждый вид полигонально-жильных образований представлен определенным набором подвидов ледяных жил, возникавших в течение позднего неоплейстоцена и голоцена и находящихся на различных стадиях своего развития. В подвидах выделяются морфологические типы жильного льда, характеризующиеся по форме их поперечного сечения и по количеству ярусов, которые подчеркивают особенности развития ледяных жил в конкретных климатических

Синкриогенные полигонально-жилые льды									
В области стабилизации			В области аккумуляции						
			Пресноводная подобласть			Солоноводная подобласть			
При субаральном осадконакоплении и промерзании			При субкавальном осадконакоплении и субаральном промерзании						
В коллювиальных (солифлюкционных, делювиальных) отложениях			В торфяно-болотных отложениях	В озерных, аласных отложениях	В пролювиальных	В аллювиальных толщах констративной и перстративной аккумуляции	В аллювиальных толщах инстративной аккумуляции	В прибрежно-морских толщах низкой и высокой лайд	В лагунно-морских толщах низкой и высокой лайд
Межрегиональный вид			Восточносибирский вид			Западносибирский вид			
Подвиды									
Растущие позднеголоцен-современные, позднелейстоцен-раннеголоценовые (с верхним эпикриогенным ярусом)									
Нерастущие позднеголоцен-современные, реликтовые позднелейстоценовые (с верхним синкриогенным ярусом)									
Морфологические типы									
Клиновидные одноярусные, наклонные	Клиновидные одноярусные, расширенные в верхней части	Клиновидные и столбовые, 2–4 яруса	Клиновидные, 2 яруса, наклонные	Столбовые, многоярусные	Клиновидные, 1–2 яруса	Клиновидные, 1–2 яруса	Клиновидные, 2–4 яруса		
Литологические подтипы									
Льдогрунтовые Грунтовые Смешанные	Ледяные, льдогрунтовые, грунтовые, псевдоморфозы (грунтовые, ледяные)				Льдогрунтовые Ледяные		Ледяные		

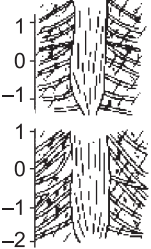
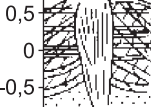
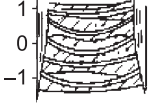
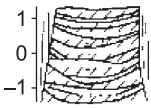
Рис. 7.11. Классификация синкриогенных полигонально-жилых льдов

условиях. По составу ледяного тела выделены подтипы синкриогенных образований — ледяные, льдогрунтовые, грунтовые и смешанные.

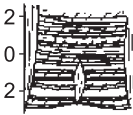
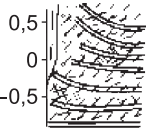
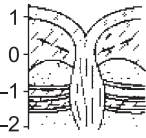
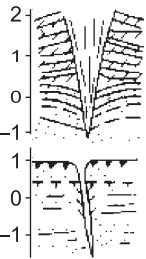
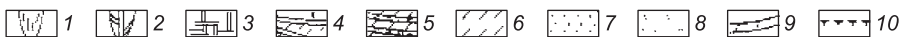
Условия накопления осадков и их промерзания отражаются в разрезе характером расположения ледяных включений в грунте. При тщательном мерзлотно-фациальном анализе не только ледяные шлиры, пояски и их комбинации указывают на синхронное соотношение осадконакопления и промерзания (синкриолитогенез) в пределах ровных горизонтальных полигональных поверхностей речных пойм, аласов, хасыреев, или в пределах делювиальных и солифлюкционных склонов, пологонаклонных днищ обмелевающих озерных или лагунных водоемов. Синкриолитогенез также устанавливается и по морфологии полигонально-жильных структур, уже имеющих определенные признаки своего развития, синхронного осадконакоплению (табл. 7.1).

Таблица 7.1

**Признаки сингенетического роста повторно-жильных льдов
(по Н. Н. Романовскому)**

Схематическая зарисовка повторно-жильных и вмещающих их многолетнемерзлых отложений, м	Описание морфологических особенностей полигонально-жильных образований, служащих признаком сингенетического роста повторно-жильных льдов	При каких условиях возникает признак (кем установлен признак)
	«Срезание» одной серии «поясков» и выдержанных ледяных шлиров другой, более полого залегающей или более сильноизогнутой серией	При накоплении осадков (Е. М. Катасонов, А. И. Попов); причины различий в «срезании» (Н. Н. Романовский)
	Пересечение выдержанными ледяными шлирами и «поясками» под крутым углом слоев органической породы, изогнутых вверх у контакта с жилой	При накоплении осадков (Н. Н. Романовский, Т. Н. Каплина)
	Наличие в полигональном блоке захороненных линз автохтонных торфяников, не примыкающих к контактам с ледяными жилами	При накоплении осадков (А. И. Попов)
	Наличие в полигональном блоке линз породы, перекрывающих наиболее изогнутые вверх слои и ограниченные по нижней и верхней поверхностям выдержанными ледяными шлирами и «поясками»	При накоплении осадков (Б. И. Втюрин, С. В. Томирдиаро, Н. Н. Романовский и др.)

Окончание таблицы 7.1

Схематическая зарисовка повторно-жильных и вмещающих их многолетнемерзлых отложений, м	Описание морфологических особенностей полигонально-жильных образований, служащих признаком сиngenетического роста повторно-жильных льдов	При каких условиях возникает признак (кем установлен признак)
	Наличие в полигональном блоке захороненных ледяных жил (обычно небольших)	При накоплении осадков (Б. Н. Достовалов, Е. М. Катасонов, Н. Н. Романовский)
	Изменение состава пород (например, сильное оторфование) и криогенной текстуры отложений у контакта с ледяной жилой по сравнению с составом пород и их криогенной текстурой) в полигональном блоке	При накоплении осадков, реже при сокращении мощности СТС (Т. Н. Каплина, Н. Н. Романовский)
	Фалдообразно изогнутые слои на контакте с ледяной жилой	Преимущественно при накоплении осадков (Н. Н. Романовский)
	Отгибание вниз прослоев породы и шлиров льда около нижнего конца ледяной жилы и их изгиб вверх в вышележающих горизонтах Отгибание вниз песка: небольшие сбросы около контактов с ледяными жилами	При накоплении осадков (Н. Н. Романовский, Т. Н. Каплина, Н. С. Данилова)
 1 — повторно-жильный лед с характерной вертикальной полосчатостью; 2 — элементарные жилки льда в ледяной жиле; 3 — шлиры миграционного льда в теле жилы; 4 — ледяные шлиры; 5 — прослои сильнольдистых грунтов или льдогрунта «поясков»; 6 — супеси пылеватые; 7 — песок; 8 — оторфованная порода; 9 — торф автохтонный; 10 — верхняя поверхность мерзлой толщи.		

В табл. 7.1 уточнено криогенное строение пород, вмещающих льды, и дан примерный масштаб явления. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны.

Межрегиональный вид синкриогенных полигонально-жильных льдов

Полигонально-жильные льды коллювиальных отложений. В разрезе отложений нижней части склона отмечается своеобразная слоистость напывания. Развивающиеся в них жилы искажаются периодическими сдвигками и наплывами сезонноталого грунта: вертикальная ось поперечного сечения верхней части клина наклонена в сторону уступа, монолитная голова жилы наклонена так же, а несплошная составлена веером элементарных жилок со стороны нижнего по склону бокового контакта жилы.

Участок внедрения ростка из новых элементарных жилок смещается вниз по уклону вместе со смещением поступающего грунтового материала. Росток проникает в мерзлый грунт рядом с боковым контактом ледяной жилы, образуя изогнутые и двуглавые ледяные жилы (рис. 7.12). Все эти образования имеют ширину поверху не более 0,5...1,0 м.

В склоновых отложениях едомной свиты, очень похожих на пойменный аллювий фации приречной зоны поймы, ледяные жилы часто расщепляются,

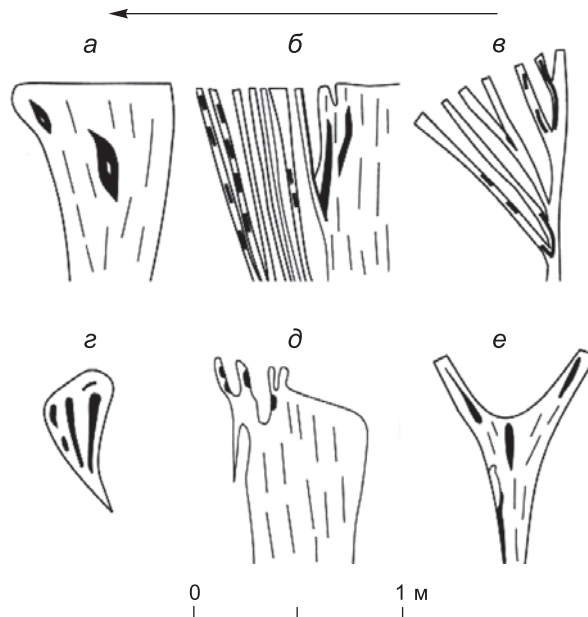


Рис. 7.12. Ледяные жилы солифлюкционных склоновых отложений (по Г. Ф. Гравису):

a — асимметричная ледяная жила; *б* — веер элементарных жилок льда у нижнего по склону бокового контакта основной ледяной жилы; *в* — веер элементарных жилок от основной жилы; *г* — изогнутая ледяная жила; *д* — отрыв элементарных жилок от основной жилы льда; *е* — двуглавая ледяная жила

давая «отростки», направленные наклонно вверх от боковых контактов основных жил. Лед жил также субвертикально полосчат, но содержание примесей в нем несколько меньше, чем в ледяных жилах из аллювия фации приречной зоны поймы.

«Хвосты» синкриогенных ледяных жил, заключенных в маломощных (до 2...3 м) синкриогенных сильнольдистых делювиально-солифлюкционных отложениях голоценового возраста, проникают в верхние горизонты поздне-неоплейстоценовой синкриогенной толщи различного генезиса. Химический состав расплава льда соответствует составу надмерзлотных вод деятельного слоя.

Полигонально-жильные льды торфяно-болотных отложений. Синкриогенные полигонально-жильные льды в торфяниках севера Западной Сибири развиваются в понижениях всех элементов рельефа значительно южнее, чем в минеральных породах, распространяясь местами южнее Полярного круга. Они достигают высоты 6...7 м, максимально наблюдавшаяся ширина их в верхней части 3,0...3,5 м.

Неразвивающиеся синкриогенные ледяные жилы в торфяниках, где мощность торфа редко превышает 3...5 м, не проникают глубоко в торф. В том случае, когда мы встречаем синкриогенную жилу в торфянике без роста над ней, можно говорить лишь о временном (несколько сезонов) периоде их консервации, поскольку часто в одном разрезе они вскрываются рядом с развивающимися жилами. Последние, как правило, шире в верхней части. При современной физико-географической обстановке широкие (более 0,8...1,0 м) ледяные жилы в торфяниках чаще подвергаются морозобойному растрескиванию, а жилы, узкие в верхней части, на протяжении многих сезонов могут не развиваться. Однако при изменении климатических условий (например, при увеличении степени континентальности) эти виды также растрескиваются и начинают расти.

В торфяной толще верх ледяной жилы обычно расширен элементарными жилками и горизонтально-слоистыми линзами термокарстово-пещерного льда. При прочих равных условиях торфяник растрескивается чаще, чем окружающие его минеральные грунты. Нередко элементарные жилки, пронизывая жилу, рассекают ее боковой контакт и проникают в минеральный грунт. Боковые контакты обычно неровные, лед имеет четкую вертикально-полосчатую структуру, но нередко содержит волокна торфа во взвешенном состоянии. Вдоль контактов лед внутренней «каймы» обычно матовый, лед внешней «каймы» голубовато-серый. Вмещающий жилу грунт представлен обычно средне- или слаборазложившимся сильнольдистым торфом, а при контактовая зона в нижней части жилы — льдистым темно-серым суглинком или глиной.

Для расплава торфяно-болотного льда характерен ультрапресный химический состав, кислая среда, мутность, наличие органических соединений.

Западносибирский вид синкриогенных полигонально-жильных льдов

Полигонально-жильные льды прибрежно-морских отложений. Синкриогенный горизонт прибрежно-морских и лагунно-морских толщ насыщен полигонально-жильными образованиями, различными по высоте и ширине поверху. Средние размеры ледяных жил в прибрежно-морских толщах меньше, чем в лагунно-морских. На побережье открытого моря и в полузамкнутых лагунных акваториях существенно различаются режим осадконакопления, состав перемещаемых и отлагающихся осадков, химический состав водной среды, температурный режим промерзания субаквальных осадков. Наиболее оптимальные условия развития полигонально-жильных систем обеспечиваются на пляже и низкой лайде заливов и лагун, где спокойнее гидрологический режим акватории, тоньше осаждающийся грунтовый материал, больше органики, а главное — более благоприятные условия промерзания (оголенная плоская поверхность, слабая снеготранспортируемость). Ледяные жилы в таких фациальных условиях растут более крупными и обладают более явными признаками синкриолитогенеза.

В прибрежно-морских отложениях синкриогенные ледяные жилы начинают закладываться лишь с началом накопления самых мелководных прибрежных фаций (осушек, ваттов, пляжей), которые быстро выходят из этого режима, т. е. осушаются и переходят в режим низкой лайды. Толща перекрывающих жилу осадков имеет мощность от 2...5 до 8...10 м. Размеры жил в среднем составляют: ширина поверху 1,0...3,5 м, высота 4...8 м. В поперечном сечении жилы имеют клиновидную форму с неровными (выпуклыми или вогнутыми) боковыми контактами. Как правило, их головы оплавлены без нарушения слоистости перекрывающих пород, как бы срезаны. Нижняя половина жильного тела рассекает вмещающую породу, разрывая



Рис. 7.13. Лед синкриогенной жилы с мелкими ксенолитами песка между элементарными жилками (р. Венуейеу, северный Ямал). Фото автора

лишь сплошность горизонтальных слоев и не нарушая их сложения. Пояски отходят от ступенчатых боковых контактов лишь в самой верхней части жилы. Лед жилы состоит из вертикальных и наклонных элементарных жилок высотой 0,5...1,0 м и шириной поверху 0,1...1,0 см, чист и прозрачен, с небольшим количеством включений воздушных пузырьков диаметром до 0,10...0,15 см. Нередко встречаются мелкие ксенолиты песка, заполняющие пространство между группами выклинивающихся элементарных жилок (рис. 7.13). Очень часто вблизи боковых контактов жилы в грунте наблюда-

ются волнистые вертикальные и наклонные шлиры льда, смятые в пологие складки. Складчатые шлиры во многих местах пересекаются вертикальными и косыми тонкими жилками.

Полигонально-жильные льды прибрежно-морских супесчано-песчаных отложений часто не имеют плечиков и поясков — основных показателей развития жил, синхронного осадконакоплению, но довольно легко распознаются как синкриогенные по выходам элементарных жилок к боковым контактам.

Неразвивающиеся синкриогенные полигонально-жильные льды в прибрежно-морских отложениях достигают в ширине поверху до 2,0...3,5 м, а по высоте до 8...12 м (рис. 7.14).

Сверху эти жилы покрыты слоистыми осадками мощностью до 10 м, имеют клиновидную форму с неровными мелкоступенчатыми боковыми

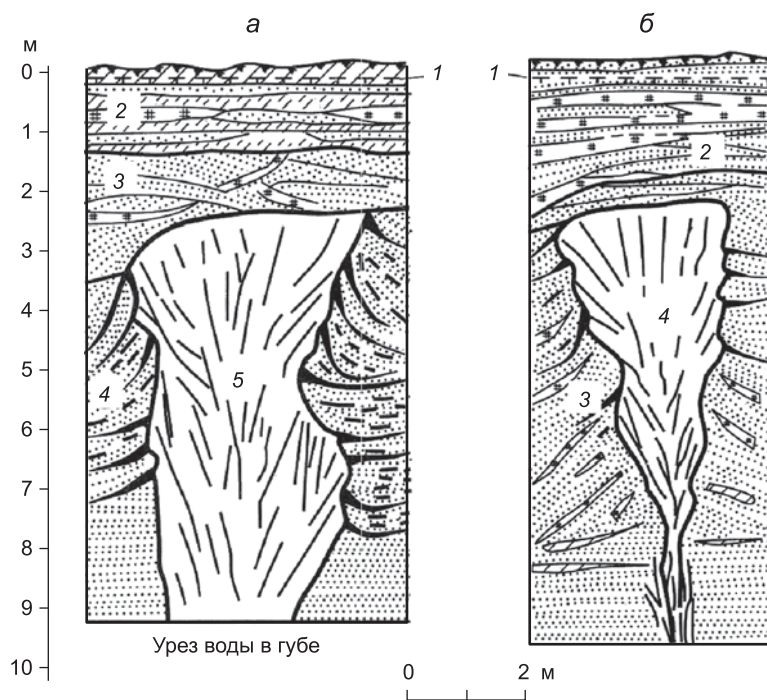


Рис. 7.14. Реликтовые синкриогенные ледяные жилы в лагунно-морских отложениях:

а — северный Гыдан, р. Гыда (1 — кровля мерзлой толщи; 2 — супеси и суглинки с прослоями торфа, криогенная текстура массивная; 3 — косослоистые пески с массивной криогенной текстурой; 4 — горизонтально-слоистые пылеватые пески с прослойками супесей, криогенная текстура линзовидно-слоистая; 5 — ледяная жила); *б* — северо-восточный Ямал, р. Сеяха Зеленая (1 — кровля мерзлой толщи; 2 — пески пылеватые с прослоями торфа, криогенная текстура массивная; 3 — косо- и горизонтально-слоистые пески с линзочками торфа и супеси, криогенная текстура массивная; 4 — ледяная жила)

контактами. Головы неглубоко залегающих жил нередко оплавлены, часто без нарушения слоистости породы. Отсутствие основных показателей развития синкриогенных жил (плечиков и поясков) объясняется срезанием верхней, действительно синкриогенной части жилы в процессе переотложения мелководных осадков. В разрезе же нередко наблюдается только нижняя часть синкриогенной жилы, которая эпихронна по отношению к вмещающей породе.

Химический состав расплава прибрежно-морских жильных льдов соответствует составу морской воды, отличается минерализацией до 1,0...1,2 г/л, щелочной средой и повышенной жесткостью.

Полигонально-жильные льды лагунно-морских отложений. Полигонально-жильные льды в лагунно-морских отложениях севера Западно-Сибирской плиты обычно крупнее прибрежно-морских, но имеют много общих черт и особенностей морфологического и структурного строения. В ряде районов они трудно различимы и определяются благодаря различиям в литолого-фациальном составе и генезисе вмещающих отложений, в химическом составе расплава льда.

Жилы льда обычно рассекают толщу позднеплейстоценовых отложений и внедряются нижним концом (хвостом) в морскую толщу среднего или позднего плейстоцена. Эти льды не имеют правильной клиновидной формы, их средняя часть обычно заметно расширена. Контакты с вмещающим грунтом имеют плавные очертания, но в верхней части грунты нередко смяты в складки или смещены кверху. Деформированные пачки грунтов размещаются и над головами ледяных жил. При этом нередко в голову основной жилы сверху внедрены тонкие клиновидные жилки, образующие второй структурный ярус жилы. Толщина таких жилок составляет обычно 20...30 см (местами до 0,8...1,0 м), высота до 2...3 м. На поверхности они выражены четкими выпукловаликовыми полигонами. Эти тонкие жилы скорее напоминают малоомощные эпикриогенные образования, сходные по морфологии с полигонально-жильными льдами водораздельных морских равнин.

Такое двухъярусное строение свидетельствует об изменении фациальной обстановки синкриолитогенеза в процессе осадконакопления. Когда лайдовый режим накопления осадков прекращается, рост полигонально-жильного льда продолжается в условиях лагунно-морской террасы. При этом морозобойное растрескивание и формирование эпикриогенного яруса жильного льда происходят над древней полигональной системой из-за некоторой ослабленности и высокой льдистости мерзлых грунтов над древней ледяной жилой. Так древняя (поздненеоплейстоценовая) полигональная сеть проявляется на современной поверхности.

Среди лагунно-морских образований часто встречаются сложные по строению полигонально-жильные льды (рис. 7.15).

Верхняя часть полигонально-жильных льдов состоит из вертикально-полосчатого льда и горизонтальнослоистой льдогрунтовой массы с супесчаным заполнителем. Пространство между двумя-тремя клиновидными отростками нижней части жилы заполнено такой же грунтовой массой, имеющей

слоистую слабоволнистую криогенную текстуру. Слоистость льдогрунта почти параллельна боковым контактам жилы, а местами смята в пологие складки. Ширина льдогрунтовых пачек может достигать 2...3 м. Боковые контакты верхней 1,0...1,5-метровой части жилы осложнены ступенчатыми выступами, которые состоят из горизонтальных прослоев льда, разделенных тонкими прослойками супеси. Пачки таких прослоев пронизывают тело ледяной жилы и вмещающего грунта, достигая длины 2,0...2,5 м и толщины 0,3...0,5 м.

Формирование сложного ледяного тела происходило на первых стадиях в уже накопившемся осадке, но практически одновременно с образованием льдогрунтовой массы. Верх жилы формировался синхронно с вмещающими грунтами путем фронтального наращивания прослоев сегрегационного льда и льдогрунта в основании деятельного слоя.

Неразвивающиеся синкриогенные полигонально-жильные льды в разрезах лагунно-морских террас залегают на глубинах не менее 3...5 м, и это препятствует их дальнейшему развитию. Поэтому современное морозобойное растрескивание формирует новую полигональную систему жильных льдов, не связанную с расположенными ниже законсервированными жилами. Полигонально-жильные льды в песчаных отложениях на глубине 1,5...2,0 м второй лагунно-морской террасы имеют ширину поверху до 2 м, а высоту не менее 6...8 м. В отложениях третьей лагунно-морской террасы размеры ледяных жил закономерно увеличиваются к северу. Например, на юге, в долине Юрибея (Ямал) их высота не превышает 4...6 м при ширине поверху 0,8...1,2 м, но севернее 71° с. ш. их высоты достигают уже 10...12 м. Все они залегают в песках и супесях на глубинах до 3...4 м.

В долине р. Гыда полигонально-жильные льды залегают в разрезах III лагунно-морской террасы в двух горизонтах: верхний горизонт жил расположен на аллювии террасы, нижний вскрывается на глубине 10...14 м в лагунно-морских суглинках и песках. Высота жил льда нижнего яруса достигает

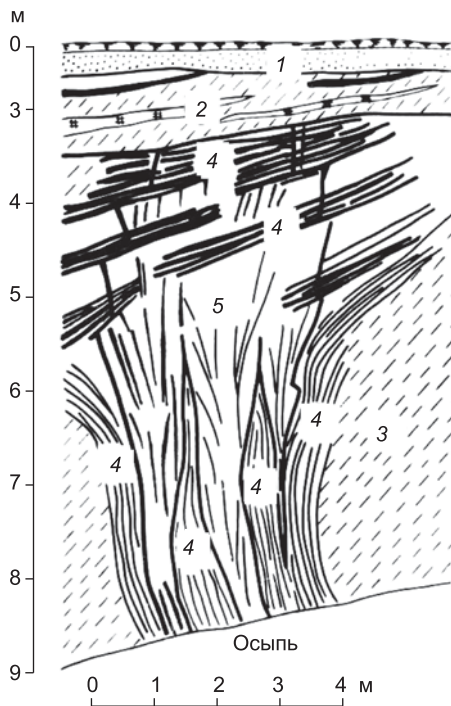


Рис. 7.15. Реликтовая жила льда сложного строения в лагунно-морских синкриогенных отложениях позднего неоплейстоцена. Центральный Ямал:

1 — песок пылеватый с массивной криогенной текстурой; 2 — супесь с прослойками торфа и массивной криогенной текстурой; 3 — супесь с массивной криогенной текстурой; 4 — слоистый льдогрунт; 5 — ледяная жила

8...9 м, а ширина 1,0...2,5 м. Жилы могут начинаться непосредственно у контакта отложений с подстилающими породами или ниже контакта.

В долине р. Юрибей (Ямал) два яруса синкриогенных жильных образований залегают в разрезе II террасы: верхний образован ледяными и ледогрунтовыми жилами син- и эпикриогенного типа, нижний — синкриогенными жилами.

При сравнении размеров синкриогенных полигонально-жильных образований в отложениях позднего плейстоцена заметно, что наиболее крупные из них сосредоточены в суглинисто-супесчаных оторфованных грунтах с максимальной макрольдистостью. В поймах рек, впадающих в Карское море, при приближении к устью растущие ледяные жилы становятся меньше по высоте и в ширине поверху. Это связано с увеличением засоленности отложений при приближении к морю.

Расплав лагунно-морских полигонально-жильных льдов отличается невысокой минерализацией (до 0,2...0,5 г/л), хлоридно-натриевым и хлоридно-кальциевым составом, нейтральной средой и средней жесткостью. Близок качественный состав и степень засоления льдов в голоценовых пойменных отложениях рек Ямала. При низкой общей минерализации для них заметно увеличение ее значений от истоков рек к их низовьям. В этом же направлении гидрокарбонатно-натриевый состав льдов сменяется хлоридно-натриевым, причем это изменение происходит за счет количественного роста содержания хлор-иона. Это объясняется проникновением морских вод по долинам рек вглубь полуострова во время приливов и засолением накапливающихся осадков и речных вод. Жильным льдам в позднеледниковых отложениях морских террас свойственны более высокая общая минерализация, постоянное преобладание хлор-иона и хлоридно-натриевый состав.

Полигонально-жильные льды аллювиальных отложений (грунтовых толщ инстративной аккумуляции). Толща инстративного аллювия формируется и промерзает в процессе горизонтального перемещения русла. Песчаные русловые фации нижней части разреза сменяются вверх по разрезу мелкозернистыми грунтами. Сверху русловой аллювий перекрыт маломощным покровом пойменного аллювия тонкодисперсного состава, накапливающегося в половодье при периодических затоплениях речной поймы. В таких фациальных условиях начальная фаза развития полигонально-жильного льда начинается на завершающих этапах накопления и промерзания руслового аллювия: в прирусловых отмелях, прирусловых валах, изолированных плесах. Здесь развиваются нижние концы ледяной или ледогрунтовой жилы, которая на этапе накопления пойменного аллювия продолжает расти уже синхронно с вмещающими отложениями.

В аллювиальных отложениях поймы часто встречаются временно неравивающиеся синкриогенные жилы, не имеющие сверху молодых ростков, но залегающие на небольшой глубине. Форма их клиновидная, постепенно расширяющаяся кверху (рис. 7.16).

Ширина поверху чаще всего составляет 1...2 м, видимая высота до 3...4 м. Широкие (до 4,8 м) в верхней части жилы в суглинистых аллювиальных

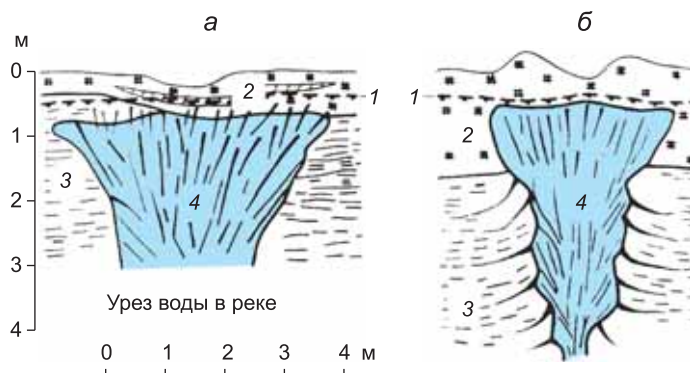


Рис. 7.16. Развивающиеся одноярусные синкриогенные ледяные жилы в голоценовом аллювии северного Ямала (а) и юго-восточного Гыдана (б):

1 — кровля мерзлых пород; 2 — торф со слоистой криогенной текстурой; 3 — суглинок со слоистой криогенной текстурой; 4 — ледяная жила

отложениях старичной фации вмещают большое количество прослоев аллохтонного торфа. На заболоченной поверхности высокой поймы четко вырисовываются валиковые полигоны тетрагональной формы, достигающие 20...22 м в поперечнике. Центральная часть полигонов вогнутая, местами залита водой с остатками травы и торфа. Выпуклые валики имеют высоту до 0,3 м. Ширина межваликовых канавок не превышает 1 м, глубина до 0,5 м.

Растущие ледяные жилы залегают на глубине 0,5 м от поверхности (рис. 7.17). Ширина жилы льда на глубине 1,0...1,2 м уменьшается до 3,5 м.

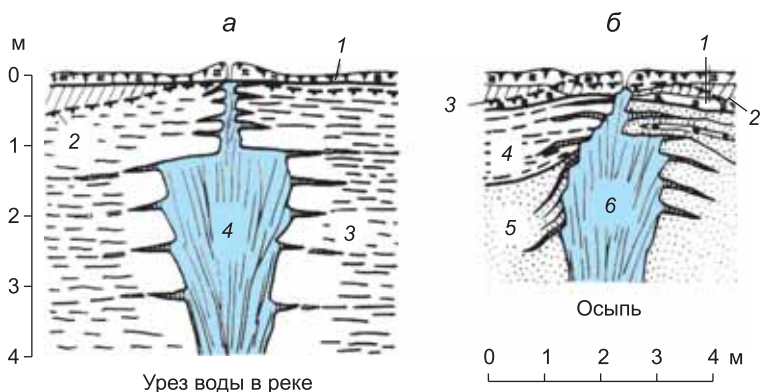


Рис. 7.17. Развивающиеся двухъярусные синкриогенные жилы льда в аллювиальных голоценовых отложениях:

а — север Гыданского полуострова (1 — торф; 2 — кровля мерзлых пород; 3 — суглинок со слоистой криогенной текстурой; 4 — ледяная жила); б — северный Ямал (1 — торф; 2 — суглинок; 3 — кровля мерзлых пород; 4 — супесь со слоистой криогенной текстурой; 5 — песок пылеватый с массивной криогенной текстурой; 6 — ледяная жила)

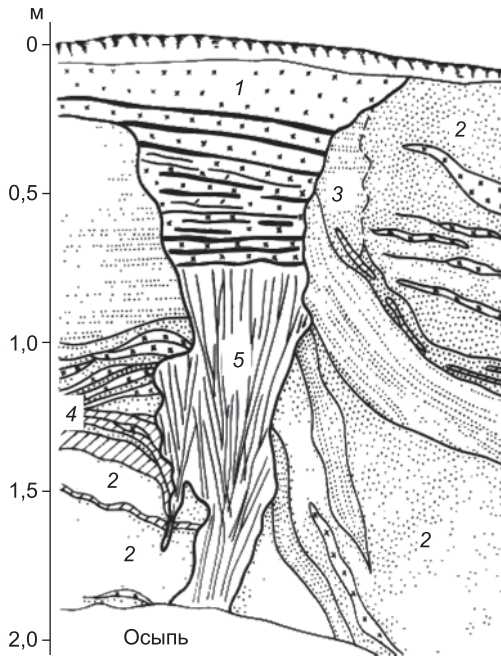


Рис. 7.18. Неразвивающаяся синкриогенная ледяная жила в голоценовом аллювии северного Ямала (вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы):

1 — тонкослоистый автохтонный торф со шлирами льда толщиной до 1,5 см; 2 — песок пылеватый; 3 — песок мелкий, ожелезненный; 4 — прослойки суглинка и аллохтонного торфа в песке; 5 — ледяная жила

Боковые контакты верхней части жилы с вмещающей породой довольно ровные. Горизонтальная слоистость прослоев суглинка толщиной 10...20 см не искажается на контакте с жилой льда. Криогенная текстура суглинка слоистая, толщина шлиров льда 1,0...1,5 см. Криогенная текстура прослоя торфа мощностью 0,15...0,30 м массивная. Лед жилы довольно прозрачный, с небольшой примесью органического вещества. В верхней его части наблюдаются четкие и ровные элементарные жилки льда шириной поверху 0,8...1,2 см и высотой 20...30 см. В осевой части элементарных жилок льда пузырьки воздуха столбчатой и шарообразной формы, имеющие высоту до 0,3...0,5 см и диаметр 0,1...0,2 см.

Неразвивающиеся синкриогенные жилы в песчаных породах в современном аллювии севера Западной Сибири обычно представлены льдогрунтовыми образованиями (рис. 7.18).

Голова такой жилы залегает на глубине 2...4 м, а высота ее составляет не более 3...4 м. Чистый лед в верхней части жилы имеет столбчато-призматическую структуру. Ниже жилки льда рассредоточены вертикальными прослойками песка. Толщина жилок льда 1,0...1,5 см, песка 0,5...1,0 см. В песке встречаются прослои аллохтонного торфа мощностью 5...7 см.

Восточносибирский вид синкриогенных полигонально-жильных льдов

Восточносибирский вид ледяных жил четко определяется по большой их высоте, экстремальной ширине, отчетливым ступенчатым боковым контактам, а главное — по принадлежности к циклично построенной толще синкриогенных алевроитов едомы, накопившихся в конце среднего неоплейстоцена. Сильнольдистые отложения содержат ледяные жилы видимой высотой до 10 м и шириной 5...6 м. Расстояние между осями жил составляет 8...10 м. Погребенные жилы имеют столбообразную форму и выпуклый верхний контакт, перекрытый мерзлыми отложениями. Сверху в жилы проникают

хвосты мощных ледяных жил, заключенных в вышезалегающих отложениях едомной свиты. Лед жил вертикальнополосчатый, сильно загрязнен минеральными включениями, имеет грязно-бурую окраску. Боковые контакты жил зубчатые, к плечикам на боковых контактах припаяны шлиры текстурообразующего льда. Во вмещающих отложениях вблизи боковых контактов жил часто отогнутые вверх грунтовые слои и залегающие согласно шлиры льда одной пачки срезаны слоями и шлирами льда другой пачки, залегающей выше.

Полигонально-жильные льды озерно-термокарстовых (аласных) отложений. Аласные отложения днища спущенных озерных котловин залегают на разных высотных уровнях. Контакт между линзой аласных отложений и едомной толщей, как правило, проходит через слой таберальных пород — уплотненных и малольдистых алевритов мощностью до 2...3 м.

В аласных отложениях комплекс синкриогенных ледяных жил отличается от полигонально-жильных льдов едомной свиты по размерам, цвету и текстурным особенностям. В аласах верхней части едомной толщи ледяные жилы достигают ширины поверху 2...3 м, а высоты 7 м. В низких аласах (высота над урезом воды 2...3 м) залегают более мелкие (шириной 0,8...1,5 м) синкриогенные жилы. Лед жил преимущественно белесого цвета, иногда светло-серый из-за большого количества мелких (до 1 мм) пузырьков воздуха. Крупные пузырьки весьма редки и не характерны для тела жил. В отличие от ледяных жил едомной свиты содержание органоминеральной мути в аласных жилах весьма незначительно. Вертикальные полосы, прослеживающиеся в теле аласных ледяных жил, достигают в ширину от 0,5...1,0 до 3...5 см.

В эпикриогенной части аласного комплекса субаквальные псевдоморфозы по ледяным жилам (структуры облекания) образованы при вытаивании нижних концов мощных синкриогенных жил в условиях подозерного талика. Ширина поверху достигает 1,5...2,0 м, а мощность — 5 м. Часто они начинаются сверху от горизонта инволюций — мелких конвективных нарушений, образующихся при переувлажнении тиксотропного грунта, протаивающего под дном термокарстовых озер.

Полигонально-жильные льды аллювиальных отложений (грунтовых толщ констративной аккумуляции). В среднелейстоценовом констративном аллювии бассейна рек Яны и Индигирки, представленном льдистыми алевритами и заиленными песками с тонколинзовидной и массивной криотекстурами, синкриогенные ледяные жилы разбросаны по разрезу на разных уровнях. Высота жил редко превышает 5 м, а ширина поверху составляет 1,5...2,5 м. Иногда встречаются ледогрунтовые жилы. Вблизи поверхности в толщу проникают эпикриогенные ледяные жилы высотой до 3 м.

Позднеплейстоценовые отложения едомной свиты аллювиального генезиса представлены тремя литологическими типами разреза. Для разреза первого типа констративного аллювия едомной свиты, в котором преобладают пески русловой фации, характерно ярусное расположение погребенных синкриогенных ледяных и ледогрунтовых жил. Они относятся к сохранившимся от размыва, сопутствующего миграции русла при констративной аккумуляции,

линзам пойменного аллювия, имеющим алевритовый состав, тонкослоистую и тонко-линзовидную криогенные текстуры.

Второй тип разреза констративного пойменного аллювия представлен коричневыми незаторфованными алевритами фации приречной зоны поймы, содержащими вертикально стоящие корешки трав и тонкие прослои, линзы тонкозернистого песка и растительного детрита. Синкриогенные ледяные жилы многоярусного строения пронизывают весь разрез, поскольку имеют столбообразную с пережимами форму в поперечном сечении. Ширина ледяных жил не превышает 3 м, а в среднем составляет 1,5 м. Лед жил буро-серый из-за большого количества минеральных примесей. Текстура льда вертикально-полосчатая. Часто на разных уровнях по разрезу между основными жилами наблюдаются маломощные узкие (шириной до 0,5 м) ледяные погребенные жилы поздних генераций. Для отложений этой фации пойменного аллювия характерно присутствие в разрезе ледогрунтовых жил и наличие узкого (шириной 10...30 см) ледогрунтового обрамления у боковых контактов ледяных жил. Деформации слоев вмещающих отложений у боковых контактов ледяных и ледогрунтовых жил большей частью незначительны или вовсе отсутствуют.

Третий тип разреза аллювия едомной свиты представлен отложениями фации внутренней зоны поймы. В его основании не всегда залегает русловой аллювий, часто он ложится непосредственно на отложения древнего аласного комплекса, а в северных прибрежных районах подстилается прибрежно-морскими среднеплейстоценовыми отложениями. Для него характерна цикличность строения: чередование в разрезе линз автохтонного торфа и темно-серых иловатых алевритов. Линзы торфа выклиниваются к боковым контактам ледяных жил и отделены от последних отогнутыми вверх слоями подстилающих алевритов. При этом часто загнутые слои срезаны горизонтально залегающими слоями торфа. Шлиры текстурообразующего льда залегают согласно осадочной слоистости. Деформации осадочных и ледяных прослоев бывают очень значительны — вплоть до вертикального положения и даже запрокидывания к центру пространства между ледяными жилами. Весь разрез пронизан мощными ледяными жилами шириной до 5...8 м при расстоянии между осями жил в 10...15 м. Они имеют столбообразную форму и ступенчатые боковые контакты. Ступени соответствуют циклам в разрезе вмещающих отложений: выступы боковых контактов жил соответствуют смене циклов вмещающих отложений. Часто вдоль боковых контактов присутствует режелационная кайма темного прозрачного льда шириной до 2...3 см. Лед жил имеет грязно-бурый цвет из-за минеральных и органических включений, но загрязненность льда примесями несколько меньше, чем у жил в отложениях фации приречной зоны поймы. Множество воздушных включений в виде сферических мелких пузырьков создают в жиле вертикальную полосчатость. Во льду жил присутствуют остатки массивного или горизонтально-слоистого льда термокарстово-пещерного происхождения, включенного в их строение и составляющего с ними одно целое.

В песчаном русловом аллювии сартанского возраста и фации прирусловых отмелей помимо ледяных жил встречаются синкриогенные льдогрунтовые жилы шириной до 3 м. Они состоят из субвертикальных прослоев грунта толщиной до 0,3...0,5 см, разделенных субвертикальными прослоями чистого темного льда аналогичной толщины. Льдогрунтовые жилы часто имеют двухъярусную форму, возникающую при изменении литолого-фациального состава вмещающих отложений.

Сартанский аллювий пойменной фации включает преимущественно ледяные синкриогенные жилы шириной до 3 м. Здесь отсутствуют столь широкие жилы, как в отложениях едомной свиты. Еще меньше размеры ледяных жил в голоценовом аллювии речных пойм. Их ширина никогда не превышает 1,5...2,0 м, а расстояния между ними в среднем те же, что и в отложениях едомной свиты: 12...15 м. Ширина жил в отложениях фации приречной зоны поймы не превышает 0,5 м, а в отложениях фации прирусловой отмели — нескольких сантиметров. Наряду с ледяными жилами здесь развиты и льдогрунтовые одноярусные.

Типы и подтипы полигонально-жильных образований

По составу и строению синкриогенных полигонально-жильных образований (помимо ледяных) выделяют изначально-грунтовые, льдогрунтовые и смешанные (с грунтовой и льдогрунтовой частями), а также псевдоморфозы. В талых разрезах эти образования свидетельствуют о былом мерзлом состоянии грунтовых толщ. Изначально-грунтовые жилы образуются при заполнении морозобойных трещин грунтом вмещающих пород или элементарными жилками льда, которые потом вытаивают и заполняются тем же грунтом. Слои вмещающих пород в приконтактной зоне жил обычно отогнуты вниз, нарушены сколами и микросбросами, а в жилах нередко встречаются ксенолиты вмещающего грунта.

Вопросы генезиса этих образований еще не решены окончательно. Это самые интересные и дискуссионные стороны криолитогенеза, тем более что основные различия субаквальных и субаэральных условий протаивания для образования псевдоморфоз еще не разработаны в достаточной степени.

Псевдоморфозы обладают признаками, которые сохраняются после вытаивания полигонально-жильных льдов: полигональным расположением в плане, вертикальной формой и размерами, отгибанием слоев вмещающей породы и др. В современных мерзлых толщах они фиксируют такое потепление климата, которое привело к увеличению мощности деятельного слоя или к более глубокому понижению кровли вечной мерзлоты. Эти образования могли сформироваться также и при увеличении мощности деятельного слоя на небольшой площади своего распространения — оттаять, а затем снова промерзнуть, не нарушая мерзлого состояния всей толщи. Например, в мощных толщах констративного аллювия отмечается несколько ярусов (горизонтов) псевдоморфоз, обычно относящихся к пойменным фациям отложений, которые оттаивали при миграции русла реки, накапливающего сверху новые слои руслового аллювия.

Следы самой древней многолетней мерзлоты, свидетельствующие о сингенетическом ее промерзании, представлены прежде всего псевдоморфозами по полигонально-жильному льду. А. А. Архангелов показал, что клиновидные грунтовые нарушения, прослеживающиеся в олерской толще, являются именно такими псевдоморфозами. Псевдоморфозы формировались одновременно с осадконакоплением аллювиальной толщи олерской свиты раннего плейстоцена, что доказывается их характерным строением и залеганием внутри толщи, отношением псевдоморфоз к пойменным фациям, закономерно сменяющимся по разрезу.

Формирование псевдоморфоз происходило как в субаквальных, так и в субаэральных условиях, поскольку на одном и том же уровне разреза олерской свиты наблюдаются псевдоморфозы того и другого типа. Ярусное залегание псевдоморфоз характерно только для тех разрезов олерской свиты, где она представлена ритмичным чередованием прирусловых и пойменных фаций с отдельными линзами озерных отложений.

Псевдоморфозы в отложениях позднего плейстоцена имеют разные размеры и строение. Они обычно расположены в контактной зоне толщи разновозрастных пачек пород. Полигональная сетка псевдоморфоз по ледяным жилам рассекает все горизонты нижней пачки. На тех участках, где нижняя пачка представлена только осадками прирусловой отмели, псевдоморфозы образуют небольшие тела клиновидной формы внизу и с четкими структурами облекания вверх. Там, где в верхней части нижней пачки присутствуют погребенные почвы, псевдоморфозы достигают 5 м в ширину и состоят из неслоистых серо-сизых супесей или суглинков с вертикальными затеками гумусированной породы. В нижних частях псевдоморфоз иногда залегают куски торфа. Вверху также присутствует облекающая слоистость, но она заполняет лишь неглубокие мульды неровностей рельефа, оставшиеся после практически завершившегося замещения ледяных жил грунтовыми.

Льдогрунтовые жилы

Синкриогенные ледяные жилы в различных фациях аллювия различаются по количеству и характеру органоминеральных примесей во льду. Лед жил в суглинках и иловатых торфах внутренней зоны поймы содержит малое количество минеральных примесей, цвет его из-за органических примесей белый или желтоватый. Такой же лед жил в разрезах аласных отложений Яно-Колымской низменности, в озерно-болотных отложениях на севере Западной Сибири и Большеземельской тундры. Синкриогенные полигонально-жильные льды в торфяниках содержат лишь включения мелких растительных остатков. Растут они медленно вместе с торфом.

В отложениях фации приречной зоны поймы лед жил содержит большое количество минеральных примесей. Льдогрунт образуется вдоль боковых контактов ледяных жил, как широких, так и узких. Он образован чередованием тонких субвертикальных пластин льда и грунта, строго параллельных друг другу. Толщина ледяных пластин составляет от 1...3 см. Строгая параллельность присуща прежде всего тонким ледяным пластинам. Относительно

широкие ледяные пластины не всегда параллельны одна другой, но обрамляющие их тонкие ледяные пластинки-шлирики не только параллельны одна другой, но и строго параллельны широким ледяным пластинам. Тонкие ледяные шлирики, образующие льдогрунтовое обрамление боковых контактов ледяных жил, всегда строго повторяют ориентировку боковых контактов (рис. 7.19, а).

Когда льдогрунт заключен между разнонаправленными пересекающимися тонкими ледяными жилами или апофизами в хвостовой части мощных широких ледяных жил, влияние боковых контактов узких ледяных жил или апофизов сказывается на направлении ледяных шпиров льдогрунтового обрамления (рис. 7.19, б).

Порой льдогрунт располагается в центральной части ледяной жилы или слагает ее целиком. Морфология льдогрунта нетипична для элементарных ледяных жилок, в нем ледяные и грунтовые пластины строго параллельны. Каждый изгиб одного прослоя точно повторяется соседними. Встречаются льдогрунтовые обрамления и льдогрунтовые жилы только в породах легкого механического состава: опесчаненных супесях и тонких песках с массивной и реже тонкослоистой и тонколинзовидной криогенной текстурой. Слоистость вмещающих отложений слабо нарушена у боковых контактов ледяных жил с льдогрунтовым обрамлением.

Около льдогрунтовых жил, т. е. жил, целиком сложенных льдогрунтом, отмечаются довольно значительные нарушения слоистости. Отгибание слоев вверх показано на рис. 7.20.

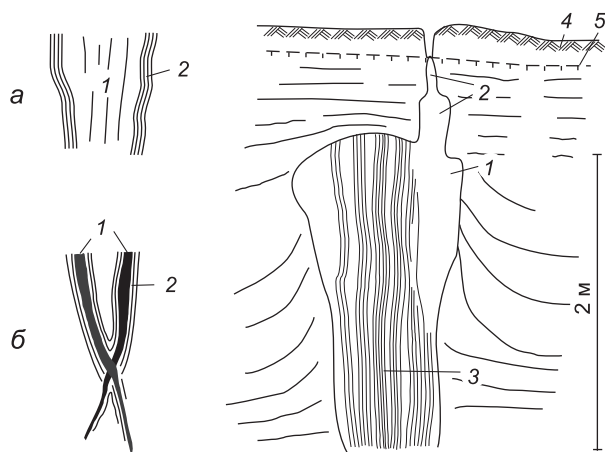


Рис. 7.19. Льдогрунтовое обрамление боковых контактов ледяной жилы (а) и льдогрунтовая жила (б) в пойме р. Омолуй (по А. И. Попову, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель):

слева: 1 — жильный лед; 2 — льдогрунтовое обрамление;
справа: 1 — жильный лед; 2 — ступенчатый росток; 3 — льдогрунт; 4 — дернина; 5 — кровля вечной мерзлоты

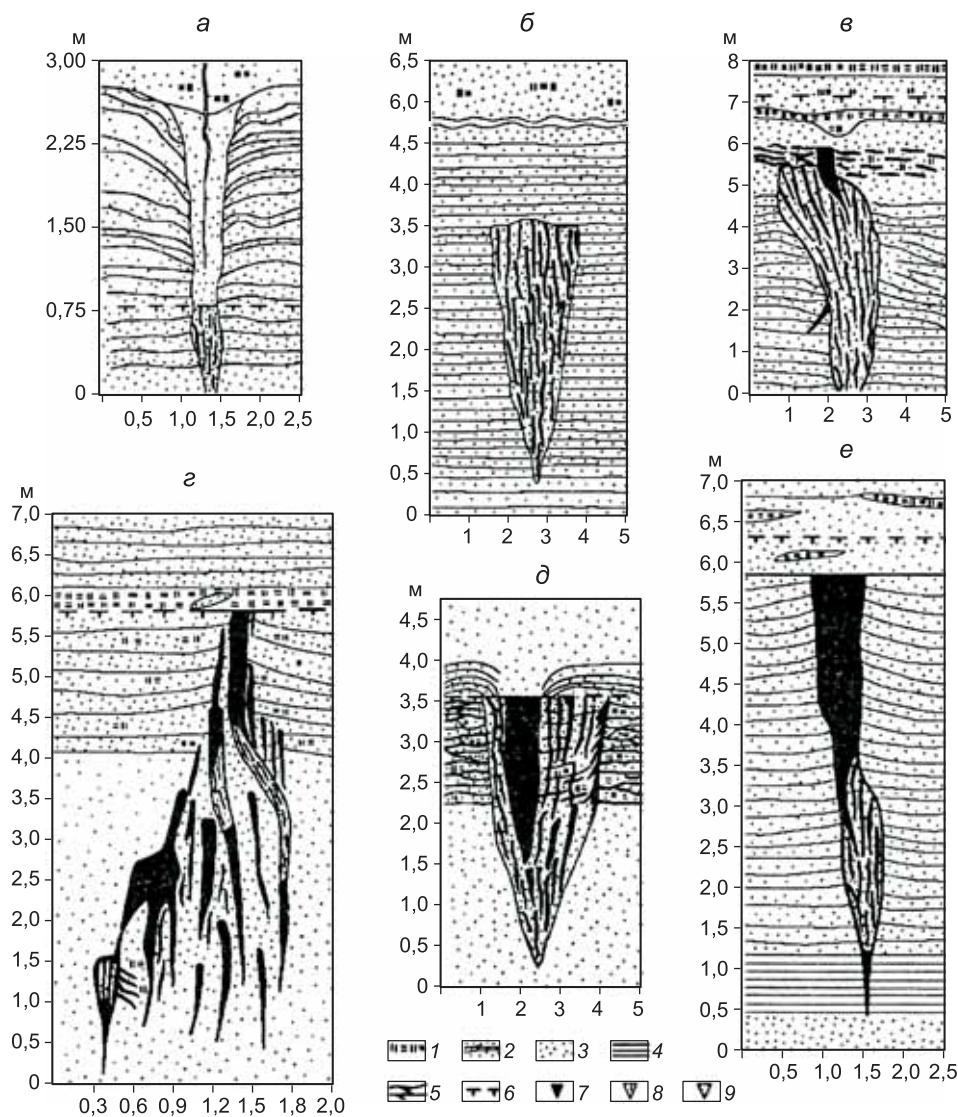


Рис. 7.20. Полигонально-жильные образования в песчаных отложениях рек Ямала (по Г. И. Дубикову):

а — формирующаяся льдогрунтовая жила в аллювии I надпойменной террасы; б — льдогрунтовая жила в аллювии I надпойменной террасы; в, д — I надпойменной террасы; е — II надпойменной террасы; з — III надпойменной террасы; 1 — торф; 2 — слоистый песок; 3 — неслоистый песок; 4 — глина; 5 — шилы льда; 6 — кровля мерзлой толщи; 7 — ледяная жила; 8 — льдогрунтовая жила; 9 — грунтовая жила

Льдогрунтовые жилы обычно представляют собой двухъярусные структуры: верхний ярус — грунтовый — относится к деятельному слою и похож на изначально-грунтовую жилу; нижний ярус — собственно ледяная жила (рис. 7.20, а, б). Льдогрунтовые жилы сосредоточены исключительно в песчано-супесчаных малолдыстых отложениях. Это первое и важное их отличие от ледяных. Между этими крайними по составу и условиям формирования жильными образованиями имеются переходные жилы, состоящие из льдогрунта и «чистого» льда. Содержание того и другого в жилах может быть одинаковым, но может существенно отличаться в ту или иную сторону. В большинстве случаев лед сосредоточен в верхней (эпикриогенной по способу роста) части жилы, льдогрунт — в нижней (синкриогенной).

Песчаным позднеплейстоценовым отложениям аллювиальных и лагунно-морских террас севера Западно-Сибирской плиты более свойственны смешанные льдогрунтовые и ледяные полигонально-жильные образования. Ледяная часть, как правило, вложена в льдогрунтовую жилу и завершает развитие жилы, являясь в большинстве случаев эпикриогенной (рис. 7.20, в–е). Эта закономерность указывает на рост ледяной части жилы в условиях высокой поймы, а затем — надпойменной террасы.

Сложная форма жил позволяет с уверенностью судить о синкриогенном типе их формирования (рис. 7.20, з). Кроме ледяной части в смешанных жилах выделяют грунтовые и элементарные ледяные жилки, а также более крупные ледяные жилки, состоящие из нескольких элементарных.

По текстурным особенностям выделяют две разновидности — льдогрунт без признаков слоистости и льдогрунт с ненарушенной первоначальной слоистостью осадков. Неслоистый льдогрунт генетически представляет собой такое же образование, что и ледяные жилы. Тонкие (несколько миллиметров) и короткие (несколько сантиметров) вертикальные полосы льда в нем параллельны боковым плоскостям жилы. Слоистый льдогрунт характеризуется тем, что шпирь льда, число которых здесь значительно меньше, чаще параллельны стенкам жилы, иногда — первичной слоистости.

В системе полигонально-жильных образований на пойме от русла до коренного склона Г. И. Дубиков прослеживал последовательную смену их разновидностей от льдогрунтовых (в песчаных отложениях прирусловой отмели) до чисто ледяных (в суглинистых оторфованных грунтах), а также двухъярусных неразвивающихся — на дренированных прирусловых участках поймы и одноярусных — на внутренней части заболоченной поймы.

Формирование льдогрунтовых жил отмечается также в специфических условиях на дренированных участках высокой поймы и прирусловой отмели, сложенных песками, протаивающими на 1,3...2,2 м. Многократное неглубокое растрескивание песков, образование жилок льда (грунта) и их вытаивание приводят к образованию изначально-грунтовых жил в сезонноталом слое и тонких коротких жилок льда и грунта в самых верхах мерзлой толщи. Поскольку этот процесс протекает в условиях аккумуляции отложений и наращивания мерзлой толщи снизу, то изначально-грунтовые жилы, сформировавшиеся в сезонноталом слое, последовательно переходят

в многолетнемерзлое состояние. Таким образом возникают синкриогенные ледогрунтовые жилы.

Ледогрунтовые жилы, в строении которых принимают участие субвертикальные включения текстурообразующего льда, впервые наблюдал А. И. Попов в 1962 г. в разрезе Хаттырык в долине р. Яны. Он же ввел понятие «ледогрунт» для обозначения такого рода жил. Понятием «ледогрунт» обозначаются локальные зоны, где тонкие субвертикальные пластины грунта чередуются с ледяными пластинами. Понятием «ледогрунтовые жилы» определяются жилы, в строении которых принимает участие ледогрунт, в том числе двухъярусные — с нижней ледяной и верхней грунтовой частью.

Вслед за А. И. Поповым ледогрунтовые жилы исследовали Г. Э. Розенбаум, А. Д. Маслов, А. А. Архангелов, В. Н. Конищев, В. И. Соломатин и др. Ледогрунтовые обрамления на боковых контактах ледяных жил в песках описаны Л. Е. КORTE в западной Гренландии, Н. П. Анисимовой в Центральной Якутии, В. Н. Конищевым в среднеплейстоценовых песках Яно-Омолойского междуречья, Г. И. Дубиковым, Ю. Б. Баду, Ю. К. Васильчуком в северных районах Ямала и Гыданского полуострова.

Все морфологическое разнообразие изученных ледогрунтовых систем Г. Э. Розенбаум объединяет в следующие группы:

- 1) узкие ледогрунтовые обрамления изолированных ледяных линз и апофизов в хвостовой части широких ледяных жил;
- 2) ледогрунтовые обрамления боковых контактов широких ледяных жил;
- 3) ледогрунтовые образования в ксенолитах грунта внутри ледяных жил;
- 4) жилы, целиком или в значительной степени образованные ледогрунтом.

Отмеченные общие черты морфологии ледогрунтовых жил показывают на единство их происхождения, а морфологические различия ледогрунтовых образований в то же время свидетельствуют об их генетической неидентичности.

Криолитогенез пластовых залежей подземного льда

Распространение и морфология пластовых залежей

Возможные способы формирования пластовых залежей

Классификация пластовых залежей льда

Погребенные льды (аллохтоны криолитосферы)

Внутригрунтовые пластовые залежи льда (автохтоны криолитосферы)

Залежи подземных льдов в мерзлой толще представляют собой пласты размерами сотни метров по простиранию и десятки метров по высоте. Нередко встречаются и пласты небольших размеров: несколько метров в длину и от 0,4...1,5 м в толщину. Литолого-фациальный состав отложений, вмещающих пластовую залежь, довольно пестрый. Так же разнообразны конфигурация пластов в вертикальном разрезе, их строение, состав и количество включений обломочного материала и минеральных примесей. Разнообразие условий залегания, характера и степени дислоцированности, морфометрических и структурных параметров пластов во многом отражает неоднородную генетическую природу пластовых залежей подземного льда.

Распространение и морфология пластовых залежей

Пластовые залежи льдов относятся к плейстоценовым и голоценовым отложениям предгорий и северных прибрежных равнин криолитозоны Евразии и Северной Америки, подвергавшихся морским трансгрессиям и оледенениям (рис. 8.1). Пластовые льды распространены в мерзлых толщах ледниковых, водно-ледниковых, ледниково-морских, морских, аллювиальных, озерных отложений севера Европейской части России и Западно-Сибирской плиты, юго-востока Чукотки и Анадырской низменности, северо-запада Канады, на Аляске. Встречаются они и в горных районах Тянь-Шаня, Средней и Восточной Сибири, Забайкалья, Полярного Урала.

Пластовые льды — это полиморфные образования (пласты, линзы, штоки, лакколиты) различных размеров, которые залегают на разной глубине согласно или несогласно с вмещающими породами. Формирование пластовых залежей льда происходит в самых разнообразных палеогеографических обстановках, в различных литолого-фациальных, геокриологических и криолитологических условиях.

Залегающие в пределах 10...15 м от поверхности пластовые залежи льда проявляются в современном рельефе, когда начинают вытаивать под действием



Рис. 8.1. Распространение пластовых залежей льда (по И. Д. Стрелецкой, https://www.arlis.org/docs/vol1/ICOP/55700698/Pdf/Chapter_194.pdf; <http://www.geogr.msu.ru/cafedra/crio/Tabular/MainMap.htm>)

термоабразии, термоэрозии и солифлюкционных процессов. Пластовые залежи льда при мощности от нескольких метров до 30...40 м часто не выражены в рельефе и протягиваются на десятки, сотни, а иногда и несколько тысяч метров. Но неглубоко залегающие льды выражены в рельефе буграми пучения и гидролакколитами, пластовыми выходами в обрывах, а при частичном или полном вытаяивании образуют озерные котловины, цирки, размывают уступы морских террас, формируя термоденудационные склоны. Положение залежей льда в мерзлой толще выше базиса эрозии способствует интенсивному таянию льда и льдистых пород и быстрому разрушению берегов морей, рек и озер.

Простые залежи имеют линзовидную форму, их верхний и нижний контакты ровные и четкие. Они залегают согласно с вмещающими породами в виде пластов и линз разной толщины, иногда частично или полностью состоят из льдогрунтовой массы.

Форма сложных залежей в разрезе разнообразна: слоистые пласты и линзы с пологими или крутыми пиклятивными складками, лакколиты или штоки с разрывными деформациями ледяного пласта и перекрывающих пород. Текстура залежей слоистая, массивная. Ориентировка слоев разнообразная, иногда вплоть до их взаимного пересечения. В сложных залежах горизонтально слоистые пласты льда переходят в крупные антиклинальные складки с амплитудой 30...50 м, причем нередко на небольшом расстоянии. Такие

деформации изначально горизонтальных, залегающих согласно с вмещающими породами пластов льда связывались, как правило, с большим давлением, возникающим в промерзающей водонасыщенной (или водоносной) толще.

Лед залежей имеет общие черты строения. Ему присуща в основном слоистая текстура, хотя встречаются редкие карманы массивного льда. Слоистость образована неравномерно распределенными во льду минеральными примесями и включениями газа. Толщина однородных слоев льда изменяется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, редко до 1...2 м. Грунтовые примеси во льду в виде взвеси и отдельностей обычно состоят из пород, вмещающих или перекрывающих пласт. Пузырьки газа во льду, обычно мелкие и средних размеров, имеют округлую форму. Содержание пузырьков газа возрастает с уменьшением размера кристаллов льда и количества примесей грунта.

В плейстоценовых отложениях льды сосредоточены в песчано-глинистых, песчаных и глинистых породах и залегают обычно на контакте этих разностей или в месте их фациального замещения. Нередко пласты льда перекрыты глинистыми породами, а подстилаются песчаными. Контакты пластовых льдов с породами кровли исследованы детально, а с подстилающими — мало.

Если грунтовая толща над ледяным пластом не затрагивалась термоденудацией, то в кровле ледяного пласта глинистые породы сохраняют первичную седиментационную слоистость и характеризуются криогенным строением, присущим только эпикриогенным толщам. В приконтактной зоне, мощность которой может достигать 10...12 м, порода разбита на отдельности крупными вертикальными и наклонными шлирами льда. Количество и толщина их постепенно сокращаются снизу вверх по мере удаления от пласта льда. В этом же направлении уменьшается и льдистость породы: от 60...50 % в зоне контакта до 30...20 % выше по разрезу.

Переход от льда пластовой залежи к перекрывающим глинистым отложениям четкий. Приконтактный слой льда толщиной до 30...40 см насыщен отдельностями глин и суглинков разных размеров.

В некоторых разрезах лед отделен от перекрывающих глинистых пород слоем мелкого песка толщиной до 0,5...0,6 м. Суммарная влажность песка составляет 35...40 % (при оттаивании он растекается), микрошлировые криотекстуры указывают на промерзание в условиях полного водонасыщения песков. Шлиры льда из перекрывающих глинистых пород в таких случаях не связаны с пластом льда.

Если пластовые льды частично вытаивают в процессе термоденудационной переработки склонов террас и водоразделов, то они обычно перекрываются делювиально-солифлюкционными отложениями, которые нередко обладают особенностями, свойственными синкриогенной толще. Рисунок микрошлировой криогенной текстуры в перекрывающих лед отложениях в приконтактной зоне не изменяется, а их льдистость остается постоянно высокой по всему разрезу. В некоторых обнажениях на контакте с ледяным пластом прослеживается слой льдогрунта, в котором примеси грунта занимают не менее половины объема.

Возможные способы формирования пластовых залежей

Пластовая залежь льда в мерзлой толще — сложнейшее криогенное образование, механизмы формирования которого до сих пор находятся на стадии выяснения и обоснования гипотез. Каждая отдельная гипотеза верна и реалистична, если она объясняет и доказывает происхождение конкретного пласта льда в толще определенного генезиса и типа промерзания. Каждая группа гипотез представляет собой один из немногих природных вариантов подземного льдообразования: консервация ледяного тела, привнесенного водой, в осадках той среды, в которую он попал, или новообразование ледяного тела внутри уже сложившейся либо промерзающей грунтовой толщи.

Авторы одной группы гипотез, основываясь на внешнем сходстве, считали ледяную залежь элементом покровных плейстоценовых ледников и остатками шельфовых ледников (Т. В. Горбацкий, Б. С. Павлов, Н. А. Солнцев). Другие предполагали возможности консервации остатков айсбергов в условиях морского мелководья (Ю. Б. Бадю, А. Н. Хименков) или остатков донного морского льда, льдов морского припая, озерных льдов и снежников (Е. М. Катасонов, В. М. Пономарев, В. Н. Сакс, В. А. Усов). В 1970–1980-е годы отдельные геологи вернулись к идее покровного плейстоценового оледенения севера Западной Сибири (С. А. Архипов, В. И. Астахов, М. В. Гроссвальд, Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, позднее В. Н. Гатауллин, Д. Н. Назаров и др.), которая отражена во взглядах ряда исследователей на происхождение пластовых залежей льда. По мнению Ф. А. Каплянской, В. Д. Тарноградского, В. И. Соломатина, они являются мореносодержащими погребенными глетчерными льдами и принадлежат к ледниковым горизонтам четвертичных отложений разного возраста, большей частью к моренам последнего оледенения. Происхождение залежей льда в районе Норильска обычно связывалось с погребением остатков долинных ледников, но Н. В. Тумель и Л. Н. Крицук считали эти льды внутригрунтовыми наледями, возникшими при промерзании таликов под остаточно-ледниковыми озерами.

С появлением новых геологических и геофизиологических материалов зарождалась иная трактовка генезиса пластовых льдов. В. Д. Тарноградский признавал их первоначально внутригрунтовое происхождение, а совместную с вмещающими породами дислоцированность и динамическую переработку связывал с последующим воздействием ледникового покрова. В. И. Соломатин также допускал возможность возникновения в толще, подстилающей пластовый лед, инъекционных и сегрегационных процессов льдообразования, происходящих на фоне консервации ледникового тела.

Авторы другой группы гипотез предполагали, что пластовые залежи льда в основном возникали внутри толщи пород одновременно с промерзанием дисперсных отложений. Они связывали возникновение залежей льда с процессом сегрегационного льдовыделения в промерзающих водоносных осадках (Н. Г. Бобов, Б. И. Втюрин, Дж. Маккей, Б. С. Павлов) или с процессом инфильтрационно-сегрегационного льдообразования в результате просачивания поверхностных вод в мерзлую толщу (Т. Н. Жесткова, Ю. Л. Шур, С. П. Качурин).

Многие исследователи придерживались гипотезы инъекционного или сегрегационно-инъекционного происхождения пластовых залежей льда (В. В. Баулин, Ш. Ш. Гасанов, Г. И. Дубиков, М. М. Корейша, Н. Г. Оберман).

В последнее время все больше утверждается понимание того, что ледяной пласт формируется не единым способом проникновения воды в промерзшую или промерзающую толщу грунтов. Каждый способ (консервация льдин, инъекция, пликативные дислокации, опреснение тиксотропных грунтов, деградация ледникового массива и др.) всегда сопровождается или дополняется локальными процессами режеляции льда или конвективного перемещения, повторными инъекциями воды, протаиванием кровли пласта или его пластическими деформациями. Получается, что несколько механизмов участвуют в формировании одной залежи, и это относится ко всем пластовым льдам. Но существуют и различные типы пластов льда, которые возникают и одним из перечисленных способов. Именно в этом и заключается многообразие ледяного пластообразования.

Предполагается, что существует множество способов формирования пластовых залежей льда. Автор рассматривает только основные из них.

1. Льды основных морен возникают, когда в перигляциальной обстановке отступающий ледник консервирует часть ледникового тела в отложенной им мореной при наличии мерзлой подстилающей толщи. Льды конечных морен фиксируются им по особенностям строения ледяной залежи, показывающим процесс ее погребения в морене с развитием сдвиговых и складчатых структур во льду, отсутствующих в перекрывающих отложениях. Обилие обломочного материала, следы динамометаморфизма льда, проявленные в макро- и микроструктуре льда, доказывают его ледниковую природу.

2. В морских условиях льды могут быть погребены в толще морских осадков. Материал для мощных погребенных пластовых залежей существовал всегда и существует в настоящее время — это выводные ледники. А. Н. Хименков считает, что для объяснения механизма формирования льдов такого типа нет необходимости привлекать модели грандиозных оледенений шельфа и изменений палеоландшафтов и палеоклиматов. Формирование пластовых льдов в морских осадках из фрагментов ледника прямо объясняется природными условиями Арктики. Остается лишь вопрос — какую долю в общем количестве залежей они занимают? Пластовые льды рассматриваемого генезиса могут формироваться и в современных условиях. Стекая в арктические моря, айсберги перемещаются течениями, а попав на мелководья вблизи берегов или на отмели вдали от побережий, перерабатываются морскими водами и перекрываются осадками. Как в более суровые климатические эпохи, так и в современных условиях севшие на мель айсберги могут сохраняться в мерзлой толще морских осадков. Верхняя часть севшего на дно ледяного тела интенсивно разрушается тепловым и механическим воздействием морских вод и так же интенсивно перекрывается осадками, вытаявающими в первую очередь из самого льда. Отложения, перекрывающие погребенный айсберг, представлены обычно супесчано-песчаными осадками мелководных фаций.

3. Пески в центральной части выходящих из-под воды аккумулятивных кос, островов, баров промерзают на большую глубину. По мере того как море отступает и возникают замкнутые лагуны, площадь мерзлых пород охватывает и участки, занятые лагунами. В это время отжимаемые промерзанием подмерзлотные воды накапливаются в лагунных осадках. Талики остаются лишь под остаточными озерами, которые наполняются переувлажненными осадками и окружаются мерзлыми массивами. По мере заполнения осадками акватории озер уменьшаются, соответственно уменьшаются и зоны таликов, и в промерзающих переувлажненных глинистых осадках, иногда и с линзами воды, формируются льдогрунтовые или ледяные тела без видимых следов нарушения сплошности и слоения вмещающей толщи пород. При неравномерном промерзании могут происходить инъекционные процессы с внедрением переувлажненных грунтовых масс или воды, появляются пластовые залежи сложного строения со следами деформаций самого пласта и вмещающих пород.

4. Значительные напоры возникают в водоносных горизонтах на контакте песчаных и перекрывающих их глинистых отложений. На глубине в несколько десятков метров глинистые осадки уплотнены и обезвожены, а песчаные горизонты под глинистой толщей сильно обводнены и гидростатический напор часто выше давления перекрывающих пород. В промерзающих водоносных горизонтах пластовое давление еще больше возрастает и вода под давлением внедряется в охлажденную или уже мерзлую толщу, формируя мощный льдистый горизонт инъекционных криогенных текстур и мощную пластовую залежь подземного льда. Отдельные ледяные тела протягиваются на сотни метров при мощности несколько метров, но иногда залегание льдов прослеживается бурением на несколько километров.

5. В некоторых ледяных залежах наблюдаются признаки седиментации: горизонтальная слоистость чередования чистого льда и льда с минеральными примесями, наличие крупнообломочных включений, фрагментов морских моллюсков и фораминифер, согласное залегание ледяного пласта с вмещающими породами и т. д. Такие ледяные залежи возникали в субаквальных условиях накопления морских осадков при последовательном, поэтапном намерзании льда на морском дне и захоронении терригенным материалом. В этом механизме сочетаются два природных явления: образование донных льдов и формирование синкриогенной толщи морских отложений на участках морских мелководий, нередко расположенных вблизи речных устьев.

6. В процессе пликативных деформаций пластов охлажденных отложений (под нагрузками, возникающими при оползневом складкообразовании донных грунтов подводного берегового склона) влага отжимается из осадков в ядро складки и там замерзает.

7. Формирование пластовых льдов возможно при замерзании распресненных в ходе диагенеза поровых вод в субаквальном состоянии при глубинах моря 35...50 и более метров.

8. Трансгрессии и регрессии Полярного бассейна изменяют термобарические характеристики донной грунтовой толщи в зонах гидратообразования.

Изменение температур субаквальных осадков происходит в диапазоне от $-0,5$ до $-1,8$ °С, но изменение горного давления в грунтовой толще может привести к разложению газогидратов на газ и воду с малой минерализацией. Такая вода замерзает, формируя пластовую залежь льда.

9. При глубинах моря 50...60 м и на глубине около 50 м ниже поверхности дна залегают ледяные пласты мощностью до 15...20 м и более в местах дегазации углеводородов по зонам неотектонических нарушений. Льдогрунтовая толща образуется при охлаждении горных пород ниже температуры их замерзания из-за дроссельного эффекта адиабатического расширения газов, мигрирующих из подстилающих отложений.

10. Пластовые льды формируются при аккумуляции прибрежно-морской толщи отложений на контакте пресных речных вод с морскими. Летом во время сгонов и отливов пресные воды фильтруются под песчаной косой в сторону моря. Зимой минерализованные морские воды с отрицательной температурой промораживают водонасыщенную породу, в результате чего на границе раздела речных и морских вод формируются ледяные тела.

Г. И. Дубиков (в 80-х годах прошлого века) разделял пластовые залежи льда на три генетических типа по механизму доставки воды к фронту замерзания и вспучивания льдогрунтовых систем в месте кристаллизации поступающей воды. При этом он рассматривал напорную или безнапорную миграцию и замерзание свободной воды и пльвуна.

А. Н. Хименков считает, что, несмотря на имеющиеся материалы и постоянно накапливаемые данные, строение пластовых льдов по-прежнему характеризуется практически одними и теми же признаками, по которым сторонники каждой из гипотез находят доказательство своей правоты. Тем не менее все крупные массивы пластовых льдов проходят несколько последовательных этапов формирования, и каждый этап и способ (или механизм) замораживания льда отражаются в строении отдельных частей пластовой залежи.

Обратим внимание, что рассмотренные выше способы формирования пластовых льдов реализуются в разнообразных, но конкретных литолого-фациальных обстановках. С условиями накопления и промерзания грунтовых толщ различных генетических типов увязываются особенности консервации той группы ледяных тел, которые привнесены в грунтовую толщу, т. е. аллохтонных по отношению к ней.

Пластовые льды другой группы формировались в различных по генезису и возрасту промерзавших толщах при наличии в них запасов свободной воды. Льды этой группы автохтонны по отношению к тем грунтовым толщам, в которых они появились. В одних случаях они образовались в промерзающих толщах, относительно недавно вышедших из-под уровня моря, в других — с большим разрывом во времени.

В криолитосфере сохранены следы бывшего распространения ледников, законсервированы реликты ледникового и мореносодержащего льда, а также специфические скопления льда, возникавшие при замерзании подземных вод, мигрировавших в породах ложа под ледником от его центра к периферии. В криолитосфере сохранились ледяные и льдогрунтовые залежи, возникшие

при замерзании свободной воды или разжиженного грунта, там, где никогда не было наземного оледенения. При этом для одних типов залежей допускается инъекционный механизм образования, для других — сегрегационный, для третьих — совместное участие процессов сегрегации и инъекции.

Классификация пластовых залежей льда

Систематизировать пластовые залежи льдов можно только с геологических позиций, считал А. И. Попов, и при этом необходимо учитывать:

- главные типы льдообразования (эпи- или синкриогенный);
- фациальную принадлежность пород в толще;
- геологические условия залегания и литологию вмещающих пород;
- пути проникновения воды в толщу;
- поверхностные теплофизические условия промерзания.

Он предлагал выделять пластовые льды поверхностного происхождения, погребенные осадками, и льды, сформированные внутри толщ.

В авторской классификации (рис. 8.2) рассматриваются пластовые залежи льда, как погребенные в осадочной грунтовой толще, так и возникшие в такой толще при миграции или инъекции и замерзании подземных вод с изменением строения толщи и состояния грунтов, с изменением концентрации внутригрунтовой влаги. Учитывается также и происхождение льдообразующих вод — атмосферных, поверхностных водоемов, внутригрунтовых (связанных и свободных, напорных и безнапорных, засоленных и незасоленных):

- класс погребенных льдов атмосферных, поверхностных и наледных вод (аллохтоны криолитосферы);

- класс внутригрунтовых льдов подземных вод (автохтоны криолитосферы).

К классу погребенных льдов относятся два вида залежей, которые образовались и залегают в эпикриогенной или синкриогенной толще, промерзавшей в субэральном или субаквальном режиме в пределах областей денудации, стабилизации и аккумуляции. В каждом виде выделены генетические типы льда пластовой залежи. Подтипы выделяют по принадлежности ледяной пластовой залежи к определенному геолого-генетическому комплексу отложений, в котором она была погребена в конкретных фациальных условиях.

В классе внутригрунтовых льдов выделены четыре вида залежей, которые образовались в эпикриогенной или синкриогенной толще в позднем неоплейстоцене и в голоценовую-современную эпоху. При этом учитывается механизм теплообмена промерзающей толщи с окружающей средой (в системах «атмосфера — грунт», «гидросфера — донный грунт», «эндогенный диффузионный поток газа — донный грунт»).

В видах выделены типы пластовых залежей, образование которых связано с замерзанием воды, перемещенной к фронту промерзания.

Подтипы выделяются по наличию деформаций перекрывающих пород (с деформациями кровли, без них, с решеткой заполнения грунтовых трещин льдом).

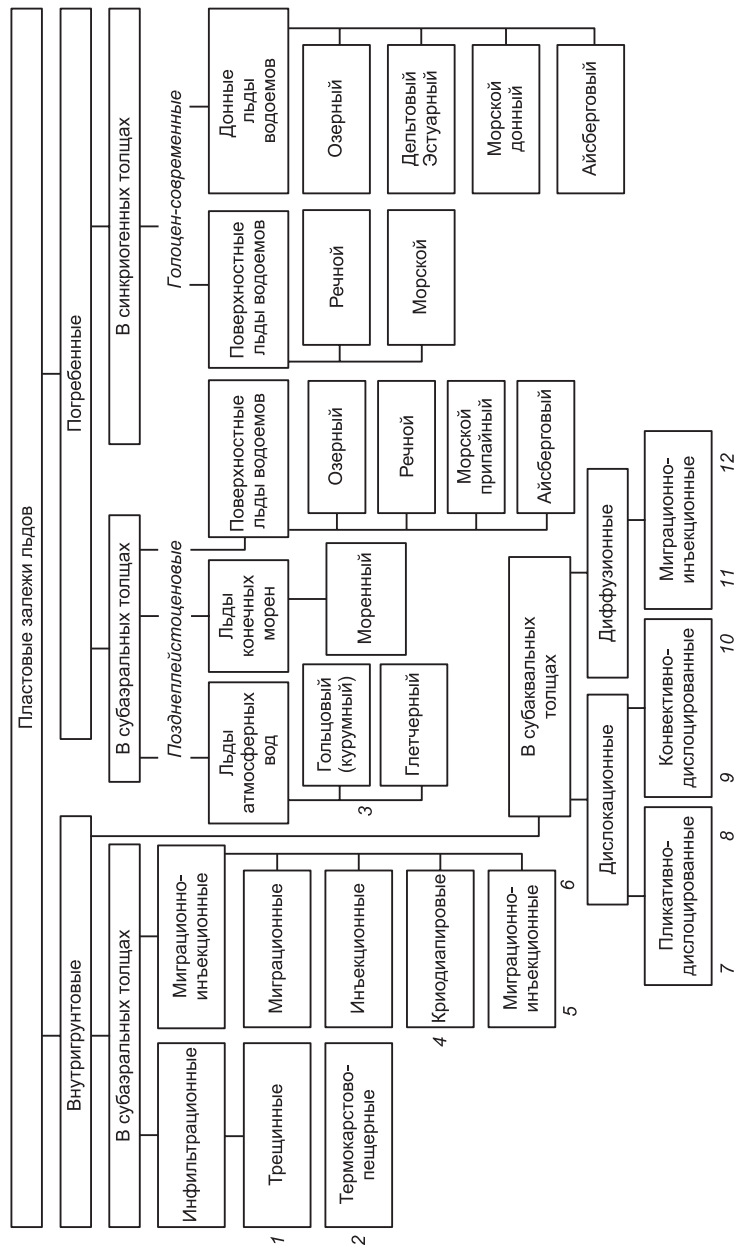


Рис. 8.2. Авторская классификация пластовых залежей льда. Региональная принадлежность или приуроченность к неотектонической структуре:

1–2 — горные скальные массивы; 3 — склоны скальных массивов; 4 — южное крыло Нейтинского мегавала; 5 — ледяные пласты Пай-Хоя; 6 — ледяные пласты Пай-Хоя и Полярного Урала, оз. Нейто, Бованенково, Селякина мыса, северо-востока Дорофеевского мегавала; льды и ледяные слои куполовидных поднятий 2-го и 3-го порядка Харасавэя, Мессожи, Б. Хеты; 7, 8 — м. Бурунный, Марре-Сале, Туутей, периферия куполовидных структур 2-го и 3-го порядка западного побережья Ямала; 9, 10 — Тадибейха, Селякин мыс, периферия Дорофеевского мегавала (Гъданский полуостров); 11 — Баренцево-Карский шельф; 12 — в пределах куполовидных структур 2-го и 3-го порядка Баренцево-Карского шельфа

Виды пластовых залежей выделены по их внешнему облику в разрезе мерзлой толщи. При этом учитывается их расположение над определенным элементом неотектонической структуры осадочного чехла (крыло антиклинали 2-го порядка, купол антиклинали 2-го порядка, синклиналь, зона дизъюнктивных нарушений — горст, грабен, зона пликативных нарушений). Подвиды могут быть отражены названием регионального расположения пластовой залежи.

В классификации пластовых залежей льда различают два класса, внутри которых выделены отдельные виды, разделенные по типам залежей льда в отложениях разного генезиса и возраста.

1. Погребенные льды (аллохтоны криолитосферы).

1.1. *Льды, погребенные в эпикриогенной толще (позднеплейстоценовые).*

1.1.1. *Лед инфильтрационных атмосферных вод:*

- *гольцовый;*
- *глетчерный* (в коллювии каменных глетчеров).

1.1.2. *Лед ледников и ледниковых покровов:*

- *ледниковый* (в конечных моренах горных территорий);

1.1.3. *Лед выводных горно-долинных ледников:*

- *ледниковый* (в конечных моренах и на флювиогляциальных полях предгорных равнин).

1.1.4. *Поверхностные и наледные льды водоемов (позднеплейстоценовые):*

- *озерный наледный* (в коллювии озерных террас и озерно-ледниковых толщах);
- *речной* (в коллювии и аллювии речных террас);
- *морской припайный* (в прибрежно-морских отложениях);
- *айсберговый* (в позднеплейстоценовых морских отложениях под синкриогенной пачкой пород с полигонально-жильными льдами).

1.2. *Льды, погребенные в синкриогенной толще (современные, позднеголоценовые).*

1.2.1. *Поверхностные льды водоемов (позднеголоценовые, современные):*

- *речной* (в русловом и пойменном аллювии);
- *морской* (в отложениях лайд).

1.2.2. *Донные льды водоемов:*

- *озерный донный* (в донных озерных отложениях);
- *дельтовый и эстуарный* (в аллювии устьевых фаций);
- *морской донный* (в прибрежно-морских отложениях лайд).

2. Внутригрунтовые льды (автохтоны криолитосферы).

2.1. *Гравитационные.*

2.1.1. *Гравитационно-инфильтрационный* (при замерзании свободной воды, стекающей в полости разрушающегося скального массива и толщи рыхлых пород);

2.2. *Миграционно-инъекционные.*

2.2.1. *Миграционный* (из воды, замерзающей при безнапорной или слабонапорной миграции из водонасыщенных слоев).

2.2.2. *Инъекционный* (при замерзании инъекций напорной воды).

2.2.3. *Криодиапировый* (при замерзании внедрений напорных вод и грунтового раствора с образованием складок и разрывов сплошности ледяного пласта и вмещающих пород).

2.2.4. *Миграционно-инъекционный* (при замерзании мигрирующей воды в тонкодисперсных грунтах и инъекций из слабонапорных водоносных горизонтов).

2.3. *Дислоцированные льды* (позднеплейстоценовые).

2.3.1. *Пликативно-дислоцированный* (при отжати опресненных грунтовых вод из охлажденных засоленных тиксотропных грунтов в замки складок при подводном оползании грунтов над крыльями неотектонических положительных структур и замерзающих при охлаждении до температуры $T_{bf} < 0^\circ\text{C}$).

2.3.2. *Конвективно-дислоцированный* (при замерзании засоленных вод охлажденной донной грунтовой толщи, замерзающих с $T_{bf} < 0^\circ\text{C}$ при опреснении конвективно-неустойчивых и медленно текущих грунтов).

2.4. *Диффузионные льды в глубоководной охлажденной толще донных грунтов* (голоценовые, современные).

2.4.1. *Миграционно-инъекционный диффузионный* (при миграции или инъекциях грунтовых вод в зоне адиабатического расширения газа, замерзающих при $T_{bf} < 0^\circ\text{C}$ в глубоководных донных толщах).

Ниже приводится характеристика льдов, а их размещение в толще криолитосферы показано на рис. 8.3.

Погребенные льды (аллохтоны криолитосферы)

Рассмотрим класс погребенных залежей льда (аллохтонов криолитосферы) более подробно.

Льды, погребенные в эпикриогенной толще

Лед инфильтрационных атмосферных вод. Гольцовый (курумный) лед (по материалам Г. Ф. Грависа) образуется в коллювии курумов, состоящих из грубообломочного материала (глыб и щебня) почти без заполнителя. Мощность курумного чехла измеряется первыми метрами, и при большой толщине чехла пространство между обломками заполнено чистым льдом, который получил наименование гольцового. Гольцовый лед заполняет пустоты между обломками и образует отдельные гнезда, пласты и линзы толщиной до 1,5...3,0 м и длиной в несколько десятков метров. Происхождение пластов гольцового льда связано с инфильтрацией талых снеговых и дождевых вод в сильно охлажденные скопления грубообломочного материала, а также с конденсацией и замерзанием водяных паров на каменных обломках.

Глетчерный лед в коллювии каменных глетчеров исследовали И. А. Некрасов и Г. Ф. Гравис. Крупные массивы погребенных льдов в сквозных ледниковых долинах высокогорной зоны хребтов залегают под мореной у подножия склонов, где моренный материал перекрывается коллювием. Линза льда достигает толщины 5...7 м, горизонтальные размеры превышают 30...35 м (рис. 8.4). Лед залегают на склоне коренного ложа долины, уклон которого достигает 20°, и перекрывается 5...8-метровой толщей крупнообломочной морены из неокатанных или слабо окатанных глыб и щебня кварцитовидных песчаников и аргиллитов с примесью дресвы, и мелкозема до 20...25 %. Характерной особенностью морены является ее очень высокая льдистость. Отдельные обломки ее и даже валуны буквально взвешены во льду. Контакт льда и морены четкий. Иногда в верхней части ледяной линзы наблюдаются короткие прослойки моренного материала.

Лед пластовой линзы прозрачен, насыщен мелкими пузырьками преимущественно овальной формы. Множество коротких сколов в теле ледяного пласта ориентированы параллельно поверхности скального ложа. В основании линзы непосредственно над скальным ложем видна слоистость из прослоев щебенки, рассеянного мелкозема и «голубых лент» — полос прозрачного льда толщиной до 10 см и длиной 2...3 м, четко выделяющихся на белесом фоне линзы. Почти все каменистые включения относятся к «голубым лентам», черепицеобразно налегающим друг на друга.

Скалистое ложе, подстилающее лед, весьма неровное. На нем имеются углубления и мелкие остроугольные выступы — следы экзарационной работы

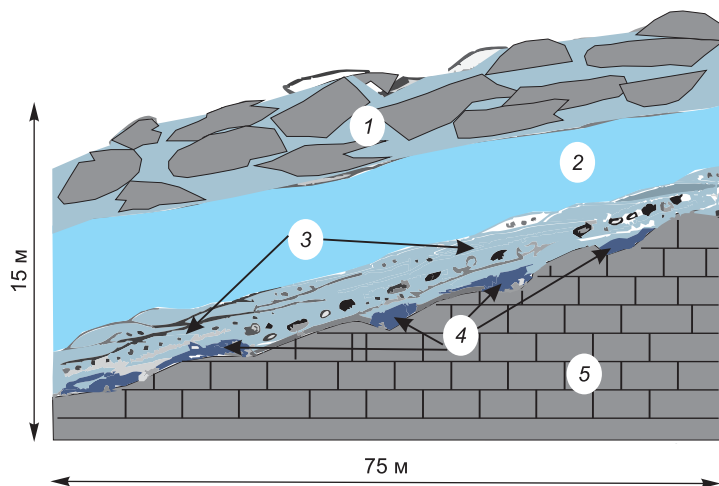


Рис. 8.4. Пласт погребенной залежи льда в коллювии каменного глетчера (рисунок автора по описанию Г. Ф. Грависа):

1 — обломочные грунты; 2 — прозрачный пузырчатый лед с овальными короткими сколами параллельно склону; 3 — лед «голубых лент» — слоистый, с прослоями щебенки и мелкозема, наложенными друг на друга «черепицей»; 4 — компрессионно-режеляционный лед; 5 — скальное основание (мергель, известняк, доломит)

ледника. Некоторые плитки щебенки, включенные в лед основания линзы, по размерам и форме точно соответствуют выемкам скалистого ложа. В выемках и около выступов коренного ложа на фоне белесого льда наблюдаются прозрачные, почти лишенные пузырьков воздуха линзы компрессионно-режеляционного льда, который образуется при плавлении и последующем замерзании ледникового льда на участках неровностей скалистого ложа ледника.

Направление «голубых лент», расположение линз компрессионно-режеляционного льда, простирающие короткие сколы, концентрические уступы на поверхности морены показывают, что движение льда происходило после того, как он был погребен моренным материалом. Упомянутые выше концентрические уступы образовались при движении каменного глетчера, во фронтальной части которого накапливается грубообломочный материал. В тыловой части глетчера, откуда щебень и глыбы удалялись вместе со льдом, а снос вещества не компенсировался его поступлением с прилегающего склона, возникла депрессия. В ней сконцентрировался поток поверхностных вод, стекающих со склона и с морены. Это, в свою очередь, привело к термокарсту, из-за которого в днище депрессии возникли мелкие замкнутые впадины.

В каменных глетчерах лед залегают в виде единой мощной линзы или в виде серии сравнительно маломощных слоев, образовавшихся при многократном погребении снежников. Не каждая залежь такого льда проявляет себя в движении каменного глетчера: лед, залегающий на ровном основании, слишком маломощный лед или лед, слабо нагруженный или перекрытый слишком мощным и прочным мерзлым слоем, течь не будет.

Лед ледников и ледниковых покровов. Ледниковые льды образуют ядра валообразных, грядообразных или холмообразных скоплений моренного материала на конечных стадиях развития отдельных ледников и ледниковых покровов. Мощность погребенного льда может достигать 100...150 м и более. Мощность отдельных погребенных пластов у края ледникового покрова Восточной Антарктиды колеблется от 0,5...1,0 до 3...4 м и редко более. Они прослеживаются в узкой 50...200-метровой полосе, вытянутой вдоль края ледника.

Наиболее часто этот процесс отмечается близ окончаний крупных горных ледников, на поверхность которых со склонов поступает огромное количество обломочного материала, вытравивающего из самой толщи льда (рис. 8.5, 8.6).

Близ края ледниковых покровов Антарктиды, Гренландии, куполов и шапок арктических островов условия для погребения льдов менее благоприятны. Здесь количество обломочного материала на поверхности льда значительно меньше. Однако требуется и меньшая мощность обломочного чехла сверху, чтобы лед не таял. При переходе льда в погребенное состояние должно соблюдаться одно непеременимое условие: глубина сезонного оттаивания должна быть меньше мощности чехла обломочного материала на поверхности ледника. В горах Тянь-Шаня таяние ледников прекращается при мощности поверхностного моренного чехла 1,5...2,0 м, в хребте Сунтар-Хаята около 1 м, а в условиях края Антарктического ледникового покрова для предохранения его от таяния достаточен чехол обломков мощностью 10...20 см. Наличие



Рис. 8.5. Лед фронтальной части ледника (Кавказ). Фото Ю. Мухиной



Рис. 8.6. Погребенные остатки ледника в моренных отложениях.
Фото Ю. Мухиной

на поверхности льда моренного слоя мощностью 0,6...1,0 м, по Н. Ф. Григорьеву, полностью исключает возможность деградации льда. В областях активной вулканической деятельности части ледников оказываются погребенными пеплом и даже лавой.

Остатки льдов погребенных ледников обнаруживаются в высокогорных частях хребтов и их предгорьях, вскрываясь в днищах крупных котловин, заполненных на десятки метров донной мореной — валунно-галечниковыми отложениями с суглинисто-супесчаным и песчаным заполнителем. Ледяные пласты в плане имеют размеры в десятки метров и вскрываются на глубине не менее 4...5 м. Лед в основании ледников заметно изменен, в нем отмечаются вязкопластичные (складчатые) и хрупкие (сколовые, надвиговые) деформации, трещины, заполненные относительно чистым льдом снежно-водного происхождения.

Переходя в погребенное, неподвижное состояние, ледниковый лед приобретает определенные отличительные признаки. Наблюдается внедрение расщепляющихся лент хрустального льда в прослой молочно-белого. Чередование прослоек различного льда в толще очень сложное и изменчивое, меняется также их толщина, соотношение между собой, характер контактов между ними и т. д. Прослойки льда не выдержаны по простиранию: они выклиниваются, объединяются или, наоборот, раздвигаются. Полоски льда одного типа в горизонтальном направлении часто переходят в другие. Все это в целом создает картину чередования плоских линз, объединяющихся в более крупные, мощные горизонты.

Мореносодержащий лед ледниковых покровов Антарктического ледникового покрова, Гренландии, Шпицбергена состоит из чередования слоев (лент):

- молочно-белого, обогащенного пузырьками воздуха;
- мореносодержащего, обогащенного минеральными примесями;
- «хрустального» стекловидного, лишенного включений (лед «голубых лент»).

Молочно-белый лед. Прослойки составляют основную часть ледникового покрова. Пузырьки воздуха и кристаллы льда в них вытянуты в направлении движения льда и сплюснуты в плоскости сдвига. Пузырьки воздуха располагаются независимо от границ кристаллов. Форма кристаллов льда разнообразна. Главные кристаллографические оси расположены перпендикулярно плоскости сдвига, что свидетельствует о вязкопластичных деформациях течения, когда вся толща льда распадается на слои малой мощности (не больше толщины вытянутых пузырьков воздуха, т. е. 0,1...0,2 мм). Размеры кристаллов обычно не превышают 0,5...1,5 см.

Мореносодержащий лед. При малом (1...2 %) содержании моренного материала лед прозрачен, пузырьки воздуха сферические, иногда слегка вытянуты в направлении движения льда. Минеральные включения разобщены или собраны в сгустки, вытянутые в направлении движения, также ориентированы большие оси удлиненных частиц. По отношению к границам кристаллов воздушные и минеральные включения расположены хаотически. Кристаллы льда крупные и достигают 15 см в поперечнике. Главные кри-

сталлографические оси ориентированы перпендикулярно плоскости сдвига. При значительном содержании моренного материала (до 10...25 %) размеры кристаллов резко уменьшаются, их форма становится более простой.

Стекловидный лед. В лентах «хрустальной» структуры кристаллы крупнее, форма их менее сложная, ориентировка оптических осей примерно соответствует таковой в лентах молочно-белого льда, отмечается некоторая сплюснутость кристаллов в плоскости сдвига и тенденция к приобретению ими параллелепипедной формы.

Остальные структурные характеристики мореносодержащего льда сближают его со льдом других типов: упорядоченность ориентировки главных кристаллографических осей в направлении, перпендикулярном плоскости сдвига, отсутствие оптических аномалий, стремление кристаллов к грубо-параллелепипедной форме с удлинением в сторону движения льда. Для любых кристаллов мореносодержащего льда при любом содержании обломочного материала характерна вытянутость в направлении движения ледникового покрова.

Лед выводных горно-долинных ледников. Нередко ледяная залежь представляет собой чередование слоев льда с грунтовыми прослоями. Слои льда по толщине преобладают над грунтовыми прослоями. Максимальная толщина их 15 см, минимальная 0,5 см. Грунтовые прослои имеют толщину в несколько миллиметров. Наклонная слоистость льда в сторону тальвега долины хорошо выражена. В толще льда встречаются отдельные включения хорошо окатанной гальки и валунчиков размером до 15 см.

Погребенный лед имеет очень низкую минерализацию (20...40 мг/л), слабокислую реакцию, гидрокарбонатно-кальциевый состав, близкий к составу атмосферных осадков.

Залегание и строение погребенной залежи льда показывают, что пласт льда остался погребенным в грубообломочной морене. В краевой части ледника, примыкающей к высокому склону, лед в верхних горизонтах был сильно загрязнен и насыщен минеральными включениями. Поэтому в период абляции на льду формировались ежегодные летние прослои грунта. В последующем процессе интенсивного таяния ледник «самозахоронялся»: перекрывался постепенно вытравливающим из него материалом, который по мере увеличения своей толщины замедлял таяние льда, а затем и консервировал остатки ледника (рис. 8.7).

Погребенные остатки ледников (на севере Евразии) отнесены к отложениям конечных морен и флювиогляциальных полей водораздельных равнин и высоких террас разного возраста и почти всегда — к сравнительно узким полосам, окаймляющим горные районы.

В термокарстовом цирке Ермаково пласт льда прослеживается по профилированию более чем на 300 м. Максимальная мощность его в обнажении 15 м, а общая замеренная мощность превышает 30 м (по данным электрокаротажа — до 60 м). По условиям залегания льда и вмещающих отложений Н. А. Шполянская относила эту залежь к погребенным льдам (рис. 8.8).

Разрез позднеледниковых отложений представлен внизу суглинистой мореной и ленточными глинами общей мощностью 35...40 м. На них

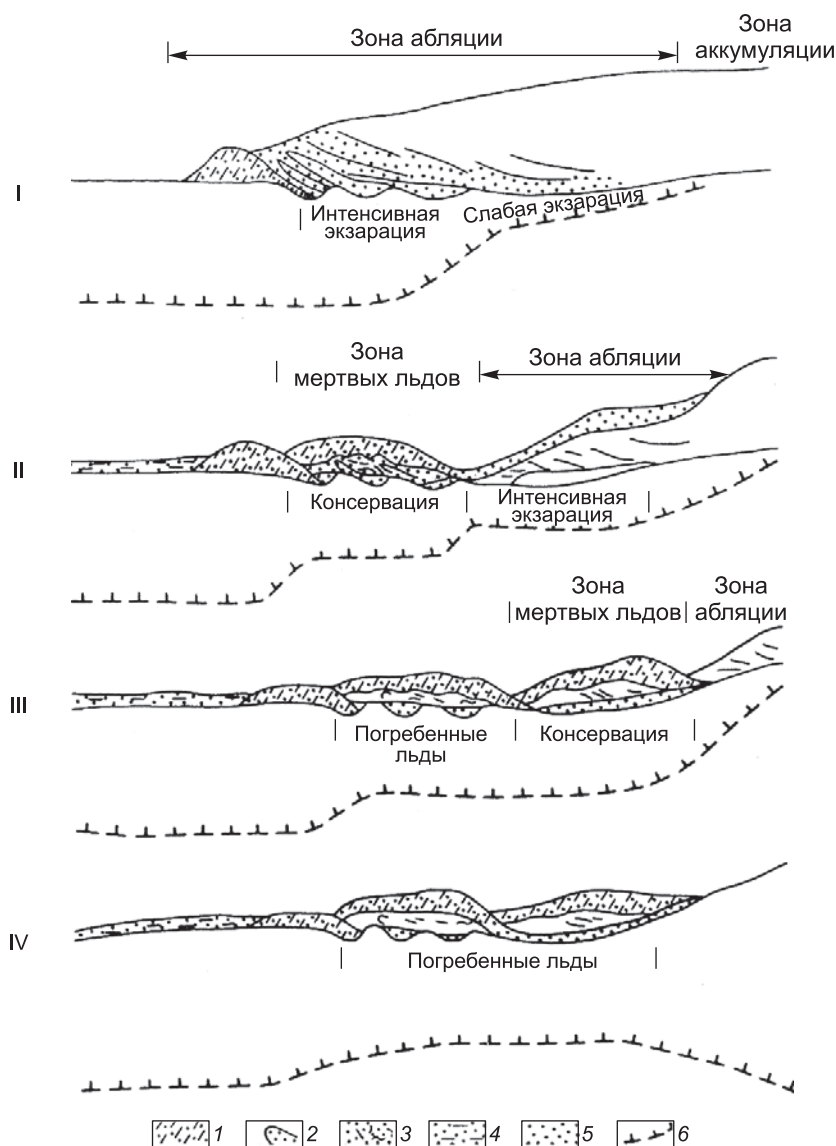


Рис. 8.7. Схема погребения и консервации глетчерных льдов
(по В. И. Соломатину):

I–IV — этапы дегляциации; 1 — конечные и абляционные морены; 2 — морено-содержащий лед; 3 — деформации во льду; 4 — флювиогляциальные образования; 5 — донная морена; 6 — подошва многолетнемерзлой толщи

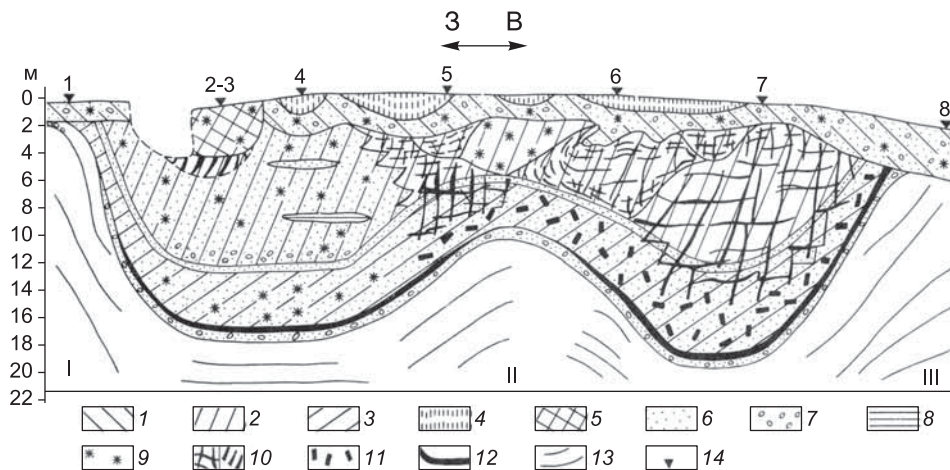


Рис. 8.8. Разрез «Ледяная гора» — отложения, перекрывающие пласт льда (п. Ермаково, р. Енисей) (по Н. А. Шполянской):

1 — суглинок коричневый, средний и тяжелый; 2 — суглинок сизовато-темносерый, средний и тяжелый; 3 — суглинок сизовато-черный, тяжелый, вязкий; 4 — суглинок палевый, легкий, пылеватый; 5 — торф; 6 — песок; 7 — гравий, галька, валуны; 8 — глина; криогенная текстура: 9 — массивная; 10 — шлировая; 11 — базально-атакситовая; 12 — ледяной шпир, облегающий залежь; 13 — ледяная залежь с дугообразными грунтовыми прослоями (I — западный купол; II — северный; III — восточный); 14 — места расчисток (1–8)

с размывом залегают грубосортированные валунные галечники и валунные суглинки, слагающие грядовый рельеф и выделяемые в ньяпанскую стадию зырянского оледенения. В разрезе одной из моренных гряд в стенках термокарстового цирка, получившего название «Ледяная гора», на глубине 20,1...20,5 м вскрыт прослой мутного пузырчатого льда толщиной 0,4 м. Он подстилается песчано-галечным материалом с косой слоистостью и залегает линзообразно, заполняя небольшие неровности рельефа кровли подстилающего пластового льда.

Кровля пластового льда осложнена крупными куполами с неровностями более мелкого порядка. Разнообразные и обильные прослои грунта во льду, относящиеся к зонам дислокаций, располагаются несогласно контакту, секутся им.

Боковой контакт пласта осложнен серией надвиговых нарушений. Вдоль контакта, имеющего падение 60° , во льду развиты параллельные и местами слегка извилистые грунтовые прослои толщиной от 2...3 до 10...15 см. Вмещающая порода на боковом контакте представлена прослоем валунно-галечного материала с дресвяным заполнителем мощностью 50...60 см. Далее в сторону от пласта находятся 30-сантиметровый прослой льда с четкими слегка извилистыми границами и слой суглинка с крупными валунами и флювиальной текстурой. Все эти слои располагаются согласно наклонному боковому контакту пласта. На уровне кровли пласта они срезаются

перекрывающим горизонтом валунных суглинков с отдельными глыбами льда неправильной формы.

Дислокации в перекрывающих валунных суглинках подчеркиваются ломаными субвертикальными трещинами, заполненными льдом. Медленному и частичному таянию льда под толщей морены отвечают и особенности контакта между ними: пакеты гравелистого песка и галечника в понижениях кровли пласта, формировавшиеся, скорее всего, во внутренних каналах стока талых вод, а также облегающая контакт оболочка пузыристого льда.

В перекрывающие отложения вложена линза озерных суглинков с плохо разложившимися растительными остатками и мощным торфяником в кровле. Максимальная мощность линзы 10...12 м. Кровля ледяного пласта под линзой резко погружается, а перекрывающие валунные суглинки приобретают линзовидно-слоистую криогенную текстуру, аналогичную текстуре озерных осадков. Таким образом, в разрезе ясно прослеживаются частичное протаивание льда, проседание пород под озерной ванной и последующее их промерзание после осушения озера с развитием типичных для озерных осадков криогенных текстур.

Рельеф кровли пласта определенным образом связан со сложным строением самого льда. Боковой контакт льда с динамическими нарушениями во вмещающих породах осложнен зоной надвиговых и складчатых нарушений во льду. Зона нарушений протягивается во льду на расстояние 20 м от бокового контакта, близ которого наблюдается серия параллельных ему грунтовых прослоев разной толщины и состава. Непосредственно вдоль границы с вмещающим суглинком залегает прослой льда толщиной 40 см. Лед имеет матовый оттенок, насыщен газовыми пузырьками овальной формы. Песчанистые прослойки минеральных включений располагаются разрозненно вдоль параллельных плоскостей.

Пласт осложнен мощными ледогрунтовыми зонами сложной формы. С верхней стороны пологозалегающих ледогрунтовых систем иногда совершенно четко видны складки подворота по изогнутым серпообразно затекам грунта в лед и по складкам в приконтактном слое льда толщиной 30 см. В структуре ледогрунта кристаллы раздроблены и грунтовые частицы растянуты. Все это явно указывает на движение чистого льда по контакту с ледогрунтовыми зонами. Описываемые грунтовые слои доходят, не меняясь, до кровли пласта и срезаются контактом с перекрывающими валунными суглинками. Лед близ контакта образован очень крупными кристаллами, которые никак не реагируют на прослой включения, пересекающие их.

Пластовый лед отделяется от перекрывающего суглинка широм льда толщиной 4...5 см, который совершенно лишен примесей, прозрачен и поэтому заметно отличается от пластового. Нижняя граница шира с пластом идеально ровная и обозначена тонким (0,3...0,5 см) прослоем дресвы. Кристаллы льда прорастают из шира в перекрывающий суглинок в виде коротких клинышков. Шир нарастает снизу, со стороны частично оплавленного пласта.

В 30 м от описанного выше бокового контакта складчатость исчезает, а слоистость, оставаясь внизу крутонаклонной, вверх постепенно выпола-

живается и приобретает залегание, почти согласное кровле пласта. Состав грунта в прослоях здесь существенно меняется. Отдельные прослои сложены галечниково-валунным материалом с комковатым суглинистым заполнителем. В другом случае грунт преимущественно тонкозернистый, но плохо сортированный, с включениями гальки и валунчиков. Небольшие валуны встречаются и во льду, мало загрязненном примесями.

Полого поднимаясь от бокового контакта, кровля льда образует далее два сглаженных купола с разделяющим их понижением. Расстояние между куполами около 50 м. Превышение одного из них, южного, над седловиной около 3 м, другого, северного, — 7 м. Слоистость во льду выполаживается под малым куполом, прогибается под мульдой и расходится веером под большим северным куполом. Северный купол оконтуривается оторочкой мутного пузыристого льда. Между ним и пластом располагаются линзы гравелистых галечников и крупнозернистых промытых косослоистых песков, а местами мутный лед ложится непосредственно на пластовый.

Таким образом, на всем протяжении разреза слоистость сечется верхним контактом, а рельеф кровли пласта в известной мере сопряжен с его строением. Текстурное и структурное строение ледяной залежи единообразно во всех ее частях и аналогично строению мореносодержащих льдов ледников. Подобная текстура, по Ю. А. Лаврушину, формируется путем затягивания пород ложа вдоль поверхностей среза, которые обычно наклонны по отношению к ложу и поднимаются косо вверх в толщу льда. Захваченный льдом моренный материал образует крупные складки. Это придает толще льда характерный текстурный облик — крупную блоковую слоистость, чередование слоев прозрачного льда и льда, содержащего грунтовые прослои. Такое строение характерно для краевых частей ледников. Ермаковская ледяная залежь является остатком зырянского выводного ледника, спускавшегося в долину Енисея с гор Путорана и погребенного собственной мореной.

Ледяная залежь, исследованная Е. Г. Карповым в самых низовьях Енисея (п. Иннокентьевское), по условиям залегания и строению похожа на Ермаковскую и имеет одинаковое с ней глетчерное происхождение. Это крупное ледяное тело толщиной не менее 40 м, перекрытое темно-серой мореноподобной неслоистой льдонасыщенной супесью. В нем тоже имеются серии дугообразных трещин, заполненных грунтом. Эта залежь могла сформироваться выводными ледниками горно-долинного оледенения гор Бырранга.

Погребенные глетчеры отмечал Р. О. Галабала в западной Якутии на правобережье Лены в ее береговых обрывах в ледниковых отложениях в виде 3...10-метровых линз слоистого льда, насыщенных валунами и галькой пород, принесенными с Верхоянских гор. Слоистость обусловлена чередованием прозрачного и мутного (загрязненного глинистыми частицами) льда. Захороненные льды относятся к слоям, синхронным последней эпохе оледенения.

М. М. Корейша указывал на погребенные глетчерные льды у концов современных ледников в хребте Сунтар-Хаята. Погребенные льды описаны на Чукотке С. Ю. Королевым в долине р. Амгуэмы. Этот лед является остатком

краевой части зырянско-сартанского глетчера, спускавшегося с гор в долину Амгуэмы.

А. Н. Котов исследовал 3...5-метровые пластовые залежи льда в разрезах притоков р. Анадырь, где в темно-серых неслоистых валунных суглинках погребены остатки ледников зырянского возраста.

Погребенные поверхностные льды водоемов и наледные льды (позднеоплейстоцен-голоценовые). Среди погребенных льдов нередки озерные, речные и наледные льды. Известны выходы погребенных озерных льдов с неслоистой, прозрачной, хорошо выраженной призматически-зернистой структурой, залегающих на озерных илах. Погребенные речные льды имеют вид слоев небольшой мощности (0,1...2,0 м), вмержших в аллювиальные осадки. Лед игольчатой структуры иногда прозрачный голубой, иногда белый с большим количеством воздушных пузырьков. Погребенный современный наледный лед, например, в долине р. Селенных (приток Индигирки) залегают в виде гигантских образований площадью в несколько гектаров.

Поверхностные льды всех водоемов обладают в различной степени выраженной горизонтальной слоистостью, возникшей благодаря неравномерной скорости нарастания. Также неравномерно (в основном послойно) распределены газовые включения, органические остатки, включения грунта, попавшие в лед с берега из обвалов, осыпей, оплывин или перенесенные ветром.

В состав поверхностного льда водоемов входят его водная, кристаллическая, шуговая и снежная разновидности. Кристаллы морского льда значительно мельче кристаллов пресноводного, что объясняется присутствием в воде ионов солей, уменьшающих сферу действия ядер кристаллизации. В льде содержится некоторое количество остаточной морской воды. Со временем морской лед распресняется: соленость однолетнего льда составляет около 4 %, полуторалетного — 1 %, а многолетнего пакового — 0,5 %. Процесс опреснения в результате гравитационного стока рассолов продолжается и в погребенных морских льдах, распресняющихся постепенно. Морской лед вертикально-пористый (солевые каналы), с зернистой структурой. Озерные льды имеют преимущественно призматически-зернистую структуру так же, как и речные.

Озерный наледный лед. Пластовая залежь в виде линзовидных ледяных тел мощностью от 2...3 до 7...8 м в озерно-ледниковой толще исследована Н. В. Тумель и Л. Н. Крицук в стенках карьера Кайеркан в районе г. Норильска на расстоянии от 10...20 до 50...70 м. Вмещающие пласт отложения сформировались в период развития крупного озерного бассейна в долине р. Норильки, заполнившего ее вслед за исчезновением долинного ледника. Глубина залегания линз льда колеблется от 2,0 до 4,5 м. Расстояние между ледяными линзами около 100 м. Площадь карьерного поля составляла примерно 3 км², а ледяные линзы занимали около 20 % площади участка.

Места залегания линз в некоторых случаях выражены в рельефе поднятиями высотой порядка 0,5 м. Отложения, перекрывающие ледяные линзы, состоят из двух горизонтов:

– покровный буро-коричневый суглинок с грубообломочными включениями, мощность 1,3...2,0 м;

– песок серовато-коричневый, разнозернистый, с гравием и редкой галькой, мощность 0,5...1,0 м. Иногда песок подстилается гравийно-галечниковым горизонтом мощностью 0,2...0,5 м.

От кровли подстилающих пород (диабазов, аргиллитов, песчаников) ледяные линзы отделены слоем темно-серого моренного суглинка мощностью около 2 м.

Один тип ледяных линз представлен сплошными мощными (толщиной до 6 м) ледяными телами из белого, зачастую прозрачного льда, с редкими пузырьками воздуха и единичными включениями минеральных прослоек и мелких (1...2 мм) гнезд минерального материала. Минеральные включения местами имеют форму и размеры кукурузных зерен.

Второй тип ледяных линз представлен слоистым льдом. Слои льда местами смяты в антиклинальные складки, то пологие и длинные, то крутые и короткие. Мощность ледяных слоев в складках равна 20...50 см. Поверхность обнажающихся пластов наклонена на 40...45°, и в плоскости, перпендикулярной обнажению, ледяные слои образуют куполообразное поднятие.

В слоистых ледяных линзах отмечаются мощные ледяные слои (20...50 см) и более тонкие (до 1...5 см). Контакты между этими ледяными слоями фиксируются тонкими (1...3 мм) минеральными прослойками.

Лед слоистых линз белый, на свежем изломе голубой, прозрачный, с множеством пузырьков воздуха, приплюснутых и вытянутых по горизонтали. Горизонтальная слоистость ледяных прослоев подчеркивается и мельчайшими пустотами, содержащими прежде газ.

Н. В. Тумель и Л. Н. Крицук предполагают, что в процессе обмеления озерного бассейна промерзали осушавшиеся участки. На одних участках еще сохранялись мелкие, небольшие по размерам озера, чередующиеся с заболоченными пространствами. Осушившиеся участки были сложены сильно влагонасыщенными отложениями, неоднородными по литологическому составу, с хорошо фильтрующими песками и галечниками, в которых формировались локальные горизонты грунтовых вод. Водоупором для них служили залегающие неглубоко от поверхности коренные породы, перекрытые серыми моренными суглинками. Промерзание осушавшихся участков, сложенных суглинистыми разностями, сопровождалось обычным сегрегационным льдовыделением и образованием слоистой криогенной текстуры в сильно льдонасыщенных озерных и озерно-болотных отложениях. На участках же развития грунтовых вод процесс промерзания замедлялся. В жестких рамках промерзших осадков и водоупора возникали замкнутые системы. Прорыв их сопровождался излиянием грунтовых вод на поверхность и образованием наземных наледей. В одних случаях это мог быть единовременный выход вод, в других — неоднократно повторяющийся в течение длительного времени. Поэтому линзы льда характеризуются различным строением — монолитным и слоистым.

Прорыв и выход грунтовых вод происходил в субаквальной мелководной части озерного водоема, где осадки еще не промерзли.

В летний период мощные наледы частично разрушались, окончательно стаять не успевали и постепенно заносились материалом, поступавшим с более высоких межозерных перемычек. Поверхность наледей перекрывалась и озерными осадками, а иногда по простиранию линзы льда замещались озерными и озерно-болотными отложениями с горизонтами торфа мощностью до 0,5...1,0 м.

Речной лед. Образование монолитных залежей льда в русловом и низкопойменном аллювии возможно при захоронении наледного или речного (поверхностного и донного) льда. Благоприятные условия для консервации речного льда создаются в мелких протоках со слабым течением, которые интенсивно заносятся осадками. На крупных реках возможно захоронение выброшенного на берег льда сползшим и осыпавшимся материалом под крутыми берегами.

Вблизи бортов речных долин наледные льды могут быть погребены склоновыми отложениями и в речном аллювии. В погребенном состоянии они залегают отдельными линзами и пластами мощностью до 1...2 м и протяженностью в несколько десятков метров. Текстура льда слоистая и призматически-зернистая (мелкая, средняя и крупная) за счет примеси грунтовых частиц и неравномерного распределения пузырьков газов.

Погребенный речной лед с характерной призматически-столбчатой структурой впервые подробно изучен И. П. Новиковым в пойменном аллювии рек северного Ямала. Его расчеты показали, что в погребенное состояние могут перейти лишь льды, имеющие мощность более 1 м, иначе они деградируют. В современных условиях погребенные речные льды широко распространены на Ямале к северу от 68° с. ш. (рис. 8.9).

Примерно на той же широте Гыданского полуострова наблюдал речной лед в аллювии второй надпойменной террасы р. Мессояха И. Д. Данилов (рис. 8.10). В русловых хорошо промытых среднезернистых песках, слагающих основание разреза, присутствуют небольшие погребенные ледяные жилы, срезанные косыми сериями вышележащих слоев. Это концы более крупных жил, оставшиеся после размыва их верхних частей. Верхние окончания ледяных жил почти совпадают с подошвой срезающих их косых серий песков, что позволяет сделать важный вывод: мерзлые породы сохраняются на очень незначительной глубине ниже поверхности дна водотока. Этому способствует высокая скорость накопления руслового аллювия и интенсивное меандрирование сравнительно небольших рек.

Русловые косослоистые пески вверх по разрезу сменяются отложениями, переходными к пойменным: тонко- и мелкозернистым пескам с прослоями и линзами слаборазложившегося аллохтонного торфа и растительного детрита. Слоистость отложений косая слабо срезанная. Пески формируют линзовидные пачки, срезающие друг друга, мощностью 0,5...1,5 м и протяженностью 10...50 м. Внутри пачек прослеживаются горизонтальная, наклонная, волнистая, линзовидная типы слоистости с характерными знаками ряби волнений и течений. Пески с прослоями аллохтонного торфа характеризуются высокой льдонасыщенностью, составляющей 50...60 %.

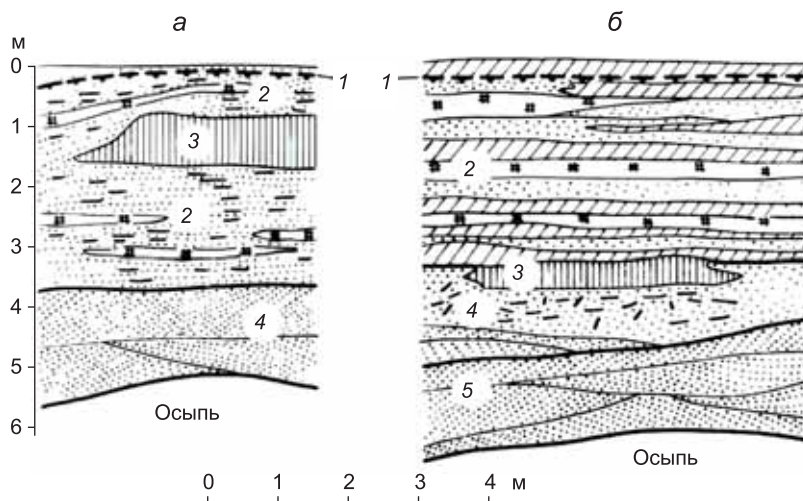


Рис. 8.9. Погребенный речной лед в синкриогенной толще пойменного аллювия:

а — западный Ямал (1 — кровля мерзлых пород; 2 — суглинок легкий, с прослоями торфа, криогенная текстура слоистая; 3 — речной лед; 4 — косослоистые пески русловой фации, криогенная текстура слоистая); б — северо-восточный Ямал (1 — кровля мерзлых пород; 2 — пески пылеватые с прослоями суглинки и торфа; 3 — речной лед; 4 — песок пылеватый с массивной криогенной текстурой; 5 — косослоистые пески с массивной криогенной текстурой)

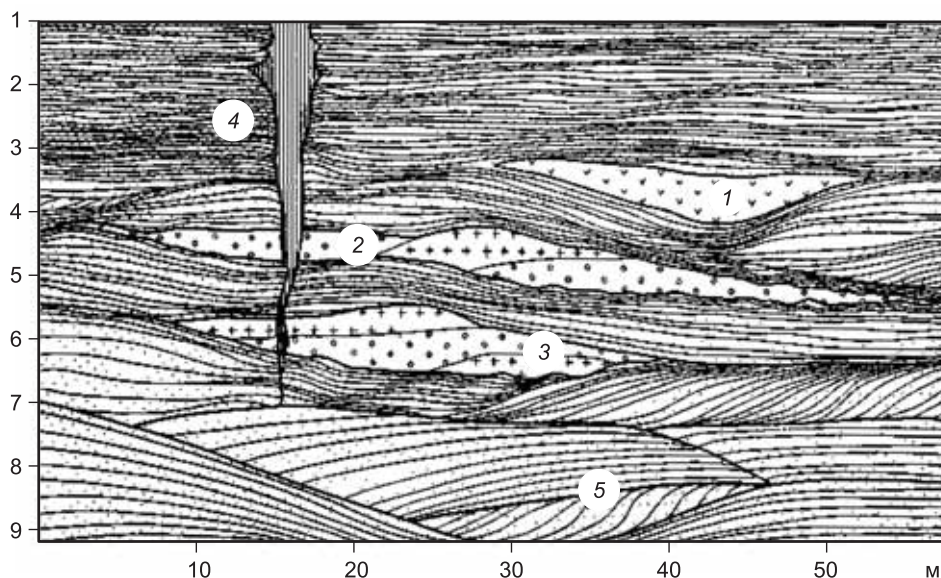


Рис. 8.10. Пласты льда и вертикальная жила льда в аллювии надпойменной террасы р. Мессояхи, Гыдан (по И. Д. Данилову):

1 — лед прозрачный; 2 — лед молочно-белый; 3 — лед ожеженный; 4 — вертикальная ледяная жила; 5 — слоистые пески

Криогенная текстура наследует первичноседиментационную. Тонкие частые шлиры льда располагаются вдоль поверхностей напластования, строго им соответствуя.

К этим льдонасыщенным пескам относятся пластовые залежи льда протяженностью до 50 м при мощности 0,8...1,5 м. В одной вертикальной плоскости встречается до 2–3 пластов льда. Мощность разделяющих пластовые льды отложений меньше, чем мощность пластовых тел. В различных пластах, а также внутри одного и того же лед неоднороден:

- мутный (загрязненный минеральными частицами);
- ожелезненный со слабым ржавым оттенком (3 на рис. 8.9);
- белый сахаровидный (2 на рис. 8.9);
- чистый прозрачный — стекловидный (1 на рис. 8.9).

Во льду залегают гнезда песчано-суглинистого материала.

Высокая льдонасыщенность отложений, вмещающих пластовые льды, тонкослоистая криогенная текстура, наследующая первично седиментационную слоистость, погребенные жилки льда в нижележащих косослоистых песках — показатели синхронного осадконакопления и промерзания отложений. В процессе накопления аллювия консервировались пластовые залежи льда. Они рассечены системой вертикальных ледяных жил, отходящих от подошвы деятельного слоя. Высота жил 6...8 м, ширина поверху 0,3...0,5 м. Нижние их части проникают в пластовый лед, имеют четкие резкие контакты с вмещающими породами. Вверху, в пойменных горизонтально-слоистых породах, контакты зубчатые, к ним припаяны узкие горизонтально ориентированные пояски, которые внедряются в горизонтально слоистую вмещающую породу по плоскостям наслоения. По характеру контактов можно представить, что нижние части ледяных жил формировались эпигенетически, тогда как верхние росли одновременно с накоплением осадков.

В то время, когда накапливались и промерзали верхние горизонты аллювия с образованием полигонально-жильных льдов, нижние горизонты были уже мерзлыми и в них уже залежали пластовые льды.

Контакты пластов льда и вмещающих пород не несут на себе никаких следов инъекционных внедрений водных масс. Вмещающие слои залегают согласно с подошвой и кровлей пластов льда, которые имеют волнистый характер. Слоистость вышележащих песков повторяет волнистые неровности кровли льда. В кровле имеются и более глубокие синклинальные изгибы, над которыми слои перекрывающих пород согласно прогибаются и вверх по разрезу постепенно выполаживаются.

И. Д. Данилов представлял образование пластовых льдов в результате захоронения седиментационного, т. е. донного, льда, наиболее вероятным. Еще Л. А. Ячевский в 1904 г. отмечал, что «при ясном (ночном. — И. Д.) небе из-за сильного лучеиспускания дно реки может охлаждаться до температуры ниже 0°, и поэтому на нем начинает кристаллизоваться вода». В условиях быстрого аллювиального осадконакопления и поднятия в ходе его верхней границы мерзлоты замерзающая вода соединялась с захороненным донным льдом. Получает объяснение согласный волнистый характер контакта пластового льда

с вмещающими породами, становится понятным облекание и выполнение неровностей кровли льда вышележащими породами.

Морской лед. Сложные по строению залежи пластовых льдов исследованы В. И. Спесивцевым на побережье Байдарацкой губы в разрезе позднеоплейстоценовой (каргинско-сарганской. — Ю. Б.) морской террасы в 4 км севернее устья р. Яраяхи. Терраса сложена светло-серым горизонтальнослоистым мелким пылеватым песком со слаборазложившимся торфом и детритом (мощность слоя 8...10 м), подстилаемым слоем слаборазложившегося торфа (мощностью 1,5...2,0 м). Оба горизонта выдержаны по простираанию на протяжении 3 км. Под торфяным слоем залегает пласт льда видимой мощностью около 2 м. Ледяной пласт состоит из ритмичного чередования горизонтальных прослоев сравнительно чистого льда толщиной 1,5...2,0 см и льда, обогащенного намытым торфом. В подошве ледяного тела залегают светло-серые мелкие пески с массивной криогенной текстурой мощностью 1,0...1,5 м, а под ними — голубовато-серые суглинки с крупной решетчатой криогенной текстурой.

В нижней части пласта меньше органики, лед более чистый. Горизонтальная слоистость подчеркивается намытыми слоями светло-серого мелкого песка и растительного детрита. Отмечаются также морозобойные трещины, заполненные чистым льдом с вертикальной полосчатостью или ожелезненным мелким песком.

В верхней прикровельной части ледяного пласта прослеживается слой криотурбаций в виде волнового изгиба слоев вышележащего торфа, микроскладок, песчаных «карманов» в оплавленном льде и других деформаций. Вполне вероятно, что пласт формировался в лаидовых прибрежно-морских условиях каргинского бассейна. Низ пласта меньше загрязнен минеральной мутью, отчетливо видны вертикальные затеки морозобойного происхождения. Верх пласта заносился осадками уже в условиях более глубокого моря, здесь появляются криотурбации и волнистые затеки грунта.

Аналогичные пластовые льды исследованы В. И. Спесивцевым на Приуральской стороне Байдарацкой губы в районе устья р. Нгоюяхи. В обрыве каргинской морской террасы под переслаивающейся пачкой песков и супесей мощностью 7...9 м залегает пластовый лед, нижняя часть которого имеет горизонтальную слоистость благодаря намытому растительному детриту и песку, а в верхней части прослеживаются криотурбации. Пласт явно формировался в условиях меняющейся глубины моря. Нижняя часть пласта предположительно формировалась во время зырянской регрессии, когда на прибрежных пространствах Байдарацкой губы происходило накопление синкриогенных толщ с формированием полигонально-жильных льдов. Вероятно, что в период каргинской трансгрессии эти толщи были затоплены, и накопившаяся над ними песчано-супесчаная толща промерзала эпихронно (после осушки прибрежных осадков). Мощный ледяной пласт с крупными криотурбациями был погребен в субаквальной среде накопления песчано-супесчаной толщи.

В обнажении III лагунно-морской террасы на одном из озер Недармато (долина р. Сеяха Мутная, северный Ямал) с абсолютной отметкой поверхности

около 20 м залежь льда вскрывается с глубины 10,7 м от поверхности земли. Видимая мощность пластового льда около 4 м. Подошва льда находится на высоте 3 м над урезом воды в озере (рис. 8.11–8.13).

Перекрывают пласт льда сизовато-серые и серые пески с ярко выраженной косой слоистостью, подчеркнутой органикой и ожелезнением. Над пластом



Рис. 8.11. Пластовая залежь льда в лагунно-морских отложениях позднего неоплейстоцена (низовья р. Сеяха Мутная, северный Ямал). Фото Е. Е. Подборного



Рис. 8.12. Слои льда пластовой залежи. Фото Е. Е. Подборного



Рис. 8.13. Фрагмент подошвы ледяной залежи.
Фото Е. Е. Подборного

льда — слой серого льдистого суглинка толщиной 20...30 см. Лед залегает согласно с вмещающими отложениями. Толщина прослоев различного по цвету льда, наклоны слоев и характер их выклинивания аналогичны характеру слоистости в перекрывающих лед отложениях. Е. Е. Подборный считает, что характер залегания и распространения линз льда и присутствие во льду тонких слойков торфа показывают, что залежь подземного льда является как бы самостоятельной фацией лагунно-морских отложений эстуарного типа в толще осадков, слагающих III лагунно-морскую террасу. Вполне вероятно, что горизонтальнослоистые линзы пластового льда возникли при захоронении донного льда в мелководных (глубиной до 1...2 м) лагунах в дельтах рек, существовавших на Ямале в промежутке времени от 30...35 до 10...15 тыс. лет тому назад.

Айсберговый лед. Отрицательные температуры воды арктических морских бассейнов создают возможность сохранения ледяных тел, сформировавшихся в субэкральных условиях и погребенных в морские осадки. Для современных условий этот процесс можно показать на примере образования стамух. Стамухи (торосистые образования динамического происхождения) формируются при ветровом воздействии на покров морского льда при глубинах моря не более 20 м. Плавающий торосистый лед, попадая на мелководные участки моря, смерзается с донными осадками, становится неподвижным и превращается в стамухи. Длина стамух изменяется от 50 до 4750 м, ширина — от 20 до 3500 м, высота — от 3 до 20 м. Большинство стамух в течение летнего сезона разрушаются, но среди них встречаются и многолетние. Донные осадки могут промерзать и сохранять часть ледяного массива, погруженного в грунт (рис. 8.14). При образовании стамух плавучие льды

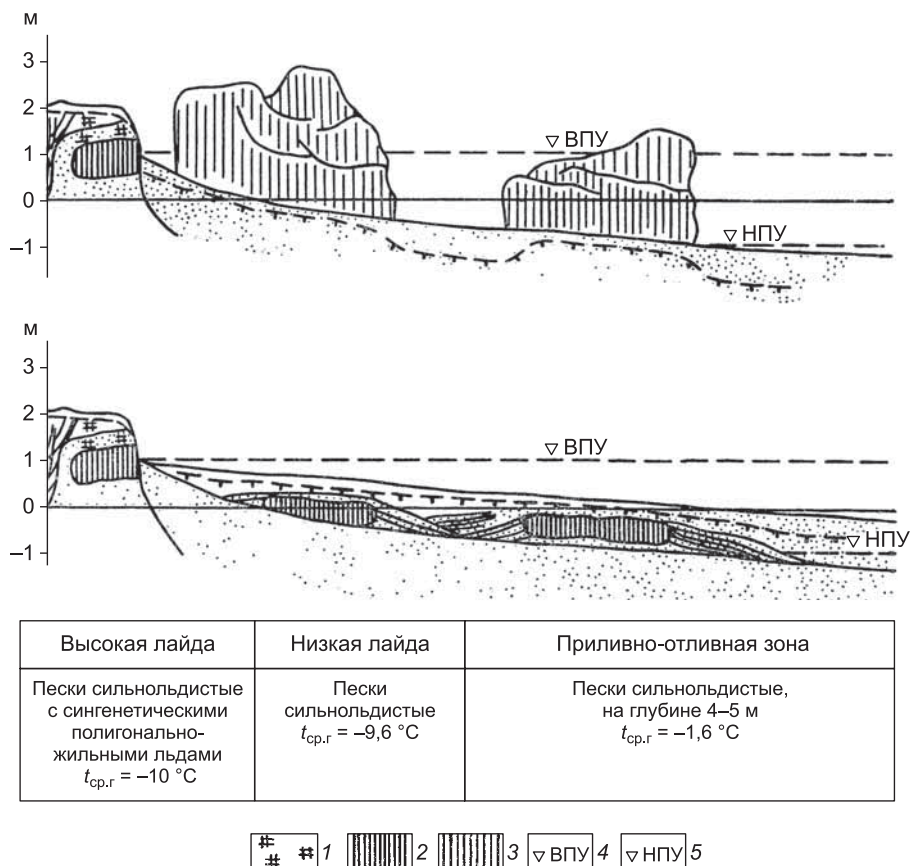


Рис. 8.14. Схема консервации морского припайного льда в приливно-отливной зоне лайды:

1 — кровля мерзлых пород; 2 — погребенный припайный лед в отложениях высокой лайды; 3 — припайный лед; 4 — верхний приливный уровень (ВПУ); 5 — нижний приливный уровень (НПУ); $t_{\text{ср.г}}$ — среднегодовая температура мерзлой толщи

выпахивают морское дно на глубинах в десятки метров и могут быть частично законсервированы.

Аналогичные процессы могут приводить к захоронению плавучих айсбергов и формированию крупных массивов льда в морских осадках. Известно, что на морское дно садятся шельфовые ледники и отколовшиеся от них айсберги. На отмелях вокруг архипелага Северная Земля многими исследователями постоянно отмечались севшие на дно айсберги. Их нижние, зарывшиеся в донные грунты части могут переходить в погребенное состояние после того, как разрушатся верхние. Сохранению погребенных частей айсбергов и их переходу со временем в многолетнемерзлое состояние способствует отрицательная температура придонных вод.

Пластовая залежь в урочище Шпиндлера (Югорский полуостров) залегает в толще позднеплейстоценовых (зырянско-каргинских) отложений (рис. 8.15, Г).

Нижний пласт льда залегает в пределах абсолютных отметок 12...18 м. Консервация пласта льда происходила в начале зырянского времени, когда в холодноводном морском бассейне активно размывалась подстилающая толща казанцевских морских отложений, замещаясь песками базального горизонта, а затем формировался горизонт серых слоистых алевритов в достаточно глубоководных условиях. При близости локального центра горно-долинной оледенения (Пай-Хой) или более отдаленного, производящего выводные ледники в морской бассейн, посадка одного или нескольких айсбергов на мель весьма вероятна. При видимой многосотметровой длине ледяного тела его мощность все же была соизмерима с глубиной морского бассейна (до 80...100 м). Сев на мель, лед айсберга подвергался активной термоабразионной обработке и постепенно перекрывался небольшой пачкой песчаных отложений с гравием — подобием базального горизонта. Несомненно, что эти отложения

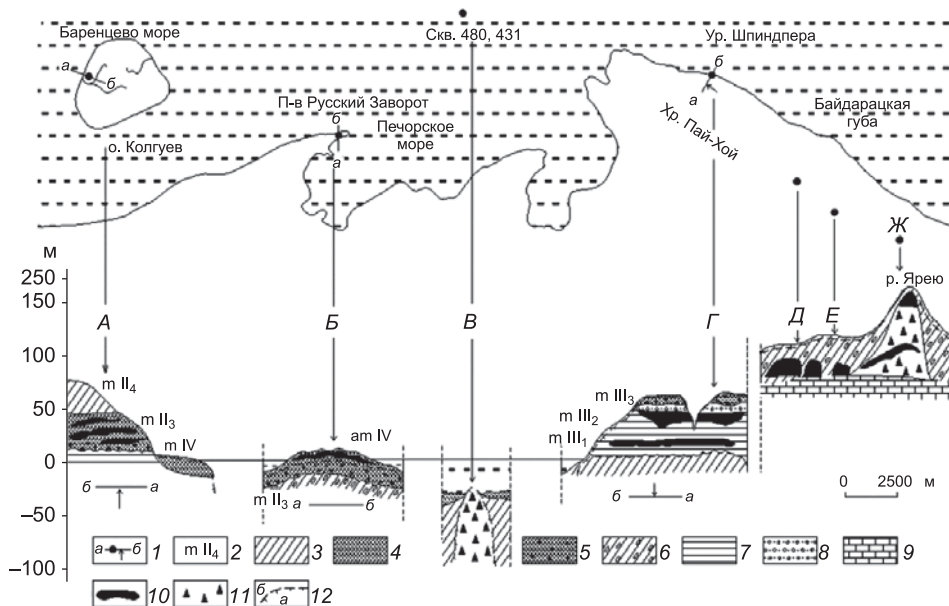


Рис. 8.15. Схематические криолитологические разрезы:

А — береговое обнажение о. Колгуев; Б — буровой разрез песчаной косы полуострова Русский Заворот; В — буровой разрез донных отложений в Баренцевом море; Г — береговое обнажение в урочище Шпиндлера; Д-Ж — буровые разрезы Пай-Хоя;

1 — местоположение разреза и направление вида на обнажение; 2 — генезис и возраст отложений; литологический состав: 3 — суглинки и глины; 4 — пески с супесями; 5 — пески водонасыщенные с криопэгмами; 6 — суглинки с обломочным материалом; 7 — слоистые суглинки и глины; 8 — супеси и пески с мелким гравием; 9 — скальные грунты; 10 — пластовые залежи льда; 11 — ледогрунт (суглинки с атакситовой и слоисто-сетчатой криогенной текстурой); 12 — кровля многолетнемерзлых пород (а — мерзлые, б — талые породы)

в опресняющейся за счет таяния льда айсберга водной среде сразу же подвергались субаквальному промерзанию, а подстилающие слоистые суглинки и супеси подвергались этому уже несколько позднее и гораздо медленнее.

В результате законсервированной оказалась самая нижняя часть айсбергового тела, в строении которой выделяются:

- центральная основная его часть (1,5...2,0 м) с прозрачным массивным льдом из аномально крупных кристаллов (от 2...4 до 10...15 см);

- выше и ниже расположены слои (0,5...1,0 м) прозрачного слоистого льда с послойными включениями песка и гравия. В подошве и кровле пласта лед на 0,3...0,6 м смешан с подстилающими и перекрывающими отложениями, что естественно сложилось в процессе его сложной консервации.

Верхний пласт льда залегает уже на кровле морской и лагунно-морской толщи зырянско-каргинского возраста в интервале абсолютных отметок 30...38 м. Этот пласт имеет аналогичное первому (нижнему) происхождение. Но процесс консервации происходил иначе, чем в первом случае. Вероятно, айсберг садился на дно и подошвой местами сминал в складки слоистые донные алевроиты. От соприкосновения и плотного контакта с отложениями более «теплого» дна в придонных частях айсберга образуются «линзовидные и весьма прихотливые флюидалные текстуры» (по Ю. И. Гольдфарб и А. Б. Ежовой) с полосатым, загрязненным донными осадками льдом, «нередко со следами пластического межслойного движения». Местами лед донной части загрязнен подстилающим донным грунтом — зеленоватым и коричневым суглинком и супесью, целыми их агрегатами.

В средней части погребенного пласта льда таких примесей гораздо меньше, чем в низу его. Эта основная часть айсберга, оставшаяся после его термоабразивной обработки и естественного оттаивания с поверхности, представлена в разрезе слоем чистого пузырчатого льда, вскрытым по всей видимой части ледяного тела.

Выше прозрачный чистый лед перемешан с прослоями мутного льда, что также является неотъемлемой деталью всего ледяного тела. Но самая верхняя граница ледяного пласта (практически горизонтальная кровля) представлена серией линз пузырчатого льда с крупными вертикальными кристаллами. Это свидетельствует о периодическом протаивании кровли айсберга в периоды накопления здесь осадков морского бассейна — пелитов и алевропелитов с мелкими валунами — и о новом промерзании. При трансгрессивном развитии этого бассейна рядом с областью ближнего сноса песчано-алевритистого и валунного материала такое завершение верхней части разреза вполне реально и объяснимо.

Контакт подошвы морских отложений каргинской террасы, перекрывающих пласт льда, выдержан по простиранию почти горизонтально и ровно. Эти осадки отложились на горизонтальную поверхность существовавшего и уже замороженного айсберга, частично расплавив его и законсервировав. Текстурные и структурные особенности пласта льда, его химический состав, контакты с вмещающими породами указывают на первично поверхностное его происхождение в континентальных условиях (возможно, близко расположенной

горной системы островов Новой Земли или Полярного Урала). Палеогеографические условия зырянско-каргинской эпохи: холодный климат и перигляциальная обстановка прилегающей территории; вероятная частичная регрессия уровня лагуны во время образования нижнего пласта, затопление морем — после образования верхнего.

Каковы же основные особенности условий консервации айсберговых пластовых залежей? Существует определенное сочетание геологических, геоморфологических, петрографических, гидрохимических, литолого-фациальных и палеогеографических условий и обстановок, позволяющих на уровне рабочей гипотезы идентифицировать погребение именно айсбергового массива. Кратко их перечислим.

1. Погребенных айсбергов нет там, где формируются или уже существуют пластовые залежи любого иного генезиса.

2. Большинство погребенных айсбергов залегают обязательно на суглинисто-глинистом (глубоководном) субстрате морских и ледниково-морских отложений среднего и позднего неоплейстоцена. Кровля погребенного ледяного тела всегда размыта и перекрыта базальным горизонтом, на котором всегда залегает пачка отложений с косослоистыми прибрежно-морскими или лагунно-морскими песками с мелкой галькой и гравием.

3. Пластовые залежи этого типа относятся в плане к древним береговым линиям, отделяющим среднечетвертичную ледниково-морскую водораздельную равнину от более молодых позднечетвертичных террас, бывших в то время открытыми лагунами с крутыми мерзлыми берегами.

4. В нижней части ледяного массива всегда имеются следы перемещения по дну, внедрения донного грунта в оттаивавшую придонную часть ледяного пласта и замерзания этого грунта в нижней части айсберга, флюидалные смятия во льду и в подстилающих уже промерзших донных породах. В ледяном массиве также остаются следы динамических деформаций перемещения в континентальной субаэральной среде.

5. По мере таяния пласта и термоабразионной переработки вокруг него в акватории изменяется гидрологический режим осадконакопления. В свою очередь, вокруг пласта активно аккумулируются прибрежные формы рельефа — косы, бары, стрелки, береговые валы, ориентированные по отступающим очертаниям айсберга.

6. Одновременно изменяется и гидрохимический состав водной среды и осадков, а опреснение отрицательнотемпературных вод прилегающей акватории и грунтовых вод донных отложений вызывает новообразование мерзлой придонной толщи субаквальных синкриогенных пород.

7. Пресный и ультрапресный химический состав наиболее характерен для этих льдов, хотя во многом он зависит от содержания во льду минеральных частиц донных, но не поверхностных, отложений.

В общих чертах представляется такая последовательность событий консервации айсбергового массива в донных отложениях.

Верхний ледяной пласт — размытый останец крупного айсбергового массива, отколовшегося от горно-долинного ледника Новой Земли или Полярного

Урала, был выведен к береговой линии позднечетвертичного морского бассейна. Останец айсбергового льда после перемещений по морской акватории сел на дно, где в этот момент формировались морские супесчано-суглинистые отложения каргинского возраста в условиях сублиторали открытого морского бассейна с бореально-арктическим комплексом микрофауны. По мере термоабразионного размыва и таяния пласт льда был погребен в этих осадках и сохранялся на дне каргинского палеобассейна в течение всего периода ингрессии. В течение последовавшего отступления и обмеления моря поверх пласта с размывом накапливалась регрессивная пачка тонкозернистых песков мощностью более 5...7 м с сингенетическими полигонально-жильными льдами.

Отложения разреза урочища Шпиндлера, в которых Ю. И. Гольдфарб и А. Б. Ежовой были обнаружены ледяные тела, формировались в условиях изменения климата от умеренно холодного (субарктического) относительно влажного в начале зырянского времени к холодному континентальному в средней части каргинского времени с потеплением и увлажнением в поздней его части. Учитывая более определенную возрастную привязку других комплексов осадков и общий ход палеоклиматических изменений, эту пластовую залежь вполне можно считать остатками айсберговых образований, возникавших при разгрузке ледников зырянско-каргинского горно-долинного оледенения. Впрочем, есть и иные взгляды на природу этих образований.

Аналогичная ситуация отмечалась автором на северо-востоке Гыданского полуострова. Погребенные айсберговые пластовые залежи льда в среднеплейстоценовых ледово- и ледниково-морских отложениях были изучены в разрезах на берегах озер Нгэтато, Периптавето, Хасейнто, Ямбуто. Позже эти залежи исследовались В. И. Соломатиним. Видимые размеры наиболее крупных ледяных тел достигают 20...25 м в высоту, протяженность 500...600 м, глубина залегания кровли 20...40 м. Вмещающие отложения представлены среднеплейстоценовыми суглинками и глинами салехардской свиты, перекрытых супесями и суглинками, на которых лежит пачка мелководных песков и супесей казанцевской свиты с синкриогенными полигонально-жильными льдами. Лед пласта местами стекловатый, чистый и прозрачный с большим количеством сферических пузырьков воздуха. Кровля перекрыта термокарстово-озерным суглинком, ровная и горизонтальная. На боковом контакте темно-серые суглинки с сетчатой криогенной текстурой (шлиры сетки ориентированы параллельно контакту). В отдельных местах под абрадированной кровлей с наклонными боковыми контактами залегают косослоистые пески с синкриогенными полигонально-жильными льдами. Во льду нижней части ледяного тела встречаются отторженцы из подстилающей толщи суглинков размером 1,5 м с сетчатой криогенной текстурой, льдогрунтовые вертикальные штоки (рис. 8.16–8.19). Химический состав льда гидрокарбонатно-натриевый, местами с примесью хлоридов и сульфатов.

В. Н. Сакс и К. В. Антонов считали такие залежи льдинами, погребенными в осадках обмелевающего приледникового бассейна. Основная их масса относится к единому стратиграфическому горизонту — верхам салехардской

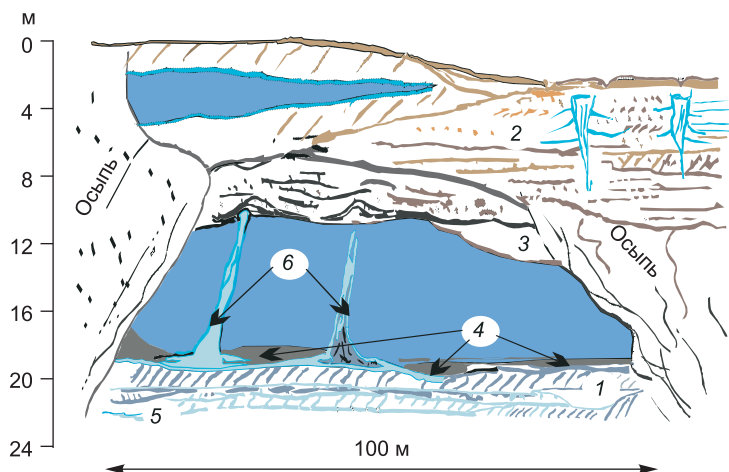


Рис. 8.16. Пласт погребенной залежи айсбергового льда в позднеленоплейстоценовых отложениях. Гыданский полуостров, р. Периптаветосе (рисунок автора):

1 — голубовато-серые морские суглинки среднеплейстоценового возраста; 2 — прибрежно-морские пески с прослоями супесей и суглинков (поздний леноплейстоцен), с синкриогенными полигонально-жильными льдами; 3 — горизонтально-слоистый льдогрунт; 4 — прозрачный стекловидный («черный») лед; 5 — слои голубого льдогрунта; 6 — штоки голубого льдогрунта



Рис. 8.17. Правый фрагмент пластовой залежи льда погребенного айсберга в морских отложениях среднего — позднего леноплейстоцена (р. Периптаветосе, Гыданский полуостров). Фото автора

свиты. Генезис вмещающих отложений ледниково-морской и ледово-морской, а перекрывающих — прибрежно-морской. Криогенные текстуры вмещающих пород на контактах со льдом характеризуют условия субаквального промерзания. Суровость фациальных условий погребения и консервации пластовых льдов подчеркивается обедненным составом ископаемой фауны и ее аркти-



Рис. 8.18. Левый фрагмент пластовой залежи льда погребенного айсберга в морских отложениях среднего-позднего неоплейстоцена (р. Периптаветосе, северо-восток Гыданского полуострова). *Фото автора*



Рис. 8.19. Льдогрунтовый шток в теле пластовой залежи на р. Периптаветосе. *Фото автора*

ческими видами, а также исключительно тундровыми споро-пыльцевыми спектрами. Состав льда — ультрапресный и пресный, лишь иногда местами солоноватый.

Механизм формирования таких ледяных тел представляется следующим образом.

В морском бассейне с холодными водами (охлажденными в придонной части до $-1,5...-2,0^{\circ}\text{C}$) за достаточно длительное время ледяной массив был погребен осадками. При соприкосновении подводной части айсберга с охлажденными донными осадками придонная вода и внутригрунтовые донные воды заметно опресняются талой ледниковой водой. слаболитифицированные суглинисто-глинистые осадки промерзают. В процессе промерзания разжиженная масса донных отложений в основании ледяного пласта местами внедрялась в ослабленные зоны его или по разломам в его теле, пронизывая иногда его насквозь и внедряясь в вышележащие породы. Об этом свидетельствует характерная особенность макротекстуры пласта — вертикальные клинья голубовато-серого льдогрунта, утоншающие кверху (рис. 8.19). Такие льдогрунтовые штоки пронизывают мощную толщу пузырчатого льда и выклиниваются в вышележащей пачке косослоистых песков в виде тонкой ломаной жилки льда. Одновременно промерзали осадки вдоль боковых контактов ледяного тела, что отразилось на ориентировке сетчатых криогенных текстур.

Верхняя часть ледяного массива, примерзшего ко дну, интенсивно тает и размывается волнами, а остатки его постепенно заносятся супесчано-песчаными осадками мелководных фаций с синкриогенными полигонально-жилыми льдами. Судя по вещественному составу осадков, криотекстурным особенностям и распределению льдистости, их накопление происходило в мелководных лагунных и пляжевых условиях (в опресненных мелководных заливах типа Юрацкой или Гыданской губы) на участках акваторий, промерзавших зимой до дна. Суровость условий криолитогенеза этих отложений подчеркивается еще и наличием на глубинах 3...4 м криотурбированных слоев, осложненных клиновидными псевдоморфозами по полигонально-жилым льдам. Высокая объемная льдистость этих пород (0,6...0,7) указывает на субаквальный режим криолитогенеза. В процессе субаквального, а затем субаэрального криолитогенеза пласты льда оказались замороженными в донные породы и перекрытыми синкриогенной супесчано-песчаной пачкой отложений.

Вполне вероятно, что на Чукотке в низовьях р. Анадырь на северном побережье залива Онемен пластовые льды, исследованные А. Н. Котовым, формировались в аналогичных условиях. Крупная ледяная залежь (видимая мощность 7 м) вскрывалась в нескольких термоцирках, строго залегающих в местах выходов засоленных ледниково-морских отложений. Лед залежи преимущественно молочно-белый с большим количеством включений округлых пузырьков газа размером до 2, реже 3 мм. Выделяются линзы льда толщиной до 10...50 см и длиной в несколько метров, прослой голубоватого льда, а также линзы прозрачного стекловидного льда практически без воздушных пузырьков. Пласты льда разделены между собой слоями ледниково-морских пород. Все разновидности льда имеют хлоридно-натриевый состав.

**Льды, погребенные в верхней (синкриогенной) части
криогенетически неоднородной толщи
(современные, позднеголоценовые)**

Поверхностные льды водоемов. Льды водоемов (морских, озерных, речных), образующиеся на их поверхности, переходят в погребенное состояние особенно часто вдоль берегов. На морские берега выносятся и садятся на мель вблизи них не только айсберги, но и крупные скопления припайных льдов, многолетние морские паковые льды. Речные льды во время ледохода, особенно благодаря заторам в сужениях русла, в больших количествах выносятся на берег и образуют крупные скопления. Подножия уступов крутых берегов наиболее благоприятны для погребения поверхностных льдов. Если они сложены скальными породами, с них осыпаются и обваливаются крупные обломки, если рыхлыми — с них сползают и оплывают массы разжиженного грунта, погребая под собой прибрежные скопления льда. В некоторых случаях эти скопления могут перекрываться с разрывом прибрежными морскими, озерными, речными наносами.

Речной лед в пойменном аллювии. Погребенные пластовые залежи льда в голоценовых аллювиальных отложениях Северного Ямала и Гыданского полуострова имеют толщину 1...2 м, протяженность 2...5 м, глубина залегания кровли 1...3, реже 5 м. Вмещающие отложения — пойменный аллювий суглинисто-глинистого состава. Для этих пластов характерна отчетливая вертикально столбчатая структура льда, шестигранные призматические кристаллы. Вмещающие песчано-глинистые породы имеют слоистость, облекающую льдину. Химический состав льда — гидрокарбонатно-кальциевый, магниевый при минерализации до 0,01 г/л.

Речной лед в русловом аллювии. Г. Ф. Гравис и М. С. Иванов отмечали, что в Северной Якутии при замерзании русловых низкопойменных песков формировались пластовые залежи льда толщиной до 2...3 м и протяженностью до 50...100 м и более. Пласты залегают согласно слоистости — наклонно или горизонтально, причем наклонные ледяные линзы группируются в цепочки протяженностью до 200 м и более (рис. 8.20). Окончания соседних залежей в этих случаях кулисообразно заходят друг за друга, разделяясь косыми сериями песка. Лед в пластовых и линзовидных залежах либо чистый прозрачный, практически не имеющий минеральных примесей, либо слоистый за счет прослоек, обогащенных песком, содержание которого достигает 30...50 %. Внутри прослоек видна первично-седиментационная слоистость: косые, горизонтальные, согласно залегающие или срезающие друг друга песчаные слойки равномерно разобщены чистым прозрачным льдом, образующим прослойки толщиной от 1...3 до 10...20 мм.

Образование пластовых линзовидных залежей исследователи связывают с миграцией воды под напором к фронту кристаллизации при промерзании подрусловых таликов, в которых повышается гидростатическое или гидродинамическое давление (напорная сегрегация). Водоупором при этом служит кровля многолетнемерзлой толщи.

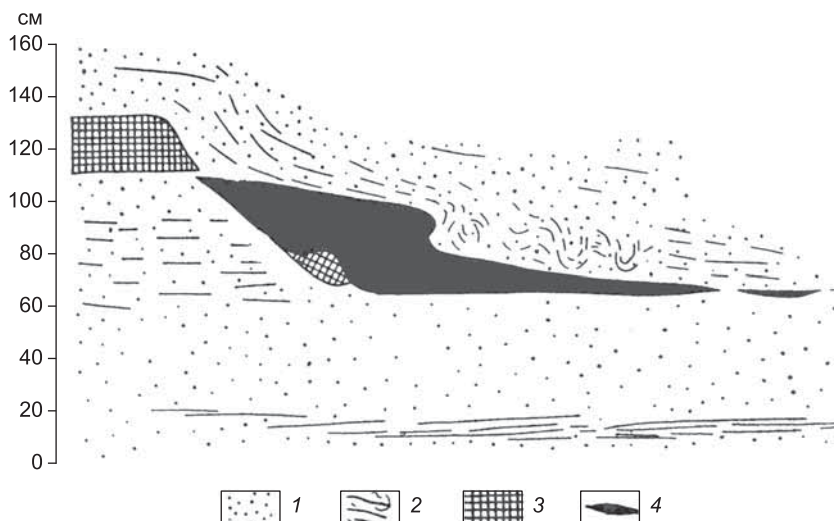


Рис. 8.20. Линзы льда в песках II надпойменной террасы р. Лены
(по Г. Ф. Гравису, М. С. Иванову):

1 — песок; 2 — заиленные прослойки; 3 — растительный детрит; 4 — лед

Образующиеся при напорной сегрегации кристаллы льда раздвигают песчаные зерна. В русловом песчаном аллювии отмечаются и линзы льда, образование которых связано с напорными инъекциями водной массы, о чем свидетельствуют нарушения слоистости вмещающих пород, гнезда и взвешивания песка во льду.

В разрезах едомной свиты в отложениях зоны миграции древнего русла участвуют пластовые льды в виде мелких и крупных линз или прослоев, залегающих согласно слоистости (рис. 8.21). Один из пластов льда относится

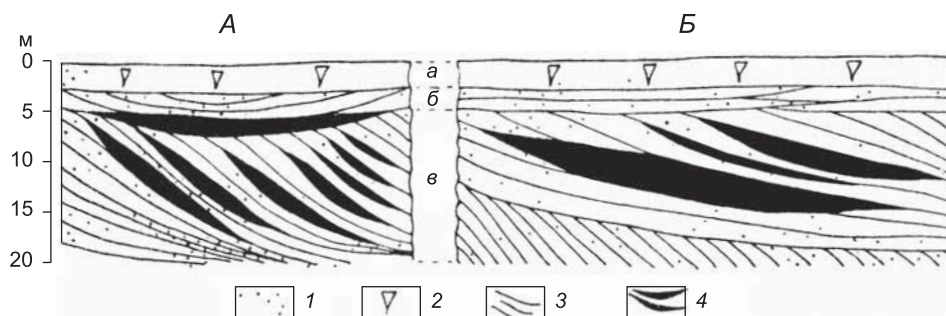


Рис. 8.21. Пластовые льды в аллювии IV надпойменной террасы р. Лены
(по Г. Ф. Гравису, М. С. Иванову):

А — участок повторного размыва горизонтально-слоистого аллювия; Б — участок повторного размыва косослоистых песков; а — алевриты с ледяными жилами; б — темно-коричневые алевриты с крупной слоистостью; в — крупные линзы русловых осадков; 1 — песок; 2 — земляные жилы; 3 — слоистость песков; 4 — лед

к верхней части горизонта перемыва и располагается по контакту двух крупных линз русловых осадков с видимой протяженностью 7...8 м. Верхняя перекрывающая линза представлена темно-коричневыми алевритами с отчетливой крупной линзовидно-волнистой слоистостью и косоволнистыми слоями растительного детрита. Выше залегает пачка горизонтальнослоистых коричневых алевритов с ледяной жилой высотой 3,0...3,5 м и шириной поверху 1,8 м, рассекающей пластовый лед.

Верхний контакт пластового льда с вмещающей породой неровный, но без каких-либо признаков размыва или протаивания по контакту. Нижний контакт выражен нечетко, поскольку он постепенно переходит (с увеличением количества горизонтальных прослоев и линз грунта) в подстилающие отложения.

Текстура пластового льда в целом субгоризонтальнослоистая, согласно субгоризонтальному простиранию ледяного тела. Ее отличительная особенность — закономерное продолжение косых прослоев грунта из вмещающих отложений в ледяное тело. Помимо этого во льду пласта имеются неясно выраженные косые и линзовидно-горизонтальные прослои, образованные скоплением органоминеральной мути. Лед пласта однородный, мутноватый с легким буроватым оттенком, насыщенный большим количеством воздушных пузырьков диаметром 1...5 мм. Пузырьки равномерно рассеяны, но некоторые из них образуют субвертикальные цепочки.

В горизонтальном срезе лед пласта представлен крупными однородными изометричными, хорошо ограненными кристаллами с поперечником от 0,7 до 3 см. Ориентация оптических осей кристаллов в шпире нормальная к плоскости пласта.

В вертикальных срезах (в плоскости обнажения и перпендикулярно ей) структура льда призматически-зернистая: однородные столбчатые хорошо ограненные кристаллы размером от 0,8 до 1...3 см. Вблизи грунтовых и воздушных включений размеры кристаллов резко уменьшаются, а их форма становится более сложной. Лед жилы в зоне пересечения пластового льда имеет гнездовидную текстуру, образованную типичным жильным льдом темного цвета с хорошо выделяющимися элементарными жилками. Он окаймляет субвертикальные включения более светлого пузырьчатого льда, имеющие копьевидную форму, размером 3...8 см. Пластовый лед четко выделяется по вертикальной ориентировке оптических осей, структурному рисунку, столбчатой форме кристаллов и их размерам. В структуре пластового льда прослеживаются изменения, связанные с внедрением жильного льда:

- крупные кристаллы пластового льда раздроблены и образуют зоны мельчайших (плохо заметных глазом) кристаллов, интерференционная окраска которых на порядок ниже первичной;

- кристаллы рассекаются элементарными жилками со смещением их частей друг относительно друга;

- кристаллы приобретают резко выраженную столбчатую (местами близкую к игольчатой) форму благодаря ограничению их элементарными жилками.

Формирование пластового льда связано с промерзанием снизу подруслового талика при участии слабонапорной инъекции. О сегрегационном

происхождении свидетельствует согласное залегание ледяного пласта по слоистости и загибание вверх по ней прослоя льда, продолжение минеральных прослоев из вмещающих отложений в тело пласта, постепенный переход в подстилающие осадки, полная аналогия с ледяными линзами гораздо меньших размеров, текстура и структура которых представлена льдом сегрегационного типа. В структуре описываемой линзы пластового льда не отмечается каких-либо признаков кристаллизации свободного объема воды. Вместе с тем, учитывая признаки радиально-лучистой текстуры во льду другого крупного пласта и характер залегания мелких линз в русловых пачках, можно предполагать и участие инъекционных процессов, причем в той степени, которая обеспечила бы согласное залегание пластовых льдов относительно осадочной слоистости пород. По-видимому, в горизонтах перебива участвуют еще и погребенные льды. Так, между двумя соприкасающимися линзами русловых осадков внизу наблюдаются включения льда треугольной формы, образовавшегося при размыве и погребении речного льда.

Разнообразное мерзлотно-фациальное строение русловых фаций едомной свиты, представленных различными по составу осадками (от тонкозернистых песков до алевроитов), свидетельствует о сложности процесса криолитогенеза пластовых залежей льда.

Морской лед в прибрежно-морских отложениях лайды. М. А. Великоцкий исследовал пластовую залежь льда на полуострове Русский Заворот в толще современных прибрежно-морских отложений (см. рис. 8.15, Б). Такие залежи он относит к классу внутригрунтовых образований, но в данном случае формирование внутригрунтового льда происходит в синкриогенной толще. Здесь в верхней части разреза берегового бара (4...7 м), сложенной морскими голоценовыми песками, залегающими на размытой поверхности морских валунных суглинков среднего плейстоцена, формируется современная синкриогенная толща с пластовой залежью льда.

В криолитологическом разрезе М. А. Великоцкий выделяет два горизонта:

- верхний — многолетнемерзлый мощностью 3,2 м — пески с массивной криогенной текстурой и пластовым льдом;

- нижний — многолетнеохлажденный видимой мощностью до 7 м — пески на валунных суглинках, насыщенные морскими солеными водами с отрицательной температурой (криопэгами).

Лед пластов плотный, чистый, с включением отдельных зерен песка и неясной горизонтальной слоистостью из минеральной и органической мути. Пласт льда залегает в мерзлых темно-серых кварцево-полевошпатовых мелких песках мощностью 5,8 м с включениями корешков растений. В другом разрезе в песках с массивной криогенной текстурой вскрыт пласт льда толщиной 0,4 м из плотного мутного льда с неясной горизонтальной слоистостью. На глубине 1,6 м он подстилается песками, насыщенными криопэгами.

В наиболее мощном (до 2 м) пласте лед относительно рыхлый и неслоистый. Сразу под пластовым льдом пески пропитаны криопэгами. Пласт сверху перекрыт слоем песков мощностью 0,6...1,1 м. Кровля пласта хорошо согласуется с рельефом: на гривах абсолютные отметки кровли пласта

приподнимаются до 1,8...2,4 м, а в ложбинах опускаются до 0,7 м. Подошва пласта льда соответствует уровню моря и верхней поверхности уровня криопэгов.

Пластовый лед в песчаных валах плотный и горизонтальнослоистый, а в ложбинах — рыхлый и неяснослоистый. Общая структура ледяной массы подчеркивает процесс синкриогенного формирования пластовой залежи, полностью исключая идею о захоронении морских льдин или глетчеров в данном месте. Параллельность кровли ледяного пласта и волнистой поверхности грив и ложбин аккумулятивной прибрежной формы объясняет еще один возможный вариант (не конвективный, не неотектонический, не гляциодинамический и др.) возникновения пологих складок в песчаных синкриогенных толщах.

На кровле пластового льда (на глубине 0,6...1,1 м от дневной поверхности) нарастают ледяные кристаллы из воды, просачивающейся сверху. Подошва пласта касается кровли горизонта криопэгов, поставляющих влагу к фронту промерзания на подошве пластовых льдов. Процесс нарастания льда на подошве пластового льда подчеркивается и нечеткой горизонтальной слоистостью во льду, и отдельными песчинками, включенными в лед.

По мнению М. А. Великоцкого, довольно высокая скорость осадконакопления здесь позволит достаточно быстро в течение нескольких лет законсервировать весь пласт льда в многолетнемерзлом состоянии. Мощность пластовых льдов при этом будет увеличиваться, никак не проявляясь в рельефе, и будет контролироваться температурным режимом на поверхности косы и скоростью накопления осадков на ней: чем ниже среднегодовая температура мерзлой толщи и выше скорость осадконакопления на баре, тем более мощные пласты льда будут формироваться.

Весьма существенны выводы М. А. Великоцкого:

- пластовые льды формируются в голоценовых — современных песках в условиях медленного относительного подъема уровня моря;
- образование пластовой залежи в промерзающих субаквальных отложениях на участке берегового бара происходит на контакте (сверху) пресных речных и (снизу) соленых морских вод;
- нарастание кристаллов происходит на нижней поверхности ледяного пласта, контактирующей с кровлей слоя криопэгов, из которого отделяется замерзающая пресная вода;
- формирование пластовой залежи льда происходит в косослоистой песчаной пачке отложений, перекрывающей с разрывом более древние отложения. Волнистость кровли пласта льда, повторяя изгибы поверхности донного слоя песков, показывает, как могут формироваться слабодислоцированные (пологоволнистые) слои породы и вмещаемого ими льда в процессе синкриолитогенеза современных отложений;
- процесс синкриолитогенеза носит явно субаквальный характер седиментации и льдообразования в пляжевой и приливно-отливной зоне.

Процесс консервации морского припайного льда в Гыданской губе показан на рис. 8.14.

Донные льды водоемов

Такие льды образуются в самых различных акваториях на глубинах в десятки метров.

Озерный донный лед. Озерные водоемы небольших размеров при глубине не более 2 м часто промерзают до дна. Если лед прочно смерзся с донным грунтом, он может быть частично погребен в процессе последующего накопления осадков в виде небольших по протяженности залежей пластовой или линзовидной формы.

Дельтовый и эстуарный донный лед. Когда слой соленых вод под действием нагонов проникает с моря в дельты рек, эстуарии и устьевые взморья, соленые, более тяжелые воды (галоклин) опускаются на дно. Если температуры галоклина отрицательны (криогалоклин), а продолжительность его существования велика, донные осадки начинают промерзать. В зоне развития донных льдов (на глубинах до нескольких десятков метров) с самого начала формирования морских осадков в них присутствует лед, который может быть погребен в процессе их промерзания.

Остаточный донный лед нередко образуется после весеннего вскрытия моря на мелководьях и у берега, где зимой море промерзает до дна. С наступлением весны этот лед тает только сверху, покрываясь морской водой. С течением времени на его оставшейся части откладываются донные отложения, с которыми он впоследствии поднимается на поверхность моря. Донный лед, не успевший растаять за лето, переходит в многолетнее состояние, и тогда на нем развиваются морские организмы.

Устьевой донный лед образуется в течение зимы в устьях рек, впадающих в моря с интенсивными приливами-отливами. Морская вода, охлажденная до температуры $-1,5 \dots -1,8^\circ\text{C}$, входя в устье реки во время прилива, охлаждает камни и осадки на дне реки. Когда во время отлива над этими предметами протекает пресная речная вода, вокруг них образуется ледяная корка, которая в зависимости от местных условий либо каждый раз растаивает или же постепенно нарастает.

Морской донный лед. В погребенное состояние может переходить донный лед, который образуется на каменистом дне мелководной зоны холодноводных морей (до глубин в первые десятки метров) при перемешивании внутриводных масс. Эти разнообразные ледяные образования формируются на поверхности морского дна и проникают в верхнюю часть осадков морского дна. Донные льды образуют массивные ледяные скопления из кристаллов льда, врастающих в водонасыщенные осадки, смерзшиеся с дном. При всплытии они могут поднимать на поверхность камни больших размеров. Ледяные пластинчатые кристаллы, образующиеся на морском дне, формируют живописные образования, похожие на растительный покров, укрывающий морское дно на больших площадях. Кристаллы прорастают в глубь увлажненных осадков и лед надежно скрепляется с грунтом. Подобную картину А. Н. Хименков наблюдал в ходе лабораторных опытов по моделированию смерзания льда с грунтом при промораживании образца, состоящего из морской воды и постилающего слоя грунта. Пластинчатые

кристаллы льда из воды проникали непосредственно в грунт на глубину в несколько сантиметров.

Кристаллы донного льда, как и внутриводного, скелетные по типу роста и пластинчатые по форме. Пластинки располагаются под различными углами и образуют сростки разнообразной формы и размеров. Как правило, толщина пластинок не превышает 4...5 см, а сростков 20...30 см. Иногда донный лед нарастает на дне сплошным покровом толщиной до 1,5 м.

Донный лед у скалистых берегов Гренландии, Шпицбергена, Лабрадора часто поднимает с собой на поверхность моря обломки камней и грунта. У берегов Ньюфаундленда донный лед встречается на глубинах 20...30 м. Внезапное появление больших масс глубинного льда отмечалось и в центральной части Северного Ледовитого океана. Ф. Нансен наблюдал это явление к северу от Новосибирских островов. Всплывая, глыбы многолетнего донного льда могут поднимать на поверхность не только рыхлые донные отложения, но и морские организмы, развившиеся на нем за время его подводного существования. О масштабе этих процессов можно судить по тому, что в отдельные годы лед моря Бофорта содержит до 1000 м³/км² мелкозернистых наносов. Общее их количество в ледяном покрове у берегов Аляски на порядок и более превосходит количество минерального материала, поставляемого в море реками.

Донные льды могут существовать много лет. Большие массы донного льда непременно всплывают, но отдельные прослойки донных льдов, небольшие скопления и единичные рассеянные кристаллы существуют длительное время. При постоянных отрицательных температурах среды и непрерывности осадконакопления донный лед переходит в погребенное состояние и становится неотъемлемой частью морской субаквальной толщи.

Внутригрунтовые пластовые залежи льда (автохтоны криолитосферы)

Внутригрунтовые пластовые залежи льда формируются в разрезах субаэральных эпикриогенных толщ, а также в нижней части криогенетически неоднородной толщи. По этому признаку залежи подразделяют в первую очередь на подклассы.

Внутригрунтовые льды субаэральной эпикриогенной толщи. Пластовые льды весьма различаются по составу, текстуре и структуре, изменчивы по простиранию и глубине даже при сходных условиях их залегания. Каждый пласт льда — это сложное полигенетическое образование, в котором сочетаются различные льды. Их основные характеристики (цвет, форма, размеры и ориентировка кристаллов, грунтовые и газовые примеси) во многом зависят от того, как поступает вода к фронту кристаллизации и как быстро она кристаллизуется в промерзающем грунте или в теле уже существовавшего пласта. Г. И. Дубиков выделял три типа льда, которые в разрезах мерзлых толщ севера Западной Сибири образуют различные сочетания в ледяном пласте.

Лед типа I — молочно-белого цвета, практически без минеральных примесей, но с большим количеством пузырьков газа, крупнокристаллический. Пузырьки газа (диаметром до 15 мм) в центральной части пласта не ориентированы; в контактной зоне с другими типами льда их количество сокращается в 5–10 раз.

В зонах, где пузырьки газа распределены равномерно, ориентировка кристаллов льда хаотическая. В краевых частях залежей, где пузырьки распределены ритмично, кристаллы ориентированы базисными плоскостями параллельно слоистости. Размер кристаллов по оси, перпендикулярной слоистости, соответствует толщине слоев.

Лед типа II — стекловидный, крупнокристаллический, с включениями отдельностей глин и взвеси песчаных и глинистых частиц, редких пузырьков газа в зоне мелких кристаллов. По мере удаления от контакта размеры кристаллов уменьшаются и они становятся более изометричными.

Лед типа III — затемненный почти до черного цвета минеральными примесями, соответствующими по составу окружающим породам, «льдогрунт». Грунтовая взвесь: мелкие отдельности слоистой глины и сгустки глинистых частиц, песка, гравия и гальки — как бы плавают во льду. Количество примесей составляет от 10...15 до 45...50 %. Горизонтальное, наклонное или волнистое чередование слоев льдогрунта и льда типа II придает пластовой залежи слоистый вид. Иногда среди льдогрунтового массива встречаются отдельные глыбы и гнезда льда. В шлирах льдогрунта минеральные включения создают полосчатую текстуру.

Залежи гравитационно-инфильтрационного типа образуются при гравитационном перемещении сверху вниз и инфильтрации свободной воды, замерзающей при охлаждении до температуры 0 °C и ниже в полостях рыхлых и скальных толщ.

Пещерные льды занимают крупные карстовые и термокарстовые пустоты в толщах мерзлых горных пород, мономинеральных залежах подземных льдов, искусственных выработках (стволы, штреки шахт, туннели и др.). Эти пустоты заполняются льдом из водяных паров, затекающей сюда воды, набивающегося ветром снега.

Термокарстово-пещерные льды в толщах высокольдистых мерзлых пород заполняют полости и каналы в массиве полигонально-жильного льда. Они залегают в виде линз и горизонтальных слоев толщиной до 3 м и протяжением до 10...15 м, иногда заполняют субвертикальные термокарстовые колодцы.

Карстово-пещерные льды распространены преимущественно вне криолитозоны в районах с холодными зимами благодаря специфическим условиям циркуляции воздуха, а иногда из-за адиабатического расширения восходящих потоков углекислого газа. Здесь в карстовых пустотах местным охлаждением возникает «пещерная мерзлота» и льдообразование. Типичным примером «ледяных пещер» является Кунгурская пещера на Урале и другие — в Крыму, Карпатах, на Кавказе, в горах Южной Сибири. Подземный лед пещер представлен сталактитами, драпировками, сталагмитами, сталагнатами,

колоннами-ледопадами, покровами (натечные льды). В отдельные периоды на сводах пещер образуется пещерный иней (сублимационный лед).

С помощью исследований В. Андрейчука, Е. Галускина, Б. Ридуша было выяснено, что с процессами обледенения связано «вымораживание» минеральных компонентов водных растворов. Характерная для пещер (особенно гипсовых) высокая минерализация инфильтрационных вод, а также наличие периодов с низкими (ниже 0 °С) температурами создают необходимые условия для вымораживания и накопления «сухого остатка» водных растворов. В северных пещерах криоминарагеничный процесс отличается простотой и относительной неизменчивостью. В более южных районах характер таяния ледяных образований существенно усложняет процесс кристаллизации, агрегации и аккумуляции вымороженного материала (в условиях колебаний температуры возле нулевых значений).

Гипсовый порошок — белое вещество, которое проступает на поверхности ледяного образования во время испарения и таяния льда. По мере таяния-испарения льда его количество непрерывно пополняется из более глубоких слоев, постепенно вовлекаемых в термодеградиционный процесс. Гипсовая мука — тот же самый гипсовый порошок на поверхности льда, но присутствующий в значительных количествах. Визуальная обособленность частиц при этом не сохраняется. С увеличением мощности слоя происходит гравитационное осыпание частиц и их накопление под ледяным образованием.

Мука — наиболее характерное криоминаральное образование подземных ледников, как, например, в Кунгурской пещере. Благодаря своему многолетнему характеру и непрерывному самообновлению, пещерные ледники действуют как непрерывные «фабрики» по «производству» гипсовой муки. Образование на поверхности льда гипсовой муки является следующей после выступления порошка стадией формирования криоминаральных агрегатов. Мука возникает при непрерывном пополнении материала в результате сублимации льда (как в случае многолетних подземных наледей) или при безвозвратной деградации ледяного образования (например, сталагмита), при которой гипсовый порошок накапливается благодаря уменьшению ледяной поверхности. Из-за утраты обособленности и смешивания (слипания) частиц в гипсовой муке возможны, особенно в скоплениях, процессы агрегации и, наверное (при наличии влаги), перекристаллизации с увеличением размеров кристаллических агрегатов (сростки кристаллов).

Карстово-пещерные залежи представлены типичными натечными, аблимационными и инфильтрационными льдами. Натечные льды образуют «кору обледенения» — покровы на дне стенок и даже потолках пещер, а также спускающиеся сверху ледяные сталактиты и растущие снизу ледяные сталагмиты, иногда сливающиеся между собой в единые ледяные столбы — сталагматы. Они характерны лишь для пещер с суровым температурным режимом. Аблимационные льды образуют на стенках и потолках пещер пористые агрегаты кристаллов глубинной изморози, крупные скелетные или сплошные монокристаллы и друзы. В залежах аблимационный лед пористый, белый неслоистый. Инфильтрационные льды возникают при замерзании

пропитанных водой агрегатов аблимационных кристаллов глубинной изморози и в ряде случаев снега, занесенного в пещеры ветром. На дне пещер наряду с натечными образуются льды промерзших до дна озер и потоков, сливающиеся в единый ледяной покров.

Для минеральных криогенных образований более южных пещер (расположенных в средней полосе зоны умеренного климата) с сезонным оледенением характерно большее разнообразие минеральных агрегатов, чем для северных пещер (северная полоса зоны умеренного климата) или холодных пещер высокогорья с постоянным (многолетним) оледенением. Завершенный (замерзание-таяние) характер гляциологического цикла в пещерах с сезонным оледенением предусматривает наличие важного для процессов криоминералогенеза звена — таяния подземного льда, который вмещает криоминеральные включения. В процессе таяния льда имеет место не только механическое высвобождение криоминеральных включений, но и их изменения (частичное или полное растворение кристаллов, их обрастание, возникновение новых агрегатов), а также агрегация (создание сростков, пленок и пр.). Причиной, вызывающей процессы кристаллогенеза, являются, в противовес замерзанию, процессы выпаривания влаги, которые вызывают насыщение раствора в пленках талой воды, покрывающей ледяные образования. По этой причине криоминеральные (возникшие как в фазе замерзания раствора, так и в фазе таяния льда) образования пещер с сезонным оледенением имеют полигенетический характер и отличаются большим морфологическим разнообразием, чем однофазные криоминеральные включения пещер-ледников.

Залежи льда миграционного и инъекционного типа возникают в связи с миграцией воды снизу вверх к фронту промерзания или инъекцией воды из водонасыщенных слоев в мерзлую часть толщи тонкодисперсного грунта.

Залежи льда миграционного типа формируются без заметного нарушения залегания вмещающих пород. Слои льда разной толщины обычно относятся к контакту глинистых пород с подстилающими песчаными отложениями или трещиноватыми коренными породами, содержащими большие запасы воды, но встречаются и в разрезе глинистых пород. Пластовым льдам этого типа свойственно горизонтальное ритмично-слоистое залегание на протяжении десятков-сотен метров и присутствие во льду в малых количествах включений минеральных частиц глинистых пород или песка (табл. 8.1; для удобства восприятия мы разбили исходную авторскую таблицу и распределили ее части по соответствующим разделам).

В пластовых залежах чередуются прослои разной толщины чистого льда и льда с примесями. Песчаные частицы распределяются по разрезу каждого слоя равномерно, включения глины сосредоточены в верхней контактной части пласта. Подобная текстура ледяных тел определяется темпом промерзания отложений и возможностью подтока воды к фронту замерзания. Различное сочетание этих условий приводит к появлению прослоек то чистого льда, то льда, обогащенного минеральными частицами. Очевидно, что частицы и агрегаты грунта легко захватывались растущими кристаллами льда.

Таблица 8.1

**Характеристика миграционного типа пластовых залежей льда
Западной Сибири (по Г.И. Дубикову)**

Характеристика	Описание
Условия залегания, морфология льдов и соотношение с вмещающими породами	Ритмично-слоистые пласты льда залегают согласно на протяжении десятков и сотен метров вдоль контактов глинистых пород с песчаными или коренными породами, или внутри глинистых пачек. Содержат включения глинистых, пылеватых и песчаных частиц, гравия, гальки и валунов. Глинистые породы характеризуются высокой льдистостью, крупносетчатой толстошлировой криогенной текстурой. Толщина пластов 20...40 м, видимая протяженность 200...600 м; глубина залегания от нескольких метров до 120...150 м в отложениях плейстоцена
Текстура	Текстура залежи слоистая: – слои чистого льда; – льда с небольшой примесью грунта; – льдогрунт. Толщина слоев от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Слои не выдержаны по простиранию, деформированы в микроскладки амплитудой в несколько сантиметров. Содержание включений по слою меняется. Включения чаще состоят из взвеси торфяных частиц, окатанных и неокатанных отдельностей глинистых пород, песчаных частиц
Структура	Лед мелко- и крупнокристаллический, объем кристаллов от нескольких кубических миллиметров до 20 см ³ . Структура зернистая. Оптические оси кристаллов перпендикулярны напластованию льда и наслоению вмещающих пород
Минерализация и химический состав	Минерализация льда 20...190 мг/л (в среднем до 56). В солевом составе льда преобладает зависимость $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ и $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ Количество льда хлоридно-натриевого и сульфатно-натриевого состава возрастает до 20 %

При промерзании горизонтально-слоистых глинистых осадков с подтоком воды образуются толстые и частые горизонтальные шлыры льда, вертикальные шлыры меньшей толщины образуются реже.

Миграционные льды могут образовывать крупные скопления в рыхлых толщах, составляя монолитное тело пласта. Миграционные льды составляют часть пород мерзлой толщи, слагающих выпуклый торфяной бугор. В. П. Евсеев установил, что в Большеземельской тундре и на севере Западной Сибири льдообразование ядер бугров пучения имеет миграционный характер, формирующий в грунтах наиболее крупных бугров пучения (высотой 5...7 м и более) базально-призматическую криогенную текстуру (миграционный льдогрунт).

Состав и строение льда в залежах, связанных с безнапорной миграцией влаги, такие же, как и в обычном шлировом (сегрегационном) льде: цвет

белый, он прозрачный и чистый, с пузырьками воздуха, грунтовыми и растительными включениями. Форма пузырьков неправильная, грушевидная, иногда они образуют нитевидные трубчатые скопления. Порода в целом состоит из чередования прослоев относительно чистого и загрязненного примесями льда.

Структура льда призматически-зернистая, с упорядоченной ориентировкой главных оптических осей, перпендикулярной положению фронта промерзания. Форма кристаллов, достигающих в поперечнике 3...10 см, пластинчатая или столбчатая. Плотность льда залежей, как и обычного сегрегационно-шлирового, изменяется от 0,914 до 0,9168 г/см³.

Т. Н. Жесткова и Ю. Л. Шур рассматривали линзовидные пласты льда, обусловленные промерзанием подозерных таликов снизу и инфильтрацией вод сверху, как одну из разновидностей крупных залежей миграционного льда. На глубине 1...2 м от поверхности дна формируются пласты льда толщиной 0,5...1,5 м. Лед таких пластовых залежей сильно обогащен органическими остатками и грунтовыми примесями, образующими тонкую слоистость, перекрыт сильно оторфованными тонкодисперсными грунтами или торфом.

При наличии подтока поверхностных вод из достаточно глубоких (не промерзающих зимой) озер льды подобного типа могут образовывать пластовые залежи толщиной до 20...30 м и протяженностью в сотни метров. Обычно они не проявляются в современном рельефе. Лед таких залежей прозрачный, слоистый из-за неравномерного распределения пузырьков воздуха и органических примесей, крупнозернистый, с упорядоченной структурой.

В формировании криогенных текстур в глинистых породах над пластами льда участвует и напорная миграция влаги. На территории Яно-Индибирской низменности пластовые льды встречаются локально в аласных котловинах и относятся в основном к ядрам многолетних бугров пучения.

М. А. Великоцким исследован ледяной пласт сложной формы: в центральной части бугра пучения ледяной пласт синклиналино прогибается, по периферии бугра слегка выгибается вверх, затем резко опускается и выклинивается. На концах пласта, где он клинообразно внедряется в толщу супеси, на верхней его поверхности отмечаются микросбросы и микросколы. Толщина пласта составляет 0,4...0,5 м, длина около 8...9 м. Нижняя поверхность параллельна верхней. К подошве и кровле ледяного пласта примыкают шлиры и линзы льда, резко различающиеся по цвету, прозрачности, включениям и структуре.

В центральной части пласта лед мутный, желтовато-серого цвета, с субгоризонтальной полосчатостью из мутных и светлых полосок, с включением плиточек и бесформенных кусочков супеси толщиной 0,5...1,0 см, песчаных частиц и пятен мути. По периферии, на опущенных концах ледяного пласта, отмечается полосчатость, характерная для ледогрунтовых образований. Полосчатость параллельна поверхностям, ограничивающим пласт. В некоторых участках субгоризонтальная полосчатость согласуется с изгибами пласта. На подошве ледяного пласта наблюдается полосчатость из осевшей мути.

Лед, присоединяющийся к подошве основного пласта, значительно отличается от описываемого по прозрачности, голубоватому оттенку, массивной текстуре и количеству воздушных пузырьков. Помимо крупных ледяных линз к подошве и кровле ледяного пласта присоединяются шлиры чистого прозрачного льда толщиной 1...2 см. На верхней поверхности ледяного пласта отмечаются ступенчатые микросбросы, к которым присоединяются шлиры льда. В нижней части ледяного пласта, на контакте с супесью, наблюдается кайма чистого прозрачного льда. Шлиры льда граничат с каймой, но не имеют связи с мутным льдом основного пласта. На верхней поверхности пласта ледяные шлиры ориентированы горизонтально, под пластом наклонно, под углом 25...35°, согласуясь с изгибом крыла псевдоморфозы. Ледяные шлиры имеют толщину 1...2 см и угловато-прерывистое строение.

Характерная особенность описываемого ледяного пласта — эпикриогенные жилки льда, рассекающие пласт от кровли до подошвы. Ледяные жилки не прослеживаются в перекрывающих ледяной пласт супесях более чем на 15...20 см и имеют толщину 1...3 см.

По литологическим и морфологическим особенностям криогенного строения осадков, вмещающих ледяной пласт, М. А. Великоцкий попытался восстановить последовательность осадконакопления и промерзания и объяснить некоторую специфику образования криогенных тел.

Образование пластового льда связано с промерзанием слабоуплотненных озерных осадков под мелким водоемом. Ледяной пласт образовался на границе слабоуплотненных и подстилающих их более плотных озерных осадков. Размеры ледяного пласта соответствовали размерам подозерного талика, а верхняя поверхность и изгибы ледяного пласта повторяли изгибы и неровности поверхности дна озера, существовавшего в начале промерзания. При промерзании талика сверху, сбоку и снизу образовалась замкнутая система, и в условиях гидростатического напора на подошве слоя сезонного промерзания вода мигрировала к фронту промерзания, в области которого и образовался ледяной шпир. Растущий шпир захватывал мелкие плиточки супеси, песчаные и прочие примеси. Образование пласта мутного льда с горизонтальной слоистостью М. А. Великоцкий объяснял миграционным льдовыделением именно в условиях гидростатического напора.

После полного промерзания талика и снятия гидростатического напряжения незамерзшая вода перераспределяется и образуются шлиры сегрегационного льда. Ледяные шлиры ориентируются как по первичной слоистости осадков, так и по трещинам и полостям. Выше было отмечено, что на верхней поверхности ледяного пласта наблюдаются микросбросы и уступчики, от которых отходят ледяные шлиры. Очевидно, эти шлиры наследуют полости, которые обычно появляются в мерзлой породе при увеличении размеров ледяных тел.

Ледяные линзы и угловато-прерывистые шлиры, примыкающие к нижней поверхности ледяного пласта, образовались в условиях безнапорной миграции воды. Лед этих тел чистый и прозрачный. По ориентировке и морфологии шпиров можно предположить, что они образовались на путях миграции

воды к ледяному телу, т. е. в тех местах, где вода мигрировала к ледяному телу на стадии гидростатического напора. На эту мысль наводит положение линзы чистого льда, образовавшейся в центральной части пласта. Кроме того, ледяные шлиры наследуют первичную слоистость осадков, слагающих крыло псевдоморфозы.

Осадки, перекрывающие ледяной пласт, накапливались на берегу озера в зоне периодического обводнения и осушения озерной поймы и промерзали по мере накопления. В этих осадках наблюдается слоистость из супеси и аллохтонного торфа. На поверхности озерной поймы во время осушения появились трещины, которые в одних случаях пересекали только один пласт, в других — во время длительного засушливого периода пересекали 2–3 пласта. Трещины усыхания во время периодов обводнения заполнялись разжиженным торфяным минеральным субстратом: таким образом в осадках по мере их накопления образовывались клиновидные макротекстуры. В природе размеры полигонов усыхания обычно не превышают в плане 20...30 см.

По мере увеличения мощности осадков озерной поймы поднималась кровля вечной мерзлоты. Ледяные шлиры наследовали первичную пластово-клиновидную текстуру осадков. Горизонтальные шлиры льда начинали формироваться на верхней границе многолетнемерзлых пород, на небольшой глубине от подошвы сезонно-талого слоя в условиях избыточного увлажнения и приспосабливались к поверхности торфяно-супесчаных пластов. Затем, по мере накопления осадков и поднятия кровли многолетнемерзлых пород, ледяные кристаллы этих шлиров наследуют полости, которые обычно появляются в мерзлой породе при увеличении размеров ледяных тел.

Пластовые залежи инъекционного типа формируются в процессе внедрения масс воды или плывуна в толщу промерзающих или уже мерзлых глинистых пород. Для образования таких залежей необходимо:

- наличие в промерзающем глинистом массиве водоносных песчаных горизонтов, в которых вода находится под давлением, способным деформировать кровлю и нарушить первичное залегание глинистых пород;
- наличие ледогрунтовых образований, в которых в процессе инъекции образуются складки разных размеров и зоны раздробленных льдонасыщенных пород в кровле и по краям залежи.

Г. И. Дубиков считал, что характерные для залежей этого типа следы пластических деформаций и разрывных нарушений во льду не противоречат законам механики льда и льдистых мерзлых пород и согласуются с инъекционной гипотезой. К этому же типу относятся и залежи массивного льда в виде пластов (горизонтальных и наклонных) и лакколлитов в песчаных пачках, подстилаемых глинистым водоупором (табл. 8.2).

Инъекционные льды залегают в линзовидной, пластовой, штоковой форме, аналогичной интрузивным телам магматических пород (батолиты, лакколлиты, силлы, дайки и др.). В рельефе они выражены в виде гидролакколлитов высотой в 40...50 и даже 70 м при диаметре в несколько сотен метров. Эти формы рельефа в Якутии называют булгуньяхами, в Северной Америке они получили эскимосское название — пинго.

Таблица 8.2

**Характеристика инъекционного типа пластовых залежей льда
Западной Сибири (по Г.И. Дубикову)**

Характеристика	Описание
Условия залегания, морфология льдов и соотношение с вмещающими породами	Интрузивные линзы, пласты, лакколиты или штоки располагаются согласно или с несогласием в песчаных пачках или в зоне контакта глинистых пород с песками и коренными породами. Глинистые породы кровли и боковых контактов дислоцированы, имеют признаки внедрения пльвуна или свободной воды: – по напластованию пород разного состава без существенного нарушения их текстуры; – снизу вверх в ослабленные зоны и трещины с образованием локальных участков дробления и смятия в микроскладки пород над залежами льда. Толщина залежей измеряется метрами, протяженность до 20...50 м; залегают на глубинах до 10...30 м в отложениях среднего-позднего плейстоцена
Текстура	Лед глыбового сложения, молочно-белый, с большим количеством пузырьков газа. В контактной зоне количество пузырьков уменьшается в 5–10 раз. Текстура льда пузырчатая, минеральных примесей нет или очень мало
Структура	Лед крупнокристаллический, объем кристаллов до 10 см ³ , диаметр газовых пузырьков 2...6 мм. Структура равномерная крупнозернистая, с хаотической ориентировкой кристаллов
Минерализация и химический состав	Минерализация льдов до 50 мг/л (в среднем 30). Солевой состав имеет зависимость $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ и $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$

Напорная миграция обеспечивается при промерзании грубодисперсных пород, в которых образование льда-цемента сопровождается увеличением объема на 9 %, а избыток свободной воды отжимается от фронта кристаллизации в сторону наименьшего сопротивления. Если промерзающие грубодисперсные отложения подстилаются водоупорным слоем, вода скапливается по плоскости водоупора, внедряется в грунтовые слои и, замерзая, образует пласт или линзу льда. Если вода мигрирует в тонкодисперсные переувлажненные грунты под напором, то отложения превращаются в жидкую, пльвиную водно-грунтовую массу, которая при замерзании преобразуется в льдонасыщенный льдогрунт. Инъекции подземных вод и водогрунтовых масс могут происходить неоднократно, поэтому столь сложно строение ледяных интрузивных образований (рис. 8.22). Их основная часть относится к контакту глинисто-суглинистых отложений с подстилающими грубодисперсными песчаными и песчано-галечными образованиями (рис. 8.23–8.25).

Распределение минерализации поровых вод и водных вытяжек в глинах, перекрывающих пласты льда, имеет сложный характер. В районе оз. Нейто она достигает максимальных значений в интервале 12...16 м, затем неуклонно

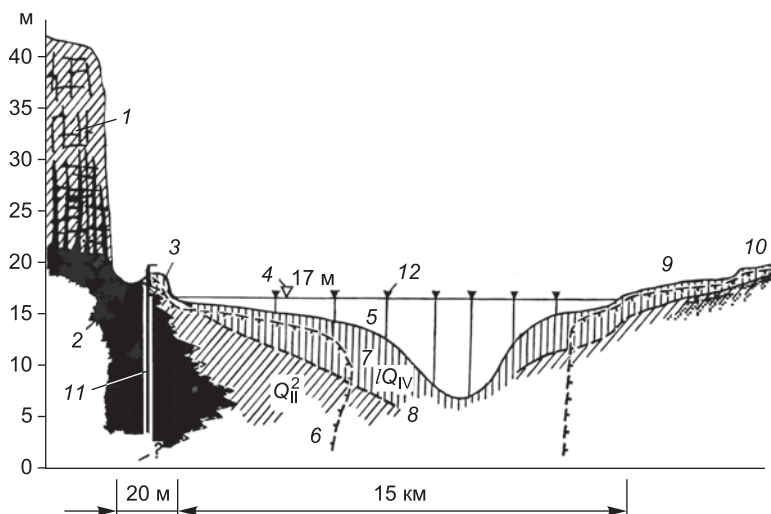


Рис. 8.22. Пласт инъекционной залежи льда без дизъюнктивных нарушений перекрывающих пород. Северный Ямал, западный берег оз. Нейто (рисунок автора):

1 — мерзлые супесчано-суглинистые отложения; 2 — пластовая залежь льда; 3 — вал оттаявшей и сползшей по склону грунтовой массы; 4 — абсолютная отметка уреза воды в озере; 5 — уровень дна в озере; 6 — кровля мерзлых пород; 7 — донные озерные отложения; 8 — кровля отложений салехардской свиты (морские (m), ледово-морские (mg) отложения, средний неоплейстоцен ($P_{2.4}$)); 9 — озерная пойма; 10 — первая озерная терраса; 11 — скважина колонкового бурения (глубиной 17,5 м); 12 — точки измерения глубины озера и отбора проб воды

снижается по мере приближения к пласту льда. Эта закономерность в распределении солей на границе раздела двух сред «мерзлый грунт — пластовый лед» прослеживается во всех разрезах с пластами льда. Изменение минерализации поровых вод и водных вытяжек по глубине увязывается с льдонасыщенностью пород. Наибольших значений засоленность достигает в глинах с минимальной льдистостью, т. е. в том горизонте, из которого в процессе промерзания породы к фронту промерзания грунтовая влага мигрировала вверх, повышая концентрацию растворов в порах еще не промерзших грунтов.

Минерализация текстурообразующих льдов в глинах невысока и сокращается по мере приближения к пласту льда. Тип воды от хлоридно-натриевого в верхах глинистой толщи изменяется до хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого в шлирах льда на контакте с пластом льда. Увеличение минерализации текстурообразующего льда в верхней части разреза сопровождается ростом содержания хлор-иона. По всему разрезу в текстурообразующем льде содержание натрия преобладает над содержанием кальция и магния.

Существенны различия и в химическом составе льда залежей. Суммарная минерализация и содержание иона хлора закономерно возрастают

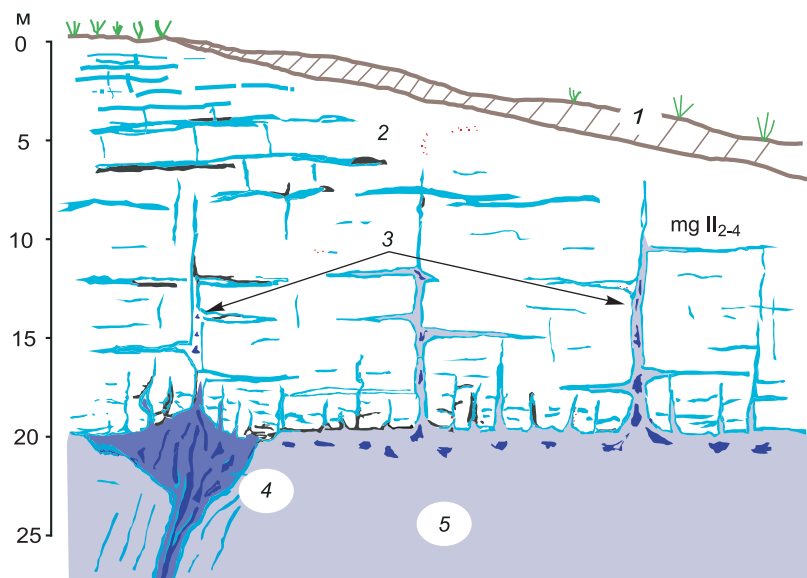


Рис. 8.23. Пластовый инъекционный лед в обнажении оз. Нейто, северный Ямал (рисунок автора):

1 — покровный суглинок; 2 — голубовато-серые суглинки с сетчатой криогенной текстурой; 3 — штоки инъекционного льда с ксенолитами голубовато-серого суглинка; 4 — шток вторичной льдогрунтовой инъекции; 5 — стекловидный прозрачный лед



Рис. 8.24. Кровля инъекционного пласта льда в морских отложениях среднего неоплейстоцена (оз. Нейто, северный Ямал). Фото автора



Рис. 8.25. Фрагмент кровли инъекционного льда с льдогрунтовым штоком повторной инъекции (оз. Нейто, северный Ямал). *Фото автора*

от льда типа I к III вместе с увеличением количества минеральных примесей, преобладающий гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый тип воды сменяется хлоридно-натриевым или хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым, содержание ионов Na^+ значительно преобладает над содержанием ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} ; особенно велика эта разница в залежах ледогрунта. Солевой состав льдов пластовых залежей присущ водам морского типа.

Верхние слои льда менее минерализованы и формировались при медленной кристаллизации воды; повышенная засоленность льда в основании пластов у контакта с подстилающими породами указывает на его образование из более минерализованной (в результате криогенного концентрирования) воды. При замерзании морской воды около 80 % солей вытекает из льда в виде рассола. Когда температура льда выше -15°C , под действием силы тяжести содержащийся в ячейках рассол мигрирует вниз, в направлении более высокой температуры. Этот процесс идет тем быстрее, чем выше температура льда. Это положение, исследованное для морских льдов, применимо к подземным льдам и объясняет относительно низкую их минерализацию по сравнению с минерализацией поровых растворов вмещающих засоленных пород.

Сравнение результатов химического исследования поровых растворов пород, текстурообразующих и пластовых льдов в контактном горизонте «глина — пластовый лед» свидетельствует об однотипном хлоридно-натриевом

и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевом составе поровых растворов, пластовых и текстурообразующих льдов и сходной минерализации пластовых и текстурообразующих льдов. Этим подтверждается существование гидрохимической взаимосвязи текстурообразующих и пластовых льдов с поровыми растворами, заключенными в мерзлых глинах: *и текстурообразующие, и пластовые льды образовались из воды, содержащейся в промерзавших осадках на ранних этапах диагенеза.*

Подземный лед в таком случае следует рассматривать как элемент диагенетического преобразования водонасыщенных морских осадков в процессе их криогенной дифференциации на минеральные агрегаты, текстурообразующий, цементный и пластовый лед.

Криогенные текстуры пород, вмещающих пластовый лед, и структура льдов. В глинистых толщах пород над пластовыми льдами возникает характерная сетчатая криогенная текстура с закономерно возрастающими по глубине размером минеральных ячеек, толщиной шлиров льда, влажностью минеральных отдельностей и льдистостью породы (см. рис. 8.23–8.25). Особенно заметны изменения и в строении текстурообразующего льда, установленные в работах Г. И. Дубикова и А. Н. Хименкова. Размеры кристаллов льда в горизонтальных шлирах увеличиваются с глубиной. При приближении к пласту льда объем кристаллов резко возрастает от 0,04 до 20,6 см³ у контакта с пластом льда. Независимо от толщины горизонтальных шлиров размеры кристаллов льда в них вдоль плоскости шлира всегда больше размеров в поперечном сечении. Вполне вероятно, что это указывает на формирование горизонтальных шлиров льда при высоких температурах промерзания и постоянном поступлении воды.

Строение вертикальных шлиров льда в грунте над пластовыми залежами более сложно. В них выделяется до 2–3 зон кристаллов разных размеров; к границам разделов зон прилегают грунтовые и воздушные включения разной формы. В верхней части горизонта крупносетчатых текстур (в интервале глубин 9,5...10,5 м) наблюдаются две генерации кристаллов, различных по размерам и ориентировке. Мелкие кристаллы вытянуты от стенок трещин к центру, причем их площадь в плоскости, параллельной плоскости шлира, меньше, чем в направлении роста. Этот факт свидетельствует о формировании кристаллов в условиях быстрого охлаждения. Крупные кристаллы льда, возникавшие на первом этапе промерзания породы, с глубиной выклиниваются и ниже определенной глубины исчезают. Толщина вертикальных шлиров здесь увеличивается, а размеры и морфология кристаллов становятся более однородными. Отмечающиеся следы дробления кристаллов, скопления примесей грунта и воздуха, выклинивание одних вертикальных зон кристаллов и появление других указывают на вторичные динамические процессы при формировании вертикальных шлиров льда.

Характер контакта между вертикальными и горизонтальными шлирами льда разный. Он может не иметь четких границ, когда размеры и форма кристаллов льда в вертикальных и горизонтальных шлирах одинаковы, или обладать резкими, четкими границами, когда кристаллы льда различаются

по форме и размерам. Контакты второго типа характеризуют процесс вторичного растрескивания, инъекции воды и формирования кристаллов льда новой генерации. В целом по разрезу размер кристаллов льда в вертикальных шлирах меньше, чем в горизонтальных, хотя толщина первых, как правило, значительно больше. Такое несоответствие Г. И. Дубиков предположительно объяснял тем, что горизонтальные шлиры льда формировались в процессе одноразового льдовыделения, а вертикальные — многоразового.

Отмеченные структурные особенности текстурообразующего льда указывают на принципиально иное, не сегрегационное, льдообразование в вертикальных шлирах. Они свидетельствуют о механизме роста льда, характерном для трещинных ледяных жил.

Инъекционный лед в виде мономинеральной породы слагает ядра гидролакколитов, где сплошная линза льда обычно расслаивается по его периферии, чередуясь с прослоями минерального грунта. В наиболее выпуклой части лед бугров иногда пронизан вертикальными ледяными жилами.

В своем типичном виде лед инъекционного пласта чистый и прозрачный, в основании внедрения встречаются языки и струйки мелких минеральных частиц, у контактов — ксенолиты и разрозненные частицы грунта, остатки растений, торфа. В совершенно прозрачном льде иногда встречаются отдельные гальки и валуны, вмерзшие в него некогда своей верхней частью и поднятые при последующем пучении с подстилающего валунно-галечного слоя. Ш. Ш. Гасанов в строении ледяных бугров выделяет внешнюю стекловидную оболочку с малым содержанием примесей и внутреннее пузырчатое ядро с большим количеством минеральных примесей и воздушных включений. Слои стекловидного и пузырчатого льда чередуются.

В инъекционном льде встречаются воздушные включения, которые располагаются слоями параллельно кровле пласта или образуют вертикальные, косые и неправильные сгущения. Форма газовых пузырьков разнообразная: сплюснутая, сферическая, цилиндрическая, нитевидная. Иногда в крупных ледяных лакколитах пузырьки расположены радиально и создают радиально-лучистую текстуру льда. Крупные пузырьки нередко концентрируются в апикальных частях ледяных лакколитов в результате повышенного выделения газов при замерзании воды. Нередко в этих частях образуются крупные воздушные полости. В зависимости от количества газовых включений плотность льда колеблется от 0,900...0,908 г/см³ там, где пузырьков мало, до 0,800...0,838 г/см³ в слоях с большим их количеством.

В сезонных буграх чистый прозрачный лед имеет явно выраженную вертикальную призматически-зернистую структуру. В крупных гидролакколитах структура льда составлена очень крупными зернами (1...16 см в поперечнике) с хаотической кристаллографической ориентировкой. При медленном промерзании кристаллы инъекционного льда достигают нескольких десятков сантиметров. Иногда наблюдается слабо выраженная тенденция к линейной вертикальной и к поясной горизонтальной ориентировке кристаллов.

Ш. Ш. Гасанов выделяет повторно-инъекционный лед в виде интрузивных пластов толщиной 6...8 м и поперечником до 300 м в верхних горизонтах

мерзлых толщ. Льды формируются сначала под действием гидростатического напора подземных вод, а затем в результате напорной миграции воды и разжиженного грунта из замкнутой системы.

Основной признак строения повторно-инъекционных залежей — чередование слоев чистого пузырчатого льда и льдистого грунта. Слоистая текстура пласта нередко деформирована в складки смятия взаимопараллельных и разноориентированных слоев. К периферии ледяной залежи закономерно возрастает количество грунтовых примесей.

В строении инъекционных ледяных залежей в грунтовых незасоленных толщах всегда отмечаются следы напорного внедрения воды. Такая залежь видимой мощностью более 15 м исследована Е. Г. Карповым в низовьях Енисея у пос. Таб-Саля в основании разреза 20-метровой каргинской террасы (рис. 8.26). Лед перекрыт ленточными глинами, а подстилается мелкозернистыми песками. Лед стекловидно-прозрачный, с включением ксенолитов светло-серых ленточных глин. Ледяные штоки внедряются в ленточную глину в виде расширяющихся кверху грибообразной формы фигур. Сами слои глины разорваны и сдвинуты по обе стороны ледяного штока с амплитудой до 1 м. Такая текстура свидетельствует о внедрении в промерзающую толщу подземных вод под большим напором, что и приводит к разрывным нарушениям грунтовых слоев и отрыву ксенолитов.

Е. Б. Белопухова и А. Н. Минаев описывали крупные гидролакколиты высотой до 30 м на водораздельной равнине в бассейне р. Ярудей, относящиеся к трещиноватым опоковидным палеогеновым глинам. Ледяные ядра бугров

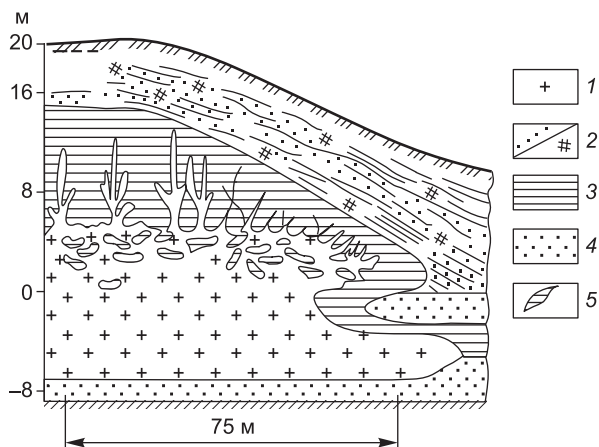


Рис. 8.26. Ледяная пластовая залежь инъекционного генезиса близ пос. Таб-Саля в низовьях Енисея (по Е. Г. Карпову):

1 — инъекционный лед с грибообразными ледяными штоками, внедряющимися в ленточные глины, перекрывающие пласт; 2 — глинистые пески с растительным детритом; 3 — ленточные глины; 4 — подстилающие пески; 5 — ксенолиты ленточных глин во льду

представлены преимущественно чистым льдом, иногда льдистым (до 60 %) несортированным грунтом.

С. П. Сулов исследовал неслоистые ледяные тела с включениями газа и суглинка в буграх мощностью до 10 м и протяженностью более 20 м в районе оз. Лама (южнее г. Норильска). Располагаются они вдоль берега озера через 100...200 м друг от друга, обычно в песчаных слоях с гравием. Такие бугры формировались, скорее всего, при промерзании пород в местах повышенной тектонической трещиноватости пород гор Пutorана.

В. В. Рогожиным обнаружено около 200 многолетних бугров пучения с ледяными ядрами на площади около 1,5 км² в зоне тектонического разлома и выхода подземных вод (северо-западная часть Сибирского плоскогорья в долине, соединяющей озера Кета и Накомьякен).

Широко развиты инъекционные льды в гидролакоколитах, возникших в озерных котловинах при промерзании замкнутых подоцерных таликов в пределах водоразделов и древних речных террас. В низовьях Енисея близ пос. Мессояха Е. Г. Карповым обнаружен и описан гигантский булгуннях (высота 22,5 м, основание 176×286 м), расположенный на дне хасырея. Ледяное ядро видимой мощностью более 20 м представлено плотным прозрачным стекловидным льдом без видимых минеральных включений, с редкими пузырьками воздуха. Верхняя часть ледяного тела (на глубине 6,8...8,1 м) представлена льдогрунтом с преобладанием льда.

Похожие ледяные залежи исследовал А. А. Григорьев на реках Алдан и Вилуй, М. Н. Аврамчик, В. Н. Сакс, Е. Г. Карпов в низовьях рек Енисея и Пясины, Ю. Ф. Андреев и Ж. М. Белорусова на Тазовском полуострове; Ю. Т. Уваркин, Н. Г. Оберман, Я. В. Неизвестнов, В. А. Усов на Европейском Севере, Полярном Урале и Пай-Хое, Х. П. Лаптев на равнине между Нордвиком и устьем р. Хатанги, П. А. Соловьев на Лено-Амгинском междуречье.

А. Б. Чижов исследовал в Якутии пласты инъекционного льда в ордовикских отложениях, где лед с пузырьками воздуха заполняет трещины в мерелях до глубины 40...60 м.

В области денудации и сноса криолитогенез пластовых залежей льда с точки зрения процесса льдообразования выражен в морфологии пластов слабее, чем в разрезах поверхностей активного современного или древнего закончившегося накопления осадков. Главные генетические аспекты формирования пластовых залежей льда в рыхлых отложениях хребта Пай-Хой рассмотрены нами по материалам Н. Г. Обермана (см. рис. 8.15, Д-Ж).

Большинство залежей, относящихся к зонам тектонических разломов, располагаются цепочкой вдоль них подобно наледным линиям. Ледяные залежи вскрыты в эпикриогенных поздне- и среднеплейстоценовых морских и ледово-морских толщах. Пласты льда сверху перекрыты суглинистыми породами и подстилаются песчаными, залегающими на контакте с коренными породами на глубинах от 5 до 115 м.

Крупные размеры залежей (с учетом иногда сопутствующих им льдогрунтов) Н. Г. Оберман связывает с расположением их над узлами сопряжений

крупных тектонических разломов, на которых располагаются самые протяженные (до 2...5 км) пласты льда.

В кровле ледяных пластов отмечаются пологие сводовые складки, постепенно исчезающие с удалением от кровли ледяного пласта вверх по разрезу суглинистой толщи. В верхней части складок в суглинках фиксируются мало мощные слои сильнольдистых осадков с сетчатой криотекстурой. В подошве ледяных тел также отмечаются слои сильнольдистых суглинистых пород мощностью в несколько метров с сетчатой криогенной текстурой, но с более тонкими, чем в кровле, шлирами. Ниже этих слоев в песчаных породах криогенная текстура массивная.

Пластовые льды сложены невыдержанными по простирацию наклонными и чередующимися слоями бесцветного и грязно-серого льда толщиной 1...10 см. Бесцветный прозрачный лед содержит редкие линзы глинистых пленок, оплавленные (реже — угловатые) комочки суглинка и глины до 2...30 мм в поперечнике; порой фиксируются включения дресвы и щебня скальных пород. Грязно-серый лед состоит из слоев, в разной мере обогащенных глинистыми, пылеватыми частицами и упомянутыми выше включениями.

Наблюдаемые резкие изменения углов наклона слоев внутри пластовой ледяной залежи мало совместимы с возможным предположением о ее сегрегационном генезисе. Нередко противоречат ему и фактические глубины залегания льдов, порой многократно превышающие предельные глубины льдовыделения в закрытых системах. Вместе с тем локальное развитие во льду горизонтальной слоистости отражает некоторое участие в его образовании сегрегационного процесса, т. е. Н. Г. Оберман предполагает сегрегационно-инъекционный генезис ледяных пластов на самых поздних стадиях формирования залежи.

Во льдах, залегающих на глубинах ниже 20...30 м, газовых включений практически нет. Они отсутствуют и в инъекционных залежах наледных полей, формирующихся при замерзании движущейся под напором подземной воды в замкнутых полостях.

Н. Г. Оберман подчеркивает, что наиболее крупные ледяные залежи Полярного Урала преимущественно внутригрунтовые, инъекционные. Он объясняет это следующими причинами.

1. Залежи относятся к зонам тектонических разломов, залегают в поздние и среднеплейстоценовых морских и ледово-морских эпикриогенных толщах. Залегают на контакте перекрывающих их суглинков и подстилающих их песков, а местами на коренных скальных породах; имеют резкие углы падения; в кровле пластов — пологие сводовые складки. Глубина залегания пластов колеблется в пределах от 7...8 до 78...80 м (183...236 м абс). Мощность ледяных тел составляет в среднем 20...30 м и достигает 50 м вместе с льдонасыщенными зонами над кровлей и под подошвой пласта. Максимум мощности наблюдается над тектоническими разломами и узлами их сопряжений.

2. Возраст пластов льда, залегающих в верхней 30...40-метровой части разреза, может оказаться доголоценовым для основной массы изученных объектов, поскольку глубина протаивания здесь в голоценовый оптимум была гораздо меньше.

3. В кровле ледяных пластов фиксируются зоны высокольдистых осадков с сетчатой криотекстурой. В подошве обычно отмечается сетчатая текстура в менее мощной зоне льдистых осадков, но с более тонкими шлирами.

4. Структура льда пластовых залежей монолитная кристаллическая. В данных льдах на глубинах 20...30 м отсутствуют газовые включения, что вполне присуще инъекционным залежам, как и включения дресвы и щебня скальных пород. В прозрачном чистом льде кристаллы покрыты тончайшей глинистой пленкой, в грязно-сером льду — прослойки тех же глин, но с включениями каменного материала. При медленном промерзании водной массы растущие кристаллы успевают оттеснить к своим контактам глинистую муть, а при быстром все включения фиксируются во льду в момент замерзания. Локальное развитие во льду горизонтальной слоистости отражает малую скорость замерзания водной массы.

5. В химическом составе льда пластов отмечается значительно более высокая минерализация и отличающийся от состава современных ледников гидрокарбонатный натриевый состав; хлоридный натриевый состав при формировании залежей льда в условиях морского климата; гидрокарбонатный кальциевый — в континентальной обстановке; повышенная минерализация расплава там, где в льдообразовании участвовали воды более глубокой циркуляции (над зонами разломов).

Криодиапировый тип инъекционных пластовых залежей льда, возникших при внедрении напорных вод и грунтового раствора в мерзлую толщу, фиксируется в разрезах вмещающих пород по наличию складок и разрывов сплошности ледяного пласта (рис. 8.27).

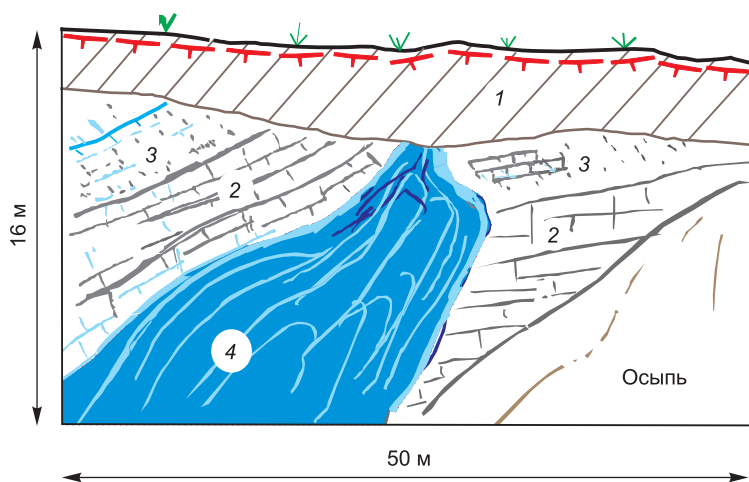


Рис. 8.27. Пласт инъекционной залежи льда с разрывными (дизъюнктивными) нарушениями в мерзлой грунтовой толще. Ямал, р. Юрибей (зарисовка автора по фотографии В. Г. Кудряшова):

1 — покровный суглинок; 2 — серые морские суглинки с сетчатой криотекстурой; 3 — желтовато-серые косослоистые прибрежно-морские пески; 4 — пласт льда

В отложениях о. Колгуев (см. рис. 8.15, А) М. А. Великоцким исследованы пластовые залежи льда в мощной песчаной пачке отложений, залегающих с размывом на раннеплейстоценовых светло-серых плотных глинах, с валунами, галькой, обломками скальных пород и каменного угля, створками раковин и фораминиферами.

Ледяные залежи в разрезе песков среднечетвертичного возраста имеют форму горизонтальных пластов мощностью 0,5...2,0 м и протяженность до 50...100 м. Песчано-ледяные пласты смяты в сложные антиклинальные складки с размахом крыльев около 50...80 м и высотой до 5...8 м. В этом разрезе (в 5 км севернее устья р. Саучихи) на глубине 8...12 м от поверхности вскрываются следующие образования льда:

0...0,8 м — лед брекчий, прозрачный, крупнокристаллический. Длина кристаллов 15...20 см, толщина кристаллов 5...10 см;

0,8...1,5 м — переслаивание льда прозрачного, стекловидного с прослойками красного льда, содержащего крупинки и обломки выветрелых красноватых песчаников. Толщина прослоек красного льда 2...5 см, прозрачного льда — 0...15 см;

1,50...1,75 м — прозрачный лед с тонкими прослойками минеральной мути в виде ленточек и линзочек, расплюснутых в ледяном слое;

1,75...2,1 м — лед брекчий, прозрачный, крупнокристаллический.

М. А. Великоцкий показал, что в одном разрезе существуют несколько генетических типов льда. Присутствие во льду минеральной мути из местных источников, совместная деформация ледяных и песчаных прослоев (сложные антиклинальные складки и следы межслоевых движений) свидетельствуют о внутригрунтовым происхождении пластовых льдов. Эти складчатые грунтово-ледяные образования могли возникнуть и сохраниться до сих пор со времени их формирования в среднечетвертичное время.

Пластовые залежи миграционно-инъекционного типа образуются в процессе миграции воды в тонкодисперсных грунтах и инъекциях напорных вод в мерзлую толщу, замерзающих при охлаждении ниже 0 °С (табл. 8.3).

Такой тип пластовой залежи исследован А. Н. Хименковым в разрезе II морской террасы у п. Харасавэй (Северный Ямал), где вскрывается линзообразная суглинистая толща прибрежно-морских осадков, подстилаемая переслаивающимися супесчано-песчаными отложениями (рис. 8.28).

Криогенная текстура глинистых отложений слоистая, слоисто-сетчатая и сетчатая, льдистость достигает 40 %. Встречаются изометричные гнезда льда размером 10...15 см. Размеры кристаллов ледяных включений с воздушными минеральными примесями изменяются от 3...5 см до 2...5 мм.

Льдистость в линзе суглинков резко уменьшается на глубине 5...6 м до 2...3 %. Сетчатые и слоисто-сетчатые криотекстуры переходят в горизонтальную неполнослоистую тонкошлировую криотекстуру.

На контакте линзы с подстилающими супесчано-песчаными отложениями льдистость увеличивается до 5...10 %. Здесь наблюдается зона сетчатых криотекстур шириной около 2 м. Толщина вертикальных шлиров в нижней части 2...3 см, кверху они утоньшаются и выклиниваются. Расстояние между ними

20...40 см. Расстояние между горизонтальными шлирами 10...20 см. Вертикальные шлиры имеют осевые швы, в которых наблюдается увеличение минеральных примесей. Во льду много воздушных включений, от чего он имеет белесую окраску. Иногда в вертикальных шлирах наблюдаются минеральные примеси в виде серий полос, вытянутых в вертикальном направлении. Они залегают внутри льда, утоньшаяся и выклиниваясь в верхней части. А. Н. Хименков рассматривает их формирование как результат инъекционных процессов.

Пластовая залежь подземного льда, залегающая на глубине 5...6 м, подстилается супесчаными и песчаными отложениями. Мощность залежи 2 м, видимая длина около 10 м. Лед залежи слоистый. Слой льда толщиной 10...15 см и длиной 1,5...2,0 м чередуется с прослоями песка толщиной 1...5 см. Лед чистый с небольшим количеством воздушных и минеральных включений. Контакт с перекрывающими отложениями четкий, ровный, без нарушений.

На контакте с подстилающими песчаными отложениями в другой части разреза расположена льдонасыщенная зона, протянутая вдоль берега более чем на 100 м. Кровля ее залегают до высоты 7...8 м от уровня моря. По мере удаления от центральной части глинистой линзы кровля льдонасыщенной зоны опускается ниже и ниже. Верхний контакт льдонасыщенной зоны с перекрывающими глинистыми отложениями неровный, но резкий.

Таблица 8.3

Характеристика миграционно-инъекционных пластовых залежей льда Западной Сибири (по Г.И. Дубикову)

Характеристика	Описание
Условия залегания, морфология льдов и соотношение с вмещающими породами	Самые сложно устроенные залежи пластовых льдов из пластов слоистого льда, осложненных лакколитами и штоками массивного льда и льдогрунта. На фоне протяженных горизонтально-слоистых пластов льда наблюдаются куполовидные складки или штоки, разрывающие пласты льда. Ядра складок сложены массивным и слоистым льдом, смятым в микроскладки, а крылья складок — слоистым льдом. Вмещающие породы сильно деформированы над складками и меньше — под штоками; льдистый горизонт пород с вертикальными шлирами льда и сетчатой структурой прослеживается над всеми элементами залежи. Объем залежей льда достигает 40...80 млн м ³
Текстура	Текстура слоистая, пузырчатая и стекловатая у льда и полосчатая у льдогрунта. Соотношение пузырчатого, стекловатого и слоистого льда и льдогрунта в залежах различное
Структура	Лед крупнокристаллический, структура крупнозернистая неравномерная; объем кристаллов в слоях с грунтом и для пузырчатого льда 1...8 см ³ , для массивного льда стекловатой текстуры увеличивается до 200...3350 см ³
Минерализация и химический состав	Минерализация и химический состав пузырчатого и стекловатого льда аналогична первым двум типам. Минерализация льдогрунта и слоистого льда изменяется от 40 до 1180 мг/л (в среднем 140). Солевой состав имеет зависимость $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$ и $Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$

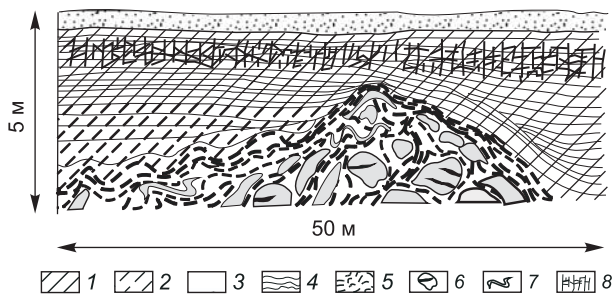


Рис. 8.28. Схема строения берегового обнажения II морской террасы с пластовыми льдами. Мыс Харасавэй, Северный Ямал (по А. Н. Хименкову):

1 — суглинок; 2 — супесь; 3 — песок; 4 — слоистость в суглинках и супесях; 5 — изометричные блоки льда; 6 — ледогрунт со следами течения; 7 — вытянутые ледяные тела, залегающие согласно слоистости ледогрунта; 8 — льдистый горизонт в верхней части суглинков

Строение льдонасыщенной зоны весьма сложное. Слоистость льда составлена чередованием слоев темного чистого льда и ледогрунта толщиной от нескольких миллиметров до 10...20 см. Залегание слоев разнообразное — горизонтальное, вертикальное, косое, часто слои смяты в складки, но в целом прослеживается единое направление слоистости. Слои приподняты в сторону общего повышения поверхности льдонасыщенной кровли. В наиболее высокой части она переходит в горизонтальную, а ближе к центру глинистой линзы слоистость имеет обратный уклон.

Ледяные и ледогрунтовые тела разных размеров и формы находятся в сложных сочетаниях друг с другом (в центре рис. 8.28). Массивные ледяные тела изометричной формы размером в поперечнике от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров залегают в нижней части льдонасыщенной зоны. В блоках монолитного льда наблюдаются участки чистого льда и участки с большим количеством газовых включений. Кристаллы в монолитном льду с четкими ровными границами и изометричной формой и достигают в поперечнике 10...15 см. Во льду с большим содержанием воздуха размеры поперечников кристаллов 3...4 см.

Блоки монолитного льда разбиты трещинами, заполненными минеральными примесями. Структура кристаллов, находящихся рядом с трещинами, перестроена. Внутри кристаллов появляется полигональность. Кристалл делится на несколько прямоугольных секторов, по границам которых наблюдаются цепочки воздушных включений. Образование полигональности связано со значительными напряжениями сжатия, возникавшими при образовании трещин и нагнетании в них грунтового материала.

Ледяные тела со следами течения залегают согласно с вмещающими их слоистыми ледогрунтовыми зонами, достигают в длину нескольких десятков сантиметров и имеют самую разнообразную форму. В них отмечены

признаки течения льда — многочисленные сколы внутри ледяного тела, параллельные общей направленности слоистости вмещающей толщи. Имеются многочисленные трещины, обогащенные грунтовыми примесями и параллельные ориентировке сколов в кристаллах льда. Разрывные и пластические деформации соседствуют друг с другом, т. е. ледяные тела вовлекались в движение уже после того, как были сформированы в слоистой грунтовой массе. В ходе движения отдельные ледяные тела деформировались, отдельные части ледяных слоев разрывались и смещались относительно друг друга, образуя целые серии сильно искривленных ледяных лент. Такого рода ледяные тела расположены в самой приподнятой части льдонасыщенной зоны.

Местами перекрывающие отложения смяты перемещавшимися ледяными телами. На контакте с перекрывающими отложениями ледяные тела состоят из надвинутых друг на друга ледяных слоев. В структуре льда таких тел кристаллы имеют неровные границы, как бы затекают друг на друга. На контакте с грунтовыми прослоями их размеры резко уменьшаются. Вдоль зоны мелких кристаллов наблюдаются вытянутые более крупные кристаллы с очень неровными изогнутыми границами. Такая морфология кристаллов указывает на пластические деформации при смещении слоев льда друг относительно друга. Эти ледяные слои облекают сверху блок глинистой породы из перекрывающей толщи. Деформации перекрывающих отложений связаны с тем, что движущаяся льдогрунтовая масса выдавливала блоки породы из перекрывающих отложений и вовлекала их в себя.

Слоистые льдогрунты играют основную роль в формировании криогенного строения льдонасыщенной зоны. Грунтовые слои деформируют блоки массивных льдов, они вмещают и вовлекают в движение ледяные слои, деформируют вышележащую толщу. В них как бы взвешены грунтовые блоки из перекрывающих и подстилающих отложений. Слоистые льдогрунты пронизывают всю льдонасыщенную зону. Их влажность намного превышает предел текучести. Гранулометрический состав минеральной составляющей соответствует подстилающим отложениям. Образование слоистых льдогрунтов связано с медленным течением переувлажненных песков и супесей. Об этом свидетельствует их высокая влажность, а также многочисленные следы инъекций, связанных непосредственно со слоистыми льдогрунтами. Инъекционные процессы сформировали специфичную криогенную текстуру из древовидных ледяных образований, залегающих вкrest общему направлению слоистости. В нижней части толщина шпиров достигает 5 см, кверху они ветвятся и утоньшаются до 1...2 мм.

А. Н. Хименковым сделан вывод о внутригрунтовом происхождении этих пластов, формировавшихся на заключительной стадии перехода морских осадков в субаэральное состояние, когда начинали промерзать остаточные озера лагун приливно-отливной зоны лайды.

В прибрежной зоне регрессирующего морского бассейна остаются лагуны и заливы, в которых накапливались глинистые осадки. Промерзание лагунных отложений начинается с краевых частей, сложенных песками. При этом формируется неравномерная конфигурация фронта промерзания, при которой грунтовые воды отжимаются под глинистые осадки.

На первой стадии промерзания толщи формируется массивная криогенная текстура в песчаных грунтах, окружающих глинистые лагунные отложения. При промерзании верхней части лагунных осадков с большой начальной влажностью формируется льдистый горизонт.

На второй стадии промерзание увеличивает напор грунтовых вод в песчаных отложениях, подстилающих глинистые осадки. При достижении давления грунтовых вод, превышающего предел прочности глинистых отложений, формируются инъекционные криотекстуры.

На третьей стадии дальнейшее нагнетание воды под глинистые осадки собирает линзы воды, из которых возникли пласты льда. Там, где промерзание шло интенсивней, формирование пластовой залежи происходило при повторных инъекциях небольших порций воды по границе мерзлых и талых пород. Там, где промерзание происходило медленнее, накапливались линзы воды, из которых возникли пластовые залежи крупнокристаллического льда. Ледяное тело залегало согласно вмещающим породам.

На четвертой стадии промерзание массива и рост давления в промерзающем водоносном горизонте привело к выдавливанию водонасыщенных отложений вверх. При этом деформировались и включались в движение отдельные части ранее сформировавшихся ледяных тел. Медленно текущая водонасыщенная масса захватывала грунтовые блоки промерзших песков, отдельные куски перекрывающих отложений. Промерзала и сама движущаяся грунтовая масса, при этом формировались слоистые криотекстуры. Сложный процесс одновременного течения, замерзания и различного рода деформаций сформировал наблюдаемое криогенное строение. На фоне продолжающегося промерзания повышалось давление, и кровля льдонасыщенной зоны вблизи центральной (наиболее глубоководной) части линзы приподнималась.

Общая минерализация слоистых льдогрунтов близка к минерализации текстуробразующих льдов. Солевой состав имеет обычный состав анионов $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ и катионов $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, соответствующий морскому типу засоления. Наиболее опреснен чистый лед инъекционного пластового тела, залегающего в песках, подстилающих правую часть глинистой линзы.

В верхней части разреза пластовые и текстурные льды опреснены. Здесь в льдообразовании принимают участие поверхностные воды, на что указывает преобладание HCO_3^- среди анионов, но даже в этих льдах еще прослеживается влияние морского генезиса осадков, что выражается в значительном преобладании Na^+ и K^+ среди катионов.

Внутригрунтовые льды в нижней (эпикриогенной) части криогенетически неоднородной толщи (позднеплейстоценовые). Идея о возможности субмаринного криолитогенеза и связанного с ним роста дислоцированных ледяных пластовых залежей впервые была высказана А. И. Поповым, развивалась А. Д. Масловым, М. А. Великоцким, И. Д. Даниловым, Н. А. Шполянской, А. Н. Хименковым. Идея основана на известном факте: процесс осадкообразования повсеместно сопровождается подводным

оползанием накапливающихся грунтов, в результате которого в донных толщах отложений возникают пликативные дислокации. Такие дислокации образуются в переувлажненных слабо уплотненных толщах с прослоями плавунных и тиксотропных грунтов. При увеличении угла наклона поверхности дна вся движущаяся пачка осадков сминается в складки самых разных размеров, не только правильных, но и опрокинутых, и складок волочения, пологих и крутых. Пликативные дислокации прослеживаются на сотни метров по простиранию и на десятки метров по вертикали. В мерзлых толщах они характеризуются закономерным распределением шпирового льда вдоль седиментационных складок, а пластовые льды нередко составляют единое целое с вмещающими (дислоцированными в замках складок) отложениями. Такое соотношение дислокаций и льда свидетельствует о синхронности деформирования осадков и льдообразования. Этим пликативные дислокации отличаются от криодиапировых складок, которые возникали при напорной миграции в промерзающих дисперсных грунтах эпикриогенной толщи.

Характер залегания и текстурные особенности этих залежей указывают на их формирование в субаквальных условиях в процессе синкриолитогенеза донных осадков приглубых частей подводного берегового склона шельфа.

Пластовые залежи льда пликативно-дислоцированного типа образуются при отжати опресненных грунтовых вод из охлажденных засоленных тиксотропных грунтов в замки антиклинальных складок при подводном оползании грунтов над крыльями неотектонических положительных структур и замерзающих при охлаждении до $T_{bf} < 0^{\circ}\text{C}$.

М. А. Великоцкий и Ю. В. Мудров отмечают, что в разрезах позднечетвертичных морских отложений у пос. Харасавэй (Ямал) пластовые льды залегают согласно слоистости горизонтальных или дислоцированных пачек вмещающих отложений, всегда повторяют форму брахиантиклинальных складок и чаще всего относятся к верхним частям их крыльев или к замкам складок. Пластовые залежи обычно расположены в зоне контакта слоистых песков (супесей) и перекрывающих их плитчатых суглинков. Видимая мощность пластовых льдов обычно зависит от угла, под которым вскрыты ледяные тела относительно их простирания, а также от крутизны самого обнажения (рис. 8.29).

Видимая мощность пластового льда колеблется от 0,2...0,6 до 3...5 м, а по простиранию залежи прослеживаются на расстояние от 4...10 до 50...150 м. Тонкая слоистость внутри пластов льда ориентирована, как и сами пласты, параллельно слоистости вмещающих пород. Ледяные пласты первоначально залежали горизонтально, а затем вместе с вмещающими породами были деформированы.

Лед пластов имеет сложную текстуру и структуру. Первичная слоистость его и форма кристаллов значительно видоизменились в процессе деформации ледяных тел. Слоистость пластовых льдов представлена прослойками супесей и песков (от 0,22...0,50 мм до 3...5 см), которыми окаймляются плоские линзы льда толщиной от 3...5 до 50 см и длиной от 0,5 до 1,5 м с расплывчатыми контактами.

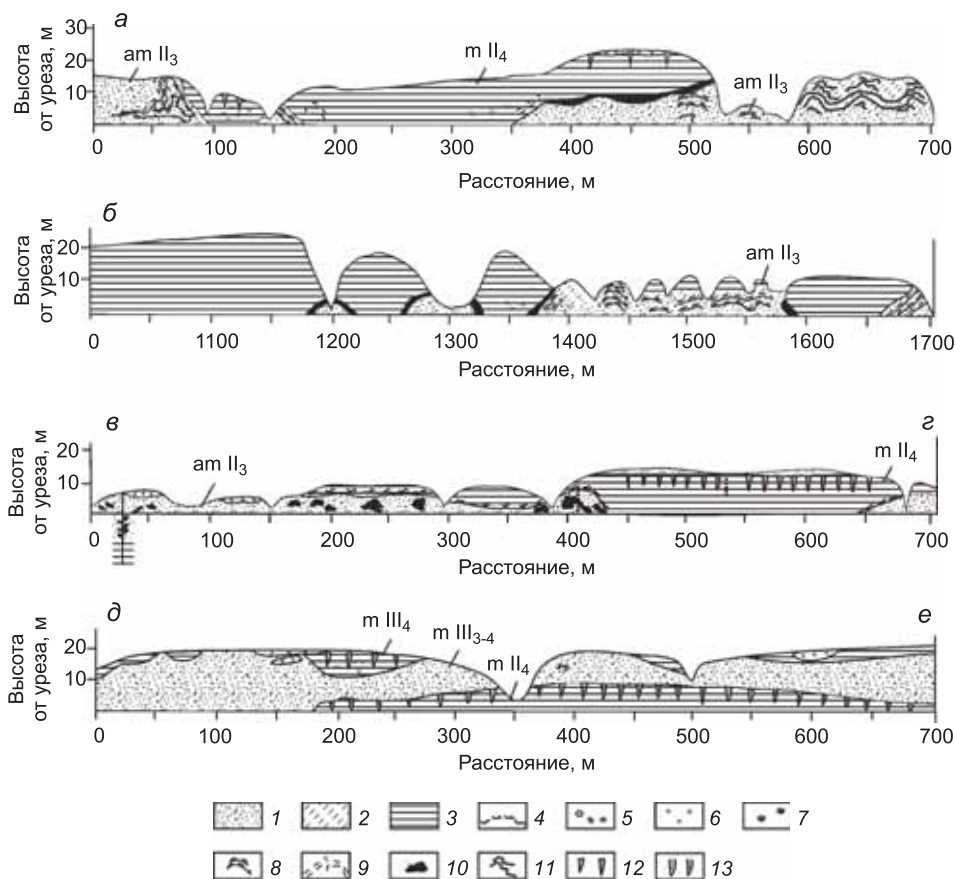


Рис. 8.29. Пластовые залежи в дислоцированных отложениях
(по М. А. Великоцкому, Ю. В. Мудрову):

а, б — обнажение «Черный берег» в 15 км к северу от мыса Бурунный; *в, г* — обнажение у пос. Харасавэй; *д, е* — обнажение близ устья р. Харасавэй; 1 — песок; 2 — супесь; 3 — глина; 4 — ленточноподобные суглинки; 5 — валуны; 6 — торф; 7 — створки раковин морских моллюсков; 8 — дислокации в слоистых песках; 9 — дислокации и зоны дробления в глинах; 10 — ледяные пласты; 11 — дислоцированные льдогрунты и ледяные шпильки; 12 — повторно-жильные льды; 13 — псевдоморфозы по повторно-жильным льдам

Создается впечатление, что включения комочков грунта в процессе деформаций льда сплюсываются и растягиваются. По особенностям строения выделены три характерных типа льда.

1. Чистый, прозрачный (стекловидный) лед с редкими плоскими (сплюснутыми) шестигранными пузырьками воздуха диаметром от 2...5 до 10 мм. Иногда во льде отмечаются замутненные грунтом прослойки и отдельные комочки грунта.

2. Мутный, непрозрачный лед молочно-белого цвета с множеством включений мелких пузырьков воздуха: сплюснутых, часто свернутых в спирали,

диаметром от 0,3 мм до 1...2 см и толщиной 0,5...1,0 мм, овальных, до 1...5 мм в поперечнике. В этом льде также наблюдаются прослойки и отдельные комочки суглинков.

3. Слоистый лед (льдогрунт), состоящий из чередования тонких прослоев льда, супеси, песка, иногда органики. Ледяные прослойки представлены чистым, прозрачным льдом толщиной от 1...2 мм до 10 см, с расплывчатыми неровными краями и насыщены удлиненными воздушными пузырьками (шириной 1...2 мм и длиной до 10 см), ориентированными поперек слоистости. Прослойки органики и минеральных частиц имеют нечеткие, расплывчатые, хлопьевидные очертания. Часто супеси и пески образуют мелкие плоские линзочки.

Стекловидный лед обычно выполняет нижние части крупных линз молочно-белого льда и кайму под супесчаными прослоями. Он состоит из крупных кристаллов размером от 5 до 15...20 см в поперечнике. Для прозрачного льда характерны вытянутые кристаллы, ориентированные поперек простирания ледяных слоев.

Мутный молочно-белый лед чаще всего встречается в виде обособленных линз, которые окаймляются тонкослоистым льдом или льдогрунтом. Подобная структура в ледяных пластах образуется под действием напряжений, возникающих при внутрипластовых течениях льда и смятии ледяных пластов. Молочно-белый лед состоит из крупных (до 20 см в поперечнике) и мелких (0,5...1,0 см) кристаллов. Из-за различного размера кристаллов ледяная линза часто имеет вид брекчии. Здесь наблюдается большое количество пузырьков воздуха размером от 1 мм до 2 см, с чем связан характерный белый, слегка мутноватый цвет. Отдельные скопления воздушных пузырьков собраны в гроздевидные скопления.

М. А. Великоцкий и Ю. В. Мудров отмечают, что в молочно-белом льде наибольшее количество солей наблюдается в середине линзы, а в прозрачном — в верхней и нижней ее частях.

Образование пластовых льдов в связи с развитием деформаций во вмещающих породах, по мнению М. А. Великоцкого и Ю. В. Мудрова происходит в песчаных водоносных горизонтах шельфа при наличии даже «вялой» слоистой мерзлоты в породах с отрицательной температурой.

Различный механический состав и засоленность обводненных горизонтов способствуют в этих условиях развитию сегрегационного льдообразования и накоплению горизонтально залегающих пластовых льдов с горизонтальной слоистостью в морских осадках, также горизонтально залегающих. По мере погружения морского дна и увеличения мощности перекрывающих отложений пластовые льды могут сохраняться под морем длительное время, так как на глубинах до 100 м и более сохраняются отрицательные температуры донных осадков (–1,6...–1,8 °C). Одновременно по мере накопления над песками суглинистых отложений создаются условия для возникновения в породах разного рода деформаций, и толща слоистых песков, перекрытых суглинками, вместе с ними и пластовыми льдами может оказаться дислоцированной. Льды при длительных нагрузках не обладают пределом длительной прочности

и текут при незначительных нагрузках, поэтому их наличие не только не препятствует, но даже способствует развитию конвективной неустойчивости в породах, еще не прошедших полной стадии диагенеза. Возможно также, что по мере промерзания линз воды, скапливающейся в мульдах развивающихся дислокаций, происходят дополнительные инъекции льда в мерзлые породы.

По мнению М. А. Великоцкого и Ю. В. Мудрова, пластовый лед первоначально формируется в горизонтальных слоистых песках между слоями мерзлых пород. Основной механизм образования пластовых льдов — сегрегационное льдовыделение. Пластовые льды дислоцируются вместе с вмещающими породами.

В 15 км к северу от мыса Бурунный на протяжении около 5 км в нижней части крутого обрывистого берега высотой 29...25 м обнажаются интенсивно дислоцированные светло-серые пески с прослоями супесей и суглинков и пластовыми льдами в кровле (см. рис. 8.29, а, б). Толща песков имеет неровную волнистую кровлю, наивысшие отметки которой достигают 15...18 м и резко опускаются под уровень моря. Мощность песчаной толщи составляет не менее 10...15 м. Местами диапировые складки песков проникают глубоко в перекрывающие глины.

В песках наблюдается слоистость нескольких типов: горизонтальная, косая, диагональная, перистая и волнистая (горизонтальная и наклонная). Здесь отмечаются прослойки хорошо сохранившегося торфа мощностью от 1...3 до 10...15 см. Пески мелкозернистые, кварцевополевошпатовые, хорошо отмые, с относительно низким содержанием легкорастворимых солей. Г. Н. Недешева определила здесь значительное количество фораминифер холодноводных арктических видов эльфидиевой группы, тяготеющих к опресненным участкам мелководного морского бассейна.

Вверх по разрезу слоистые пески постепенно переходят в слоистые супеси зеленовато-коричневого цвета. Супеси переслаиваются с тонкими песками и суглинками, насыщенными неразложившимися растительными остатками и вивианитом. В супесях наблюдается горизонтальная, горизонтальноволнистая и ленточноподобная слоистость.

Прослой песков и суглинков имеют подчиненное значение, их мощность колеблется от 1...3 до 5...10 см, мощность супесчаных прослоев достигает 0,6...1,0 м. Общая мощность слоистых супесей около 3...5 м. Кровля их поднимается над уровнем моря до 10...15 м и часто опускается под урез воды. Для песков и супесей характерны массивная и линзовиднослоистая или тонкослоистая криогенные текстуры, однако на отдельных участках, особенно на крыльях и в замках антиклинальных складок, криогенное строение резко изменяется.

Объем льда на таких участках резко увеличивается и значительно превышает объем вмещающих грунтов. Лед здесь развит как в виде мощных шлиров толщиной от 0,5 до 2,0...5,0 см, так и в виде частых наклонных и горизонтальных волнистых шлиров с пережимами.

Дислоцированные слоистые супеси вверх по разрезу постепенно переходят в серые суглинки с редкими включениями раковин морских моллюсков.

На подошве суглинистой пачки залегает маломощный (от 0,3...0,9 до 1,5 м) слой серых легких и средних суглинков с четкой ленточноподобной слоистостью. Эта слоистость хорошо подчеркивает деформации в кровле слоистых супесей и в подошве суглинистой пачки.

Закономерное чередование суглинистых, супесчаных и песчаных прослоев связано с ритмичностью поступления осадков в зону литорали в разные сезоны в годовом цикле осадконакопления: темно-серые суглинисто-глинистые осадки поступали зимой, супеси — весной и летом при обтаивании морских льдов, а грубые песчаные осадки — летом и осенью во время штормов. Осадки описываемого слоя отличаются повышенным содержанием морских солей и являются разновидностью ваттовой фации трансгрессивной серии осадков. Суглинки с ленточноподобной слоистостью переходят постепенно, без следов размыва в серые суглинки, содержащие валуны и раковины морских моллюсков. Для суглинков характерна волнистая и пloyчатая слоистость, представленная тонкими светлыми опесчаненными прослойками толщиной 1...3 см, невыдержанными по разрезу. Вверх по разрезу опесчаненность увеличивается, местами встречаются выдержанные по простиранию горизонтальные слои тонких песков мощностью до 50 см. Толща суглинков разбита трещинами на отдельности размером 25×40 см. Стенки трещин покрыты слоем вивианита толщиной 0,5...1,0 мм, а по трещинам наблюдаются мощные шпирь льда от 2...5 до 8...10 см толщиной.

Крупносетчатая (25×40 см) толстошлировая (толщина шпиров 5...10 см) криогенная текстура разбивает грунтовый массив на ромбоэдрические отдельности. Среднесетчатая (размеры ячеек 5...15 см) тонко- и среднешлировая (0,5...2,0 см) криогенная текстура дробит массив на плитчатые, иногда оскольчатые отдельности (размером 5×10×15 см). Объемная льдистость в этих грунтах составляет 15...20 %. Сетчатая криогенная текстура наблюдается обычно в нижней части разреза суглинистой толщи, а вверх по разрезу она постепенно переходит в среднесетчатую. Сетчатая ромбоэдральная криогенная текстура образована субвертикальными противоположно падающими ледяными шпирями, залегающими под углом 60...70° к горизонту. Толщина ледяных шпиров часто достигает 10 см и более. В вертикальных ледяных шпирях прослеживается один или несколько вертикальных осевых швов, к которым прилегают полосы мути или песчано-глинистые слои.

Во льду наблюдаются две разновидности воздушных пузырьков: нитевидные (толщиной 0,5 мм и длиной 1...2 см) и сферические (диаметр 1...3 мм). Нитевидные пузырьки располагаются горизонтально. Сферические пузырьки своими скоплениями подчеркивают горизонтальные плоскости раздела, чередующиеся каждые 5...7 см.

Ледяные субвертикальные шпирь относятся к диагенетическим трещинам. Лед шпиров чистый, мелкокристаллический (0,5...1,5 см). В плитчатых суглинках хорошо выражены горизонтальные шпирь льда толщиной 0,5...1,5 см. Вертикальные шпирь выражены гораздо хуже, обычно они отходят от горизонтальных и быстро выклиниваются. В горизонтальных шпирях лед чистый, прозрачный, с включением отдельных агрегатов суглинка

и мелких (0,5...1,0 мм) пузырьков воздуха, сложен небольшими кристаллами (0,5...0,1 см в поперечнике). Кристаллы льда часто окружены мутной оболочкой.

В. В. Орлянский изучал пластовые залежи на Харасавэйском побережье по профилю протяженностью около 80 км, проходящему по первой, второй и третьей морским террасам, а также в береговых обнажениях рек, озер и морского побережья. Залежи подземных льдов расположены в контактной зоне песчаных и глинистых отложений. Он отмечает тесную связь между формами и размерами ледяных тел и характером деформаций подошвы глинистой толщи. Линзовидные залежи льдов относятся к куполовидным деформациям на подошве глинистой толщи с расстоянием между крыльями складок на подошве в несколько десятков метров и амплитудой около 10...20 м (рис. 8.30).

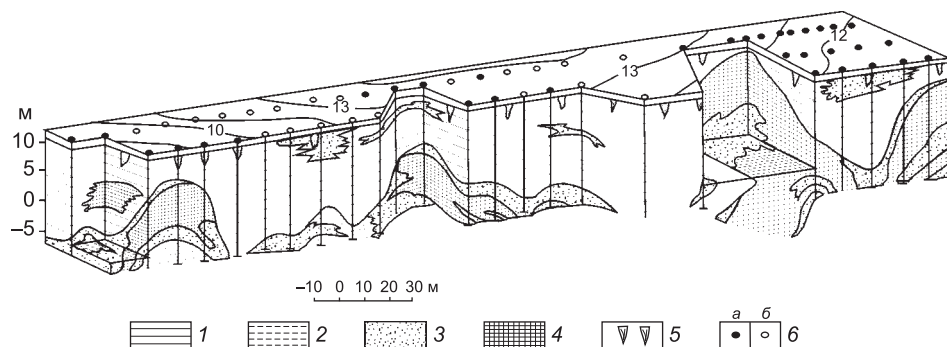


Рис. 8.30. Блок-диаграмма залежей подземных льдов в районе мыса Харасавэй (по В. В. Орлянскому):

1 — глины и суглинки; 2 — супеси; 3 — пески; 4 — иньекционные льды; 5 — повторно-жильные льды и льдопесчаные жилы; 6 — скважины, вскрывшие (а) и не вскрывшие (б) подземные льды

Отдельные «иньекции» льда здесь иногда проникают в глинистую толщу. Пластовые формы льдов наблюдаются в пологих складках, ширина их измеряется сотнями метров, а их амплитуда составляет 10...15 м и более.

Подземные льды, обнажающихся в абразионном уступе морского побережья в районе пос. Харасавэй, характеризуются преимущественно гидрокарбонатно- и сульфатно-хлоридно-натриевым составом с содержанием сухого остатка 10...80 мг/л.

Мерзлые пески здесь обладают высокой льдистостью и при оттаивании текут. Суммарная влажность песков изменяется от 18 до 31 % при среднем значении 24 % и полной влагоемкости 30...34 %. Глинистые грунты также льдонасыщены. Суммарная их влажность изменяется от 23 до 103 % при среднем значении 49 %. Осредненное значение максимальной молекулярной влагоемкости равно 25,5 %. Промерзание таких толщ в условиях ранней стадии диагенеза водонасыщенных осадков должно сопровождаться отжати-ем избытка вод в ослабленные зоны и их локализацией.

Эти явления В. В. Орлянский наблюдал в современных буграх пучения, формирующихся при промерзании замкнутых подозерных таликов на Тазовском полуострове. В буграх отмечались водно-ледяные ядра с напорными, иногда фонтанирующими водами. Он считал, что ледяные пласты сформировались в процессе промерзания водяных линз при повышенных давлениях в водяном пласте.

При порционном поступлении воды к фронту промерзания данный процесс льдообразования сочетается с образованием сегрегационных шлиров в минеральных грунтах. Этот тип промерзания свободно залегающих подземных вод объясняет слоистость текстур пластовых льдов, обилие в отдельных прослоях минеральной взвеси и пузырьков газа, наличие в них прослоев грунта.

При высоких давлениях кристаллизация переохлажденной воды происходит взрывообразно при значительном расширении объема и сопровождается инъекциями воды в ослабленные зоны. Такой зоной на исследованной площади была нижняя часть разреза глинистой толщи, промерзавшей вслед за промерзанием подстилающих ее песков и при более низких температурах. Именно так можно объяснить наличие куполовидных структур и сильно деформированные слои песков, глин и льдов на их контактах.

Но А. И. Попов писал о принципиально ином способе льдообразования таких пластовых залежей (см. главу 3).

Криолитологическая суть способа заключена в следующем. В поле отрицательных температур спокойно залегающие осадки (с поровой водой, температура замерзания которой ниже, чем у воды свободной) остаются в немерзлом состоянии неопределенно долгое время. Когда эти осадки деформируются, сминаясь в складки, из напряженного грунта высвобождается влага и при относительно невысокой минерализации превращается в лед. Поскольку водонасыщение осадка послойное, то и выделение, и отделение воды от него будут послойными. Так возникают шлиры льда на контактах деформированных слоев, образующих складки. Вода вместе с массой осадка перемещается в сторону «замков» складок, выделяется и скапливается здесь, а замерзая, образует ледяные линзы и прослои в вершинах антиклиналей и синклиналей пликтивных дислокаций.

Лед-цемент прочно армирует грунтовую толщу. Рисунок дислокаций тоже сохраняется. Таким образом, все сказанное А. И. Поповым позволяет логически и причинно увязать дислоцирование и льдообразование. При этом льдообразование выступает как следствие дислоцирования при определенной термической ситуации в бассейне.

Описанный процесс криолитогенеза с формированием льдистых дислоцированных толщ морских осадков А. И. Попов не относил ни к синкриогенному, ни к эпикриогенному его типу, а рассматривал в качестве самостоятельного специфического субмаринного типа криодиагенеза.

Многочисленные опубликованные данные по строению Марресальской ледяной залежи, изучаемой с 60-х годов прошлого века по настоящее время многими геологами, геокриологами и криолитологами, а также собственные

наблюдения были использованы автором и А. И. Гимельфарб для интерпретации развития пликативно дислоцированной толщи (рис. 8.31 и 8.32).

Формирование толщи прибрежно-морских осадков происходило на фоне постоянных неотектонических положительных движений. Примерно в 1 км южнее полярной станции Марресале проходит ось куполовидной структуры (см. рис. 8.31), а в разрезе мы видим строение отложений в сводовой части антиклинали и на ее крыльях разной крутизны. По мере роста тектонической структуры в позднем неоплейстоцене увеличивался угол падения слоев на ее крыльях. Разжиженные морские осадки способны течь уже при углах $1...2^\circ$ и удерживаются только благодаря структурным связям. Для начала движения грунтов необходима некая динамическая нагрузка или просто увеличение угла наклона слоев всего до $2...3^\circ$. В движение и складкообразование одновременно вовлекались толщи осадков мощностью не менее 15 м. Вблизи оси антиклинали поверхность остается практически горизонтальной, здесь не отмечается заметных деформаций слоистости. И мы видим в разрезе, что дислокации относятся к ее крыльям, опрокинутые складки также указывают на направление оползания осадков: на север в северной части разреза и на юг — в южной. Аналогичные процессы происходят одновременно на разных уровнях; амплитуды складок изменяются от 20...30 см до 8...10 м, но природа у них одинаковая.

Деформирование осадков на подводном береговом склоне служит непосредственной причиной льдовыделения и их перехода в мерзлое состояние. Разрушение тиксотропных связей в грунте сопровождается выделением большого количества опресненной воды, температура начала ее замерзания скачкообразно повышается, вода оказывается в переохлажденном состоянии.

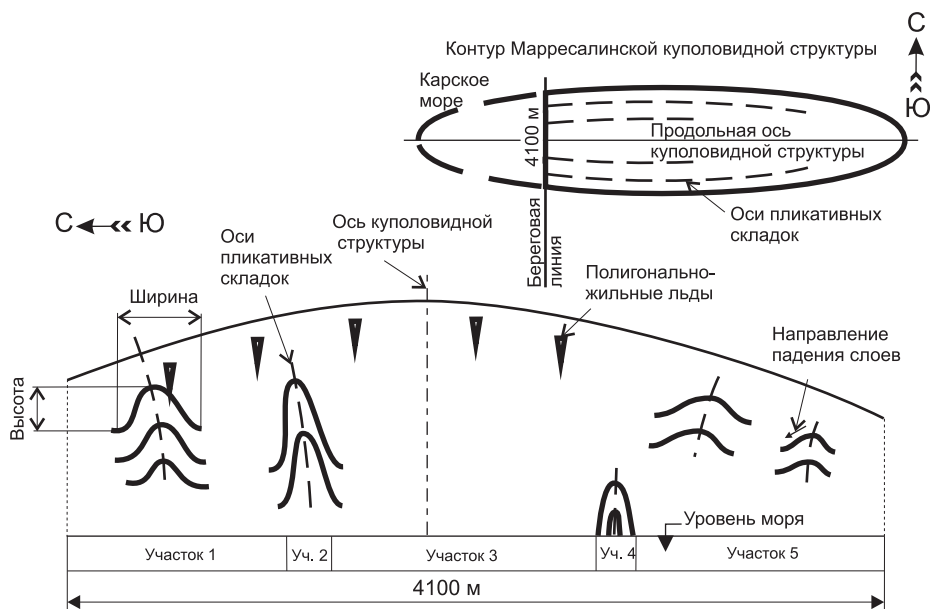


Рис. 8.31. Схема строения Марресальской куполовидной структуры

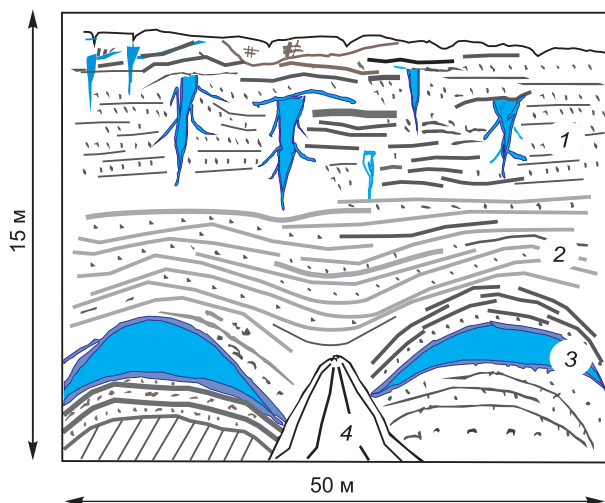


Рис. 8.32. Пласт пликативно дислоцированной залежи льда. Мыс Марресале, Ямал:

1 — желтовато-серые прибрежно-морские пески с синкриогенными полигонально-жильными льдами; 2 — пологоскладчатая толща переслаивания мелких и пылеватых песков, супесей и суглинков с тонкошлировой слоистой криогенной текстурой; 3 — линзы льда в замках антиклинальных складок; 4 — осыпь

Наиболее значительные скопления отжатой свободной воды формируются в замках складок, преимущественно в песчаных отложениях или на литологических границах. По структуре эти льды похожи на инъекционные, так как содержат взвесь минерального материала, хаотично ориентированные включения мерзлой породы, многочисленные круглые пузырьки воздуха без определенной системы расположения. Эти признаки свидетельствуют о скачкообразном снятии напряжений и напорном внедрении масс воды в толщу отложений. Но, в отличие от инъекционных льдов, они не нарушают литологической слоистости и залегают согласно с деформированными горизонтами. Помимо такого внедрения на литологических границах концентрируется вода, отжатая непосредственно из вмещающих отложений и замерзшае на том же месте. В этом случае образуется чистый стекловидный лед, без минеральных включений и без пузырьков газа. Два вида льда обычно замещают друг друга по разрезу, имеют четкий контакт. В песчаных отложениях часто встречаются отдельные прослойки и линзочки льда, они являются результатом такого же отжатия свободной воды.

Во-первых, скачкообразное изменение состояния грунтов, когда отжатая опресненная вода насыщает песчаный грунт, приводит к быстрому промерзанию всей толщи отложений независимо от ее мощности. Во-вторых, соли в морских осадках препятствуют миграции воды к фронту промерзания, поэтому шлировые криотекстуры имеют ограниченное развитие. Льдовыделение

фиксировало влагу по разрезу, сохраняя ее распределение в охлажденной толще осадков. Это отражено в равномерном распределении суммарной влажности и объемной шлировой льдистости в горизонтах тонкодисперсных отложений и в преобладании неполносетчатых криотекстур.

В результате одновременного деформирования и промерзания казанцевских отложений сформировалась мерзлая складчатая толща.

Криогенное строение недислоцированных пород исследовано в купольной части антиклинали. Отложения представлены суглинистыми и глинистыми разностями с субгоризонтальной слоистостью. В них влажность невелика и формируется только массивная криогенная текстура. Такие маловлажные суглинки разбиты субвертикальными микротрещинами. По трещинам наблюдаются микрошлиры и кристаллы льда сублимационной природы. Эти отложения мало засолены. В глинистых породах преобладают крупносетчатые криогенные текстуры при влажности 0,31...0,35 и влажности минеральных прослоев 0,23...0,24.

Мелкие пликативные деформации (с амплитудами до 2 м) характерны для слоистых толщ, где отложения представлены часто переслаивающимися песками, супесями, суглинками и иногда глинами; мощность отдельных прослоев не превышает 30 см. Деформации представлены складками причудливой формы и карманообразными затеками на литологических границах (пески образуют карманы в суглинках). Для всех литологических разностей характерны низкие значения суммарной влажности: в песках — 0,23...0,25, в суглинках — 0,22, в глинах — 0,23; везде наблюдается массивная криогенная текстура. Складчатые массивы разбиты субвертикальными и наклонными трещинами, по ним происходит смещение слоистости с амплитудами до 2 см. В отдельных случаях в трещинах встречаются микрошлиры. Вероятно, вода была отжата из этих отложений в процессе деформирования слоев небольшой (до 1 м) мощности, а трещины заполнялись водой до промерзания, т. е. синхронно складчатости.

В слоях тонкодисперсных пород встречаются отдельные песчаные прослои с нечеткой слоистостью. В однородных по составу осадках деформации лучше подчеркиваются криогенным строением: извилистые и наклонные ледяные линзы и прослои, ледогрунтовые включения. Отжатие воды из тонкодисперсного грунта было затруднено, поэтому происходило ее перераспределение и концентрация на участках наименьшего напряжения. Влажность этих пород изменяется от 0,37 до 0,71, влажность минеральных прослоев 0,26...0,41. Изменение влажности соответствует изменению криогенного строения: чередуются сетчатые, слоисто-сетчатые, неполносетчатые и атакситовые, массивные и микропорфировидные криотекстуры.

На северном крыле антиклинали вскрываются крупные пликативные дислокации в слоистых песчано-глинистых толщах. Пески везде имеют массивную криогенную текстуру с отдельными микрошлирами; при этом шлиры подчеркивают неясную слоистость. Суммарная влажность песков обычно составляет 0,26...0,28; но в отдельных случаях падает до 0,14 (мерзлый песок становится сыпучим, не сцементированным). Супесчаные прослои при суммарной влажности 0,24...0,28 имеют массивную или неполносетчатую

криогенную текстуру. Глинистые отложения в складчатых толщах при влажности 0,24...0,3 обладают массивной криогенной текстурой. В более влажных образуются шлировые текстуры; их тип и объемная шлировая льдистость зависят от мощности и влагонасыщенности соседних песчаных слоев. При влажности глин в пределах 0,45...0,91 и влажности минеральных прослоев 0,28...0,36 в них наблюдаются сетчатые и линзовидно-слоистые, неполносетчатые и плетенчатые криогенные текстуры; местами они переходят в атакситовые. Характерной чертой деформированных отложений является преимущественное развитие неполносетчатых криогенных текстур или полное отсутствие шлировой льдистости.

В призмковые части складок при деформировании отжимается наибольшее количество воды; ледяные тела имеют видимую мощность до 3 м и протяженность до 10...80 м. Самое крупное ледяное тело (3×80 м) залегает в верхней части крупной антиклинальной складки (см. рис. 8.32). Строение ледяных тел и условия их залегания свидетельствуют о возможной генетической взаимосвязи между ними. Во всех залежах лед либо чистый стекловидный, либо мутный белый, с многочисленными минеральными и воздушными включениями. Лед подстилается песками с повышенной льдистостью у контакта, перекрывается слоистыми песчано-глинистыми отложениями. Пески и суглинки имеют массивную криогенную текстуру при влажности песков 0,26...0,30 и суглинков 0,32...0,34. Глины на контакте с пластовым льдом имеют сетчатую криогенную текстуру с четкими субвертикальными шлирами (суммарная влажность глин 0,42).

Данные факты дополняют представления А. И. Попова о субмаринном (пликативно-дислоцированном. — Ю. Б.) типе синкриолитогенеза. А. Д. Маслов развивал эти представления, исследуя процесс криосинерезиса при субмаринном криолитогенезе. В публикации М. А. Каневского и И. Д. Стрелецкой исследованная толща отнесена к эпикриогенному классу.

Пластовые залежи льда конвективно-дислоцированного типа. Генезис этих пластовых залежей до сих пор обсуждается. Впервые они выделены на севере Западной Сибири в сложно дислоцированных морских отложениях. Мнения исследователей об их происхождении разделились на два принципиально противоположных ряда. Одни авторы видят в них захороненные остатки позднелейстоценовых ледников и ледниковые дислокации, другие считают эти льды внутригрунтовыми образованиями, которые формируются при замерзании воды в охлажденной донной грунтовой толще (замерзающих при температуре начала замерзания $T_{bf} \ll 0^\circ\text{C}$) при опреснении конвективно-неустойчивых и медленно текущих грунтов. Эти льды, однотипные по своему строению, занимают обширные площади в пределах Гыданского плуострова, а также в пределах Северо-Сибирской низменности. Как правило, они залегают в морских позднелейстоценовых сильно дислоцированных отложениях.

В разрезе морских казанцевских отложений в долине р. Тадибеяхи (Гыдан) высотой 25...30 м на протяжении десяти километров Н. А. Шполянской исследована толща сложно деформированных сильнольдистых пород, содержащих пластовый лед видимой мощностью 5...8 м и протяженностью до 150...200 м.

Во всех обнажениях виден лед одного типа: единое сильно дислоцированное ледяное тело, представленное переслаиванием льда и грунта (рис. 8.33, 8.34). Слоистость залежи явно относится к седиментационному типу.

В верхней глинистой части залежи ледяные слои толщиной 10...15 см чередуются с тонкими иловато-глинистыми прослоями толщиной менее 1 см. Деформированные слои образуют сложный рисунок — параллельные, либо сложно переплетающиеся, иногда горизонтальные, иногда дугообразные или сложной конфигурации слои, расположенные то вплотную друг к другу, то на расстоянии нескольких сантиметров. Деформированные прослои грунта и льда на коротком расстоянии (сантиметры и десятки сантиметров) пересекаются друг с другом, образуя удлинённые замкнутые ледяные линзы угловатой формы. Грунтовые прослои представляют собой льдогрунт, состоящий из микрошлиров льда и прослоек грунта, вытянутых согласно напластованию слоя параллельно друг другу (это хорошо видно в ледяных шлифах под микроскопом).

В нижней супесчаной части разреза ледяные слои-линзы имеют длину до 4...5 м и мощность до 20...30, а нередко и 30...40 см. Каждая из ледяных линз уходит в глубь стенки обнажения неглубоко, на 20...30 см, и быстро выклинивается. Ледяные линзы выступают в оттаивающих стенках обнажения в виде «ребер», и в крыльях крутых складок создают впечатление струящегося ледопада.

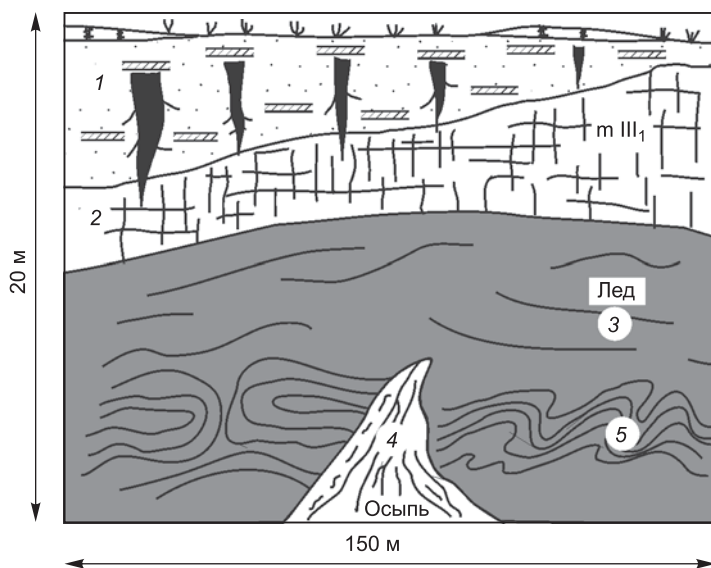


Рис. 8.33. Пласт конвективно-дислоцированной залежи льда. Гыданский полуостров, мыс Дорофеевский (рисунок автора):

1 — желтовато-серые прибрежно-морские пески с прослоями супесей, с синкриогенными полигонально-жильными льдами; 2 — голубовато-серые суглинки с сетчатой криогенной текстурой (m_{III_1} — морские отложения позднего неоплейстоцена); 3 — лед; 4 — осыпь; 5 — льдогрунт



Рис. 8.34. Пластовая залежь льда в поздненеоплейстоценовых морских отложениях (р. Тадибеяха, запад Гыданского полуострова). Фото Н. А. Шполянской

В средней, суглинистой части толщи (мощностью около 3 м) развита сетчатая криогенная текстура. Ледяная решетка образована сравнительно толстыми (2...4 см) ледяными шлирами и ячейками параллелепипедальной формы (от 5...7 до 15...20 см в поперечнике). Размер решетки не изменяется по всей мощности слоя (равномерно-сетчатая текстура), в ней преобладают субгоризонтальные ледяные слои: они более толстые, образуют параллельные полосы на одинаковом расстоянии друг от друга. Вертикальные ледяные шлиры, короткие и более тонкие, формируют перемычки между двумя соседними горизонтальными слоями. Такая трехчленность разреза выдержана на всех его участках, и это показывает, что залежь является единым ледово-грунтовым комплексом, формировавшимся в едином процессе осадкообразования.

По заключению Н. А. Шполянской, такое строение льдогрунтовой толщи — равномерное переслаивание грунта и льда, четкая согласованность слоев, наблюдаемая даже при очень сложной их конфигурации — могло сформироваться только в субаквальных (субмаринных, учитывая морской генезис вмещающих пород) условиях при синхронном промерзании накапливающихся донных осадков. Необходимость признать за этими дислоцированными пластовыми льдами субмаринное происхождение неоднократно излагалась в литературе А. И. Поповым, А. Д. Масловым, И. Д. Даниловым, м. А. Великоцким, Л. А. Жигаревым, А. Н. Хименковым.

Возможный механизм промерзания донных морских осадков предложен Н. А. Шполянской, мы ознакомились с ним в главе 6.

Внутригрунтовые льды в глубоководной охлажденной толще донных грунтов (голоценовые, современные). Их формирование связано с миграцией или инъекциями воды к эндогенному источнику охлаждения в промерзающей охлажденной толще засоленных грунтов.

На шельфе Баренцева моря в его юго-восточной части были обнаружены участки со сложным рельефом дна, в пределах которых четко зафиксированы бугристые образования с сильнольдистым ядром высотой до 15...17 м от поверхности морского дна и шириной в основании 100...300 м (рис. 8.15, В). Аналогичные явления наблюдались в прибрежье моря Бофорта на северном побережье Аляски, где были обнаружены подобные образования. Бурение и геофизические исследования в Баренцевом море подтвердили: в апикальной части бугра с глубины 0,3 до 100 м скважинами вскрыты пластично-мерзлые сильнольдистые глинистые породы. Температура пород близка температуре точки замерзания морской воды, а с глубиной льдистость пород уменьшается.

На участке сравнительно ровной поверхности морского дна при глубине моря до 50...60 м разрез до 20 м представлен тальми песками, ниже — мерзлыми. На глубине 28 м эти отложения подстилаются мерзлыми сильнольдистыми глинистыми отложениями. На глубине 49,7 м был вскрыт газосодержащий горизонт.

В. П. Мельников и В. И. Спесивцев указывают на прямую связь площадного распространения мерзлых пород и образования бугров в донных грунтах с существованием под мерзлыми породами газонасыщенных пластов. Они считают, что по возникающим зонам трещиноватости газ из подстилающего придонный слой песчанистого коллектора устремлялся в вышележащие породы. Высвобождаясь из структур с высоким пластовым давлением, газ промораживал глинистые слабосцементированные водонасыщенные породы за счет его адиабатического расширения и резкого поглощения тепла из окружающих пород. При этом максимальное льдообразование в породах наблюдается у поверхности морского дна, а минимальное — вблизи газового коллектора.

В. П. Мельников считает, что такие образования следует относить к новому типу пластовых залежей льда, формирующихся в результате изменения теплообмена внутри толщи, а не вне ее, т. е. имеет место промерзание грунтов и льдовыделение за счет внутреннего источника охлаждения пород. Подчеркнем лишь то, что этот процесс проявляется только вследствие эндогенного льдообразования именно в субаквальных условиях. Это позволяет нам выделить особый вид субаквального синкриолитогенеза — эндогенный, влекущий за собой проявление криогенных процессов и явлений в современных и позднеголоценовых отложениях мелководных частей шельфа и субаквального эпикриолитогенеза — в более древних четвертичных отложениях.

Многочисленны и неоднозначны, иногда спорны или неприемлемы рядом исследователей гипотезы полигонально-жильного, пластового, сегрегационного и инъекционного льдообразования. В книге рассмотрен неполный ряд нерешенных проблем, обусловленных малой изученностью криогенных процессов и объектов криолитосферы, порой относимых к разряду призраков, а не признаков. Автор надеется на перспективу решения этих проблем читателем.

Заключение

Криолитогенез в пределах геоморфологических уровней и в разнообразных ландшафтах и фациальных обстановках изменяет состояние грунтовой толщи в течение длительного геологического времени. С образованием нового минерала — льда — формируются новые горные породы, слагающие мерзлую толщу. Это предмет исследования криолитологии.

Криолитологи изучают эти толщи, их накопление, промерзание, разрушение для того, чтобы восстановить историю палеогеографического развития территорий в плейстоцене. Несомненно, что это развитие происходило на фоне активных неотектонических движений литосферы и колебаний уровня вод Полярного бассейна. Поэтому главная криолитологическая задача формулируется так: палеогеографическая реконструкция криолитологической истории криолитозоны, развития аллювиальных и морских геоморфологических уровней на фоне промерзания, его циклов и ритмов. Такая реконструкция необходима для детализации современной морфологии поля криолитосферы.

Известны многочисленные и неоднозначные гипотезы полигонально-жильного, пластового, сегрегационного и инъекционного льдообразования. В книге рассмотрен ряд нерешенных проблем, обусловленных малой изученностью криогенных процессов и объектов криолитосферы. Ниже в виде тезисов сформулированы основные приоритетные направления криолитологических исследований.

В пределах площади газонефтяных куполов разрез криогенной толщи формируется при активном взаимодействии эндогенных и экзогенных энергий, более активном, чем там, где эти купола отсутствуют. Основной носитель и проводник энергии криолитологических процессов — вода в ее основных фазовых состояниях (твердом, жидком, газообразном, газогидратном) и их переходах из одного в другое. Роль процессов льдообразования не ограничивается только разрушением и перемещением твердого скального вещества либо изменением и новообразованием рыхлого. Криолитологический процесс влияет на состав и строение криолитосферы, на строение ее криогенного рельефа, а условия и факторы подземного льдообразования изменяются в пространстве и времени.

Когда формировалась первичная кора Земли, криолитогенез разрушал ее, создавая обломочный материал и мелкозем. В катархее и архее тектонические прогибы заполнялись осадками, появлялись первые участки

земной коры континентального типа. С появлением воды на планете начинала формироваться криолитосфера, а до этого криолитогенез как выветривающий и разрушающий процесс создавал коры выветривания готовил объемы рыхлого материала к транспортировке, переотложению и промерзанию.

Формирование криолитосферы и проявление криолитогенеза происходило по-разному в пределах:

- материка и океана;
- отдельных материков (в том числе горных областей, равнинных платформ, шельфовых окраин);
- отдельных горных систем, нагорий, возвышенностей и равнин, низменностей;
- нефтегазовых куполов 1–3-го порядка (глубоко- и мелкопогруженных).

Криолитосфера по мере расчленения материков, а затем и их рельефа измельчалась, увеличивалось и число функций криолитогенеза. Кроме дробления выветриванием добавилась функция изменения состава, состояния и свойств рыхлых пород, появились зачатки новообразования мерзлых пород в долинах и дельтах рек, торфяных болотах, в котловинах озер.

Глобально криолитогенез развивается в криолитозоне (по площади) и в криолитосфере. В криолитозоне он проявляется в различных условиях неотектонических областей осадкообразования — денудации, стабилизации и аккумуляции. В разрезе криолитосферы основные рельефообразующие процессы сосредоточены в слое сезонных и годовых колебаний температуры приповерхностного слоя. Пластовое и газогидратное льдообразования мало зависят от верхних граничных условий существования криолитосферы. Они зависят от многолетних и длиннопериодных колебаний температур, проникающих в глубины криолитосферы на многие десятки метров. Вне континента на морском шельфе льдообразование в засоленных грунтах определяется конвективно-кондуктивным теплообменом в системе «акватория — донный грунт». Над газовыми структурами выделением эндогенной энергии определяется развитие не только газогидратных, но и льдогазогидратных залежей, льдистых грунтов и пластовых льдогрунтов.

Скорость развития криолитогенеза определяется:

- в области денудации — скоростью разрушения скальной породы до состояния мелкозема и временем возникновения коры выветривания в вечномерзлом состоянии;
- в области стабилизации — скоростью формирования полярного покровного комплекса или скоростью накопления склонового делювия с учетом скорости промерзания грунтовой толщи;
- в области аккумуляции скоростью накопления мерзлого осадка (морского, прибрежно-морского, эстуарно-дельтового, аллювиального, аласного и т.д.).

Единица Бубнова 1 мм/1000 лет могла бы применяться для сравнения скоростей накопления отложений, но в области денудации она будет всегда отрицательной. В области аккумуляции ее следует умножать на коэффициент, учитывающий увеличение объема толщи осадков за счет роста мощных полигонально-жильных льдов.

Криолитогенез следует рассматривать на трех уровнях в зависимости от скорости разрушения, изменения или аккумуляции.

На планетарном уровне изменение площадей тектонических плит и океана на фоне особенностей теплообмена «гидросфера — атмосфера — литосфера» влияет на изменения площадей криолитозоны материков и шельфа.

На континентальном (материковом) уровне — с изменением соотношения площадей гор, равнин, низменностей и шельфа начинает изменяться структура криолитосферы, проявляется широтная зональность и высотная поясность в изменчивости ее основных параметров (состояние грунтовой толщи, ее среднегодовая температура, мощность).

На региональном уровне — сочетание геоморфологических уровней и комплекс криогенных процессов во многом определяют облик мерзлой толщи в разрезе. Высотный диапазон преобладания эрозионно-аккумулятивных и склоновых процессов, криогенного выветривания рыхлых грунтов, высотный диапазон процессов криогенного разрушения и движения по склону определяют специфику морфологии поверхности региона и более мелких его участков. И не только. На региональном уровне каждой области (денудации, стабилизации, аккумуляции) свойственны свои наборы криогенных горных пород, переходящих (или не всегда переходящих) в другую замкнутую область.

В области денудации и сноса материала продукты выветривания локализуются, т. е. локально накапливаются на склонах и у их оснований, в отрицательных элементах рельефа и в небольших речных долинах на весьма длительный срок. Длительность коллювиального, делювиального, солифлюкционного и других процессов перемещения материала на склонах порой заставляет рассматривать эти образования как относительно стабильные, весьма медленно изменяющиеся.

В области аккумуляции (в поймах крупных речных долин, в дельтах и на морском побережье) самостоятельность формирования криогенных пород, относительная независимость от прилегающих областей денудации и сноса продуктов криогенного выветривания, особенно выразительна. В область аккумуляции поступают:

- продукты криогенного выветривания, подготовленные на водоразделах и склонах;
- продукты размыва реками дочетвертичных и четвертичных не «криогенных» пород;
- современный органический (главным образом растительный) материал;
- эоловый материал, вулканогенный и т. п.

С одной стороны, в условиях субаквального и субаэрального осадконакопления в Арктике криогенное выветривание при маломощном деятельном слое (0,3...0,5 м) слабо «перерабатывает» аккумулируемый материал, а криолитогенез скорее фиксирует его исходный состав, изменяя его механические свойства и текстуру только за счет льдовыделения. Поэтому смешанный состав такой криогенно измененной породы может не иметь (или почти не иметь) следов предварительного криогенного выветривания, осуществляемого в стадию денудации или на месте аккумуляции.

С другой стороны, в условиях аллювиальной и другой аккумуляции близ южной границы вечной мерзлоты при глубоком деятельном слое (до 5...7 м) длительное криогенное выветривание способно переработать накапливающиеся осадки на месте, чему и обязан криогенно-лессовый облик достаточно мощных аккумулятивных образований этого рода.

В области относительной стабилизации поверхностей, не подверженных активному и сплошному сносу и накоплению материала, идет самостоятельное криогенное (главным образом криоэлювиальное) породообразование. Сюда часто ничего не поступает и ничего отсюда не выносятся. Значительные пространства некоторых плоскогорий, обширные плоские водоразделы низменностей, древние террасы крупных речных долин и морей служат тому примером. В подобных условиях ясно выражена автономия экзогенного процесса на стадии криогенного выветривания с формируемой маломощной криогенной корой выветривания, представленной лессовидными образованиями типа лессовидных покровных суглинков.

Итак, мы выяснили следующее:

- криолитогенез развивается в областях устойчивого охлаждения Земли, занимая территорию, охваченную вечной мерзлотой;

- в зоне деятельности криолитогенеза главный продукт — лед и льдистый грунт;

- льдообразование создает в грунтовой толще ясно выраженные индивидуальные черты, подчеркивая литологическое и фациальное своеобразие криогенных толщ;

- промерзание сопровождается другими геологическими процессами в холодной зоне — термоэрозией и термоабразией, солифлюкцией, водную, биогенную и эоловую аккумуляцию и др. Оно в значительной степени направляет течение всех экзогенных геологических процессов по-новому, особому пути.

Отметим, что мерзлые породы и подземные льды не входили до сих пор ни в одну из общих литологических классификаций. Это само по себе является показателем их особого, исключительного положения. Их кажущаяся эфемерность, относительная неустойчивость в термодинамических условиях Земли — не основание для подобного исключения. Но теперь они занимают немаловажное место в грунтоведении и литологии.

В Арктике, во многих районах Субарктики и в Антарктиде многие подземные ледяные образования в течение десятков и сотен тысяч лет остаются относительно неизменными, и теперь их выделяют в особую группу горных пород. Теперь современное грунтоведение не игнорирует факт существования особых и весьма обширных областей криолитогенеза, имеющих зональное значение, обусловленное физико-географическими факторами. Ранее главной причиной указанного положения являлась слабая изученность льда как горной породы, сравнительная удаленность районов его наиболее полного развития, а также то обстоятельство, что промерзание до 1967 г. практически не рассматривалось как фактор литогенеза и не делалось попыток определить его место в общей системе литогенеза.

Итак, земная кора в холодных зонах Земли, где она постоянно либо периодически (сезонно) находится в пределах криосферы, развивается в условиях отрицательных температур и характеризуется постоянным или сезонным присутствием льда как минерала и горной породы.

Из этой книги мы узнали, насколько велика и многообразна роль криолитогенеза в формировании криолитосферы. Процессы криолитогенеза разрушают скалу, раскалывая ее обломки до отдельных минеральных компонентов, формируя рыхлый грунт. Они уравнивают (облессовывают) состав рыхлого грунта, сортируют обломочные включения в ней, перемещают их по склону, переоткладывают и промораживают, разделяя сегрегационным льдом. То же самое совершается и с рыхлыми породами без крупных скоплений обломочного материала. Поверхность грунтовых массивов разбивается морозобойными трещинами, которые заполняются жильным и полигонально-жильным льдом, формируя своеобразный микрорельеф. Сложение рыхлых толщ нарушается инъекциями напорных подземных вод, застывающих в виде мощных ледяных пластов. Ледяные залежи концентрируются и в пликативно сминаемых слоях тиксотропных грунтов, консервируются в виде остатков морского, речного, айсбергового и ледникового льда. В промерзающих грунтовых толщах водоносные горизонты превращаются в льдогрунтовую массу, в этих толщах формируются криопэги. Мигрирующие из глубинных недр газы насыщают подземную воду, формируя льдогазогидратную залежь. Залежи льдогрунтов замерзают при охлаждении, которое происходит при дроссельном эффекте расширения этих газов.

Оттаяв в геологическом масштабе времени, криолитосфера не исчезает бесследно, а превращается в тонкую пленку планетарной литосферы со следами былых криогенных процессов. Криогенные породы грунтовых толщ продолжают свое — посткриогенное — развитие. Поэтому в конкретном смысле слова криодиагенез — вовсе не тупиковая ветвь развития грунтов мерзлой толщи. В последующем возрождении криолитосферы сформируются новые мерзлые породы, но они будут отличаться составом, строением, сложением от неподвергавшихся промерзанию. И чтобы использовать грунт мерзлой толщи в качестве основания для фундамента, нужно учитывать все фазы разрушения, изменения или новообразования мерзлых толщ.

Послесловие

В этой книге из общего обширного понятия «Криолитогенез» описано только то, что и как криолитогенез «сделал и делает» в различных местах и природных обстановках. Автор чаще всего уделяет внимание северу Западной Сибири, где он провел многолетние научные исследования в экспедициях, лабораториях, обследованиях природных и техногенных аварийных объектов, в тишине камеральных размышлений.

Завершая книгу, еще раз вспомним авторскую парадигму, которой автор следовал с момента получения университетского диплома в научно-преподавательской работе.

«Криогенная ледниково-морская парадигма» — это принятая система идей, взглядов и понятий, которыми определена модель развития криолитогенеза в газоносных структурах севера Западной Сибири, созданная на основе методов исследования, принятых в 70-х годах прошлого века. На этой парадигме основана современная научная и преподавательская деятельность. История вопросов, затронутых в книге, представляет собой смену научных парадигм, регламентировавших выбор проблем и методы их решения. Еще М. В. Ломоносов и полярные исследователи XVIII века задали природную парадигму — понятийный инструментарий и основные направления научного поиска. Научная парадигма была создана М. И. Сумгиным на основе практического применения научных знаний о мерзлоте. Из нее последовали теоретические криолитологические парадигмы Е. М. Катасонова и А. И. Попова: первого — о единой основе криолитогенеза, второго — о триединой основе криолитогенеза, объединяющей понятие о его развитии в трех областях осадконакопления и промерзания (денудации, стабилизации сноса и аккумуляции, аккумуляции). В развитие парадигмы А. И. Попова были добавлены тезисы В. Н. Конищева, В. В. Рогова, А. Д. Маслова, В. И. Соломатина, И. Д. Данилова, Н. А. Шполянской, Н. В. Тумель, А. А. Архангелова и многих других.

Одна из ветвей этой парадигмы — криолитологическая парадигма криогенной толщи в разрезе газоносной структуры. Концепция заключается в том, что общие закономерности криолитологического поля (поля развития криолитогенеза в земной коре) определяются преимущественно экзогенными факторами осадконакопления и промерзания и их сочетанием в субэразовых и субквальных обстановках. Но в строении и состоянии

криогенной толщи над газовой залежью особо сказывается воздействие эндогенных факторов (неотектонических движений и нарушений, теплового влияния, эмиссии и миграции газов), под влиянием которых возникает необычное сочетание процессов осадконакопления и промерзания, т. е. под их влиянием развивался и развивается криолитогенез в области древней и современной аккумуляции.

Структура концепции включает:

- эмпирическую базу из установленных научных фактов (в авторских статьях и монографиях, докладах и сообщениях, в опубликованной литературе, а также в работах оппонентов, критикующих основы общеизвестных концепций);

- теоретическую основу с выявленными закономерностями и научными обобщениями многих исследователей (общеизвестные теории и концепции А. И. Попова, Е. М. Катасонова, В. В. Рогова, Б. И. Втюрина, Г. И. Дубикова, В. В. Баулина, В. С. Якушева, Н. Н. Романовского), а также авторскими обобщениями о криогенном строении и льдистости мерзлой толщи, о криогенетически неоднородной мерзлой толще, о систематизации пластовых льдов, о криогенной толще над газовой залежью;

- систему используемых логических связей и построений (основанную на принципе актуализма в поиске пространственных и временных закономерностей палеогеографической изменчивости основных параметров криогенной толщи).

Основное содержание концепции сформулировано из совокупности доказанных утверждений и выводов в ряде основных авторских статей и монографий, определяющих расширенное понятие криолитогенеза в земной коре.

Схема формирования криогенной толщи существенно отличается от известных положений о развитии мерзлых пород тем, что в криолитологическом содержании предлагаемой концепции подчеркивается — формирование льдистых мерзлых пород нередко связано именно с проникновением газа и действием дроссельного эффекта его расширения, охлаждающего и промораживающего. Выделенные типы криолитогенеза объединены в последовательность смены фациальных обстановок седиментации и промерзания морских осадков в отрицательнотемпературной среде по мере уменьшения глубин моря от подводного берегового склона к приливно-отливной зоне, низкой и высокой лайте.

* * *

Главные научные проблемы развития криолитогенеза в земной коре впервые были поставлены А. И. Поповым в конце 60-х годов прошлого века. Учение о криолитогенезе в холодных зонах Земли, признанное ныне научным сообществом, лежит в основе практически всех современных работ по строению мерзлой толщи и эволюции криолитозоны.

Изучение криолитологических особенностей криогенной толщи было востребовано в ходе поиска полезных ископаемых (строительных материалов, рудных россыпей, газа и нефти), строительства и других видов освоения

земных недр. Современная практика освоения постоянно требует не только обновления баз данных, но и обобщения новых теорий, взглядов, гипотез, развивающих геологию, геокриологию, криолитологию, в том числе данных, связанных с разработкой широкого круга проблем надежности и устойчивости газопромысловых объектов, гражданских сооружений, проблем сохранения экологического равновесия природных ландшафтов. Такое положение привело к развитию актуальной научной темы — проявление криолитогенеза в земной коре, — для решения которой углубленно исследуются закономерности и особенности строения криогенной толщи, состояния ее основных компонентов, их состава и свойств.

Современное состояние криогенной толщи и ее компонентов (и связанные с этим вопросы развития криолитогенеза) требует анализа и обобщения через каждые 25–30 лет, поскольку его постоянному периодическому изменению способствуют не только климатические колебания, но и возрастающая интенсивность регионального (локального) техногенного воздействия.

Литература

- Баду Ю. Б. Газоносные структуры и криогенная толща криолитологических провинций Ямала // Инженерная геология. 2017. № 1. С. 39–50.
- Баду Ю. Б. Криогенная толща газоносных структур Ямала. О влиянии газовых залежей на формирование и развитие криогенной толщи полуострова Ямал. М.: Научный мир, 2018. 232 с.
- Баду Ю. Б. Криолитология: учеб. пособие. М.: КДУ, 2010. 528 с.
- Баду Ю. Б. Основы концепции субаквального криолитогенеза морских отложений газоносных структур полуострова Ямал // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI, № 6. С. 76–84.
- Баду Ю. Б., Трофимов В. Т., Васильчук Ю. К. Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: Наука, 1982. С. 13–24.
- Васильчук Ю. К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 404 с.
- Васильчук Ю. К., Васильчук А. К., Буданцева Н. А., Чижова Ю. Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. 571 с.
- Великоцкий М. А. Дислокации и пластовые льды в четвертичных отложениях полуострова Ямал // Криогенные процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 48–60.
- Великоцкий М. А. О пластовых льдах на песчаных косах Печорского берегового бара // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. С. 148–153.
- Головин Ю. И. Вода и лед — знаем ли мы о них достаточно? // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6, № 9. С. 66–72.
- Гольдфарб Ю. И., Ежова А. Б. Ископаемые пластовые льды на полуострове Югорском // Вопросы развития и освоения мерзлых толщ. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1990. С. 22–31.
- Гравис Г. Ф. Гольцовый лед и закономерности его образования // Подземный лед. Вып. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. С. 100–111.
- Гравис Г. Ф. Склоновые отложения Якутии. М.: Наука, 1966. 180 с.
- Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966. 179 с.
- Данилов И. Д. Континентальные осадочные породы криолитозоны // Основы геокриологии. Ч. 2: Литогенетическая геокриология. М.: Наука, 1982. 216 с.

- Данилов И. Д. Литогенез и криогенные деформации в плейстоценовых отложениях равнин севера Западной Сибири и Печорской низменности // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. С. 108–120.
- Данилов И. Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
- Дубиков Г. И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 245 с.
- Жесткова Т. Н. Криогенные текстуры и льдообразование в рыхлых отложениях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1966. 106 с.
- Истомин В. А., Якушев В. С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с.
- Каплянская Ф. А. Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье полуострова Ямал у поселка Харасовей // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 71–80.
- Карпов Е. Г. Подземные льды Енисейского севера. Новосибирск: Наука, 1986. 133 с.
- Катасонов Е. М. Об аласных отложениях Янской приморской низменности // Геология и геофизика. 1960. № 2. С. 103–112.
- Клиге Р. К., Данилов И. Д., Конищев В. Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
- Конищев В. Н. Закономерности формирования состава пород в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1981. 218 с.
- Конищев В. Н. Эволюция криосферы в различные исторические этапы Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. География. 1995. № 1. С. 8–15.
- Корейша М. М., Хименков А. Н., Брыксина Г. С. Условия залегания и строение пластовых залежей подземного льда района оз. Ней-То (полуостров Ямал) // Вопросы региональной и инженерной геокриологии. М.: Стройиздат, 1983. С. 73–85.
- Королев С. Ю. Находка в долине р. Амгуэмы позднеплейстоценового глетчерного льда (северная Чукотка) // Доклады Академии наук. Геология. 1993. Т. 329, № 2. С. 195–198.
- Котляков В. М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 285 с.
- Котов А. Н. Особенности залегания, состава и строения ледяных залежей пластового типа на северном побережье залива Онемен (Чукотка) // Матер. Второй конф. геокриологов России. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. С. 218–225.
- Литогенетическая геокриология // Основы геокриологии. Ч. 2 / под ред. Э. Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 399 с.
- Маслов А. Д. Криодиагенез в условиях субаквального осадконакопления // Проблемы геокриологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. С. 234–243.
- Маслов А. Д. Криосинерезис и его роль в преобразовании морских осадков на стадии диагенеза // Инженерная геология. 1992. № 1. С. 40–49.
- Мельников В. П., Спесивцев В. И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, СО РАН, 2000. 344 с.
- Мельников В. П., Спесивцев В. И. Криогенные образования в литосфере Земли (изобразительная версия). Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, Изд-во СО РАН, 2000. 343 с.

- Мудров Ю. В. Мерзлотные явления в криолитозоне равнин и гор. Основные понятия и определения: иллюстрированный энциклопедический справочник. М.: Научный мир, 2007. 316 с.
- Оберман Н. Г. История формирования мерзлой зоны Тимано-Уральской области // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М.: Наука, 1981. С. 60–73.
- Попов А. И. Избранные труды и о нем / Н. А. Шполянская, О. И. Алабян, Ю. Б. Баду, В. В. Рогов. М.: Научный мир, 2013. 513 с.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 304 с.
- Попов А. И. О дислокациях и криолитогенезе в Северной Евразии // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1984. № 3. С. 3–10.
- Рогов В. В. Основы криогенеза. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2009. 203 с.
- Соловьев П. А. Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 38–53.
- Соломатин В. И., Баду Ю. Б. Погребенные остатки глетчерного льда на севере Западной Сибири // Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л.: ВГО, 1978. С. 66–77.
- Стрелецкая И. Д., Украинцева Н. Г., Дроздов С. Д. Пластовые льды Арктики. Электронная база данных // Вестник Моск. ун-та. Сер. География. 2002. № 3. С. 7–13.
- Тарноградский В. Д. О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье полуострова Ямал // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 80–89.
- Томирдиаро С. В., Черненький Б. И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Сибири и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
- Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Васильчук Ю. К. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 220 с.
- Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Васильчук Ю. К., Кудряшов В. Г. и др. Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 245 с.
- Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Дубиков Г. И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 246 с.
- Уошборн А. Л. Мир холода. Геокриологические исследования: пер. с англ. / предисл. и ред. Б. И. Втюрина. М.: Прогресс, 1988. 384 с.
- Хименков А. Н., Брушков А. В. Океанический криолитогенез. М.: Наука, 2003. 336 с.
- Шполянская Н. А. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири) // Криосфера Земли. 1999. Т. IV, № 4. С. 61–70.
- Якушев В. С., Перлова Е. В., Махонина Н. А. Внутримерзлотные газовые и газогидратные скопления в Западной Сибири // Газовые ресурсы России в XXI веке. М.: ВНИИГАЗ, 2003. С. 171–184.

Научное издание

Баду Юрий Борисович

**Криолитогенез.
Признаки и призраки криолитосферы**

Координатор проекта *О. В. Гаврилов*

Редактор, корректор *С. А. Серебрякова*

Верстка *Н. Ф. Бердавцева*

Подписано в печать 29.10.2021. Формат 70×100 1/16.

Уч.-изд. л. 25,0. Усл. печ. л. 23,0. Тираж 300 экз.

Изд. № 11911. Заказ №



**ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА**

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
(ул. Академика Хохлова, 11).
Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupress.com
<http://msupress.com>

Отпечатано в ООО «Компания ПолиграфМастер»
125130, г. Москва, ул. Клары Цеткин, д. 28



Юрий Борисович Баду — ведущий научный сотрудник географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кафедры криолитологии и гляциологии, канд. геогр. наук, доцент по специальности.

С 1969 г. занимается изучением криогенной толщи севера Западной Сибири на площадях газовых месторождений: Харасавэйского, Бованенковского, Арктического, Новопортовского, Южнотамбейского, Ямбургского.

Опубликовал более 100 научных статей, соавтор монографий «Полуостров Ямал», «Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова», «Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты», «Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты», «Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения», «Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения».

Лауреат конкурсов работ, способствующих решению задач Программы развития Московского университета в номинации «Достижения в преподавании и методической работе» и в номинации «Выдающиеся публикации». Автор концепции развития субаквального криолитогенеза в морских отложениях газоносных структур Ямала, опубликованной в монографии «Криогенная толща газоносных структур Ямала».



Издательство
Московского
университета

ISBN 978-5-19-011661-8



9 785190 116618