

Е.А.ВТЮРИНА

КРИОГЕННОЕ
СТРОЕНИЕ
ПОРОД
СЕЗОННО-
ПРОТАИВАЮЩЕГО
СЛОЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

9398

ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ
И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ПО ИНЖЕНЕРНЫМ ИЗЫСКАНИЯМ В СТРОИТЕЛЬСТВЕ
ГОССТРОЯ СССР

Е. А. ВТЮРИНА

КРИОГЕННОЕ
СТРОЕНИЕ
ПОРОД
СЕЗОННО
ПРОТАИВАЮЩЕГО
СЛОЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва, 1974

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗЕМПЛЯР

Втюрина Е.А. "Криогенное строение пород сезонно-протаивающего слоя."

Гос. публичная
научно-техническая
библиотека им. В.И. Ленин
СНХС
ЧИТАЛЬНЫЙ ЗАЛ

74-9398

Д4

21737

В работе рассматриваются основные закономерности криогенного строения пород сезоннопротаивающего слоя (СТС) и факторы, их определяющие. Показаны особенности льдообразования в породах СТС, многообразие свойственных им генетических типов подземных льдов и криогенных текстур. Значительное место уделено рассмотрению криогенного сложения пород СТС, в изменении которого наиболее четко проявляется закономерный характер криогенного строения СТС в целом. Предложены классификации: льдообразования, подземных льдов, криотекстур и криогенного сложения пород СТС. Показано научное и практическое значение изучения криогенного строения пород СТС, дана методика его изучения.

Данная работа - первая монография по вопросам криогенного строения пород СТС, являющаяся дальнейшим развитием литокриологического направления в геокриологии.

Табл. 5. Илл. 27. Библ. 110 назв.

Ответственный редактор
доктор географических наук
Н.А. ГРАВЕ

ВВЕДЕНИЕ

Криогенное строение пород сезоннопротаивающего слоя – одна из наименее изученных проблем геокриологии, несмотря на ее большое научное и практическое значение.

Известно, какой вред наносит ряду инженерных сооружений в области многолетнемерзлых пород ежегодное промерзание и протаивание грунтов, вызывающее выпучивание столбов и фундаментов, деформации дорог, аэродромных покрытий, разного рода коммуникаций. Одна из основных причин этих деформаций неравномерность пучения грунтов при промерзании и осадок при протаивании. В основе ее лежат различия в характере льдообразования, количестве и особенностях распределения льда в сезоннопротаивающем слое, т.е. в криогенном строении его пород. Познание закономерностей формирования криогенного строения грунтов сезоннопротаивающего слоя позволит более правильно и обоснованно подойти к оценке пучинистости грунтов, определить зоны возможного максимального пучения и заранее предусмотреть меры борьбы с ним. Это дает также возможность определять районы и периоды максимального развития солифлюкционных процессов на склонах, нередко приводящих к деформациям инженерных сооружений.

При любом виде хозяйственного освоения области многолетнемерзлых пород необходимо знание мощности сезоннопротаивающего слоя. Изучение закономерностей криогенного строения пород данного слоя позволяет определить его мощность независимо от сроков наблюдения, более точно прогнозировать ее изменения.

Многосторонне также научное значение данной проблемы. В последнее время геокриологи большое внимание уделяют изучению, с одной стороны, особенностей криогенного строения мерзлых толщ, с другой, – следов былого многолетнего промерзания пород, используя полученные данные для палеогеографических реконструкций.

Познание закономерностей криогенного строения сезоннопротаивающего слоя позволяет предложить криотекстурный метод изучения многолетнемерзлых пород (Втюрин, Втюрина, 1973). Применение его наряду с другими методами дает возможность установить: 1) тип формирования многолетнемерзлых пород (син- или эпигенетический), 2) палеогеографическую обстановку в период накопления сингенетических мерзлых толщ. Как известно, сингенетические мерзлые толщи формируются в результате последовательного перехода нижней части сезоннопротаивающего слоя в многолетнемерзлое состояние по мере осадконакопления. Поэтому сингенетической толще должны быть свойствен-

ны только те типы и виды криогенных текстур, которые наблюдаются в нижнем горизонте данного слоя. При знании особенностей льдообразования, подземных льдов и криотекстур сезоннопротаивающего слоя можно установить тип формирования мерзлых толщ по их криогенному строению.

Выявление зависимости характера криогенной текстуры нижней части данного слоя от всего комплекса геолого-географических условий позволяет существенно детализировать расшифровку палеогеокриологических и палеоклиматических условий в период накопления сингенетических мерзлых толщ. Криогенное строение современного сезоннопротаивающего слоя в разных по климатическим и геокриологическим условиям районах – своеобразный эталон для восстановления истории их формирования.

Без изучения особенностей криогенного строения сезоннопротаивающего слоя невозможно решить вопрос о механизме образования многочисленных криогенных форм рельефа, связанных с этим слоем.

Сезоннопротаивающий слой – хорошая природная лаборатория для исследования процессов миграции влаги при промерзании тонкодисперсных грунтов, особенностей льдообразования в горных породах, пучения промерзающих грунтов и его зависимости от их криогенного строения и т.д.

Настоящая монография – первая обобщающая работа по литокриологии сезоннопротаивающего слоя. В ней сделана попытка выявить основные закономерности криогенного строения данного слоя и факторы, их определяющие. Предложены классификации типов льдообразования, подземных льдов, криогенных текстур и криогенного сложения сезоннопротаивающего слоя.

Показана возможность и необходимость учета типа криогенного сложения пород как одного из основных классификационных признаков при районировании и картировании данного слоя.

Разработан криотекстурный метод определения его мощности. Дана методика изучения криогенного строения пород сезоннопротаивающего слоя.

В основу работы положены результаты многолетних исследований криогенного строения сезоннопротаивающего слоя, проведенных автором в разных районах СССР, и имеющийся литературный материал.

Принимая во внимание сложность рассматриваемых в работе вопросов, автор не претендует на полноту их решения и надеется, что данная работа послужит стимулом более полного и глубокого изучения криогенного строения пород сезоннопротаивающего слоя.

Автор приносит благодарность доктору географических наук Н.А. Граве, взявшему на себя труд ответственного редактора, доктору географических наук Л.Д. Долгушину и кандидату географических наук Н.Г. Бобову, просмотревшим работу и давшим ценные замечания.

ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

Естественное следствие молодости геокриологии как науки - отсутствие твердо установившейся терминологии. В 1956 г. была предложена попытка обновить и упорядочить геокриологическую терминологию. Однако исследования криогенного строения пород, проведенные за последние 10-15 лет, показали необходимость уточнения ряда терминов и обусловили появление новых терминов и понятий, носящих еще дискуссионный характер. Нередко один и тот же термин по-разному трактуется исследователями, поэтому необходимо указать, что понимается под тем или другим термином, применяемым в данной работе.

Сезоннопротаивающим слоем (сезонноталым - СТС) называется самый верхний слой горных пород, подвергающийся ежегодному протаиванию и промерзанию и подстилаемый многолетнемерзлыми породами (ММП). Последнее служит основным отличием этого слоя от сезоннопромерзающего (сезонномерзлого - СМС), породы которого также промерзают и протаивают ежегодно, но подстилаются немерзлыми или тальными породами.

Термины "сезоннопротаивающий" и "сезоннопромерзающий слой" предложены сравнительно недавно взамен единых для них терминов "сезонная мерзлота" или "деятельный слой".

Основанием для разделения послужили различия в характере теплообмена в ходе таких процессов, как охлаждение и промерзание, миграция влаги в породах СТС и СМС и т.д., установленные при более детальном изучении "сезонной мерзлоты". Прогрессивная роль такой замены ясна, но это касается лишь понятий "сезонномерзлый" и "сезонноталый" слой, а не самих терминов, которые нельзя признать удачными. По существу они синонимы: раз слой пород лишь сезонномерзлый, следовательно, он будет также и сезонноталым, и наоборот. Считать, что для СТС, подстилаемого многолетнемерзлой толщей, основное состояние - мерзлое, а для СМС, подстилаемого талой толщей - талое, можно лишь условно. В действительности для того и другого слоя одинаково характерны оба состояния. Основное отличие их - разный режим охлаждения и нагревания пород, но это пока не отражено в названиях.

Однако, сознавая несостоятельность этих терминов, мы вынуждены пользоваться ими, поскольку не имеем возможности предложить взамен их что-либо более правильное. В настоящее время изучению СТС и СМС стали уделять больше внимания. Возможно, замена указанных терминов более удачными - дело недалекого будущего, а пока остается лишь твердо придерживаться понятий, соответствующих каждому из них.

Недостаток этих терминов, на наш взгляд, также в следующем. Наряду с коренными различиями, СТС и СМС имеют и много общего. Оба составляют самую верхнюю, одинаково незначительную по мощности, часть земной коры, ежегодно подвергающуюся попеременному промерзанию и протаиванию. По существу это два основных типа или класса одного и того же слоя. Однако, справедливо упразднив термины "сезонная мерзлота" и "деятельный слой", геокриологи пока не предложили собирательного термина, включающего оба понятия. Основным объединяющим СТС и СМС признаком можно считать сезонные фазовые переходы свободной и частично связанной воды. Вполне логичен термин "сезонномерзлые породы", примененный А.М. Пчелинцевым (1964), поскольку он отражает основную особенность данных пород. Но в таком случае во избежание путаницы необходима замена терминов "сезоннопротаивающий" и "сезоннопромерзающий" слой, что пока невозможно.

В последнее время выявилась необходимость дальнейшей детализации СТС. Н.Ф. Григорьев (1966) подразделил его на два типа в зависимости от поверхностных условий: континентальный, свойственный необводненным и периодически обводненным участкам суши, и подводный, свойственный постоянно обводненным участкам. Последний тип он подразделил практически на два подтипа, указав, что в одних случаях речь идет о пресных водоемах, в других – о морских. На наш взгляд, более удачными названиями для этих типов СТС могут быть соответственно субаэральный и субаквальный. Те же типы свойственны и СМС. Учитывая имеющиеся данные, можно предложить следующую схему классификации слоя пород с сезонными фазовыми переходами свободной и связанной воды (рис. 1).

Дискуссионный характер имеет также большинство терминов по проблеме строения мерзлых пород. Термин "криогенное строение" пород сравнительно новый. Примерно до 1960 г. в печатных работах применяется термин "строение мерзлых пород", а не "криогенное строение" (Шумский, 1957; Основы геокриологии (мерзловедения), 1959). Переход от термина "строение мерзлых пород" к термину "криогенное строение пород" произошел как-то незаметно, путем простой замены одного другим. Судя по тому, что ряд исследователей без каких-либо оговорок применяют одновременно оба термина (Жесткова, 1961; Пчелинцев, 1964 и др.), они понимаются ими как синонимы, что едва ли правильно. В 1967 г. Ш.Ш. Гасанов предложил такое определение криогенного строения пород: "Промерзание влажных рыхлых отложений сопровождается переходом значительной части заключенной в них воды в лед, который вместе с первичным строением и составом создает новую взаимосвязанную систему – криогенное строение пород" (Гасанов, 1967, стр. 90). С одной стороны, в этом определении не учитывается наличия в мерзлых породах помимо первичных внутригрунтовых, также вторичных внутригрунтовых и погребенных льдов. С другой стороны, учет первичного строения породы, наряду с криогенной текстурой и структурой, входящими, по Ш.Ш. Гасанову, в понятие "криогенное строение пород", делает его близким к определению понятия "строение мерзлых пород", данному П.А. Шумским. Согласно определению П.А. Шум-

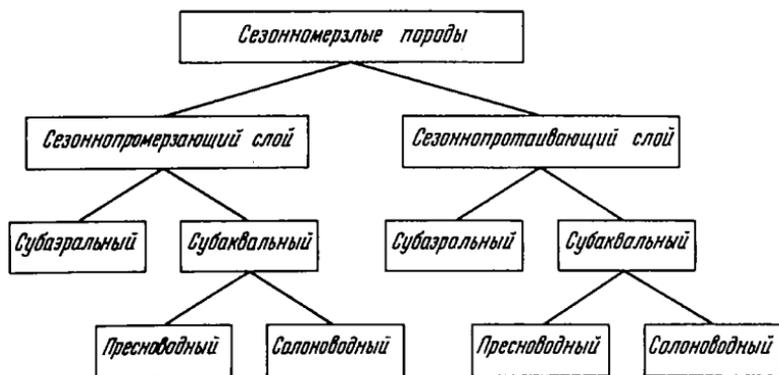


Рис. 1. Схема классификации сезонномерзлых пород

ского (1957), под "строением мерзлых пород" следует понимать "пространственное положение составных частей" породы. Понятие "строение мерзлой породы" собирательное, включающее такие понятия, как текстура и структура пород до промерзания, которые называются первичными, и криогенная текстура и структура, образующиеся при промерзании пород. Говоря о терминах "криогенная текстура" и "криогенная структура", П.А. Шумский (1957, стр. 53) указывает, что, пользуясь ими, нужно иметь в виду, что "криогенная структура и текстура не являются самостоятельными, изолированными от первичного строения, а возникают на основе этого последнего, в тесной связи с ним и вместе с первичными чертами образуют единую взаимообусловленную систему — строение (структуру и текстуру) мерзлой породы". Таким образом, П.А. Шумский в понятие "строение мерзлой породы" включает не только криогенную, но и первичную структуру и текстуру породы. Однако в дальнейшем, говоря о типах криогенных текстур, он применяет термин "текстуры мерзлых пород", хотя и подчеркивает необходимость учета также "первичной текстурности породы". Это послужило причиной незаслуженного упрека со стороны Е.М. Катасонова (1959) в смешении или отождествлении П.А. Шумским понятий "текстура мерзлых пород" и "криогенная текстура пород". Е.М. Катасонов предложил свое определение понятия "строение мерзлой осадочной породы". Взяв за основу представления геологов-осадочников (Швецов, 1958) о строении осадочных пород, он предложил различать понятия "строение" и "макростроение" мерзлых пород. Первое из них, по мнению Е.М. Катасонова, должно применяться по отношению к обломочным породам "как таковым" в их "чистом виде". Оно включает: 1) структуру мерзлых обломочных пород, т.е. "особенности строения породы, обусловленные формой и размерами обломочных частиц", 2) текстуру этих пород, т.е. особенности строения, связанные с распределением этих частиц, и 3) "тип ледяного цемента: базальный, поровый, контактный и т.д.". Таким об-

разом, предложенное Е.М. Катасоновым определение понятия "строение мерзлых пород" отличается от аналогичного понятия по отношению к немерзлым осадочным породам только включением в него "типа льда-цемента". При этом Е.М. Катасонов как-то упустил из вида, что в осадочных породах бывает еще и другой тип цемента, к которому геологи относят обычно "меньшую и более тонкозернистую часть породы" и виды которого более многообразны, чем льда-цемента (Швецов, 1958). Следовательно, по отношению к мерзлым породам следует в таком случае говорить о двух типах цемента: минеральном и льде-цементе.

При описании слоя пород, по мнению Е.М. Катасонова, следует говорить о макростроении, обусловленном характером распределения включений в мерзлых породах, главным образом льда. "Ледяные прослойки, гнезда, прожилки, линзы и т.д. как бы разбивают мерзлые породы на части, придают им макростроение или, как говорят мерзлотоведы, создают криогенные (морозные) текстуры" (1959, стр. 83, разрядка автора). Он практически отождествляет "макростроение" слоя мерзлой породы с его шливовой криогенной текстурой.

Следовательно, исходя из представлений Е.М. Катасонова, в тех случаях, когда мерзлая порода имеет массивную криотекстуру, следует говорить о "строении мерзлой породы". Если мерзлая порода имеет шливовую криотекстуру - о "макростроении". При этом указания на объем мерзлой породы ("более или менее значительный" во втором случае) не меняет дела: и ту и другую текстуру порода может иметь как при очень небольшом, так и при "более или менее значительном" объеме.

Предложенный Е.М. Катасоновым двойственный подход к определению понятия "строение мерзлых пород" не получил признания геокриологов.

Сравнивая оба определения, становится ясно, что под названием "строение мерзлых пород" понимаются не только криогенные особенности пород, но и особенности их строения до промерзания. Следовательно, это понятие более широкое, чем понятие "криогенное строение пород". Судя по имеющимся описаниям, под названием "криогенное строение пород" обычно рассматривают лишь их криогенные особенности - криогенную текстуру и структуру, чаще только текстуру. Однако, что называть криогенной текстурой, также до сих пор не совсем ясно. Существует несколько определений этого понятия. В 1956 г. терминологическая комиссия предложила понимать под криогенной текстурой "сложение мерзлых горных пород, возникшее в процессе их промерзания" ("Основные понятия и термины...", 1956, стр. 14). На недостатки такого определения указал А.М. Пчелинцев (1964). Преимущество же его, по сравнению с другими более поздними определениями, по нашему мнению, в том, что здесь из понятия "криогенная текстура" не исключаются никакие виды подземного льда. Однако, после того, как стал применяться термин "криогенное строение", такое определение криогенной текстуры пород стало недостаточным. Оно слишком широкое и скорее может быть определением "криогенного строения пород", чем их "криогенной текстуры".

В дальнейшем при уточнении понятия "криогенная текстура" возникли разногласия по вопросу о том, считать ли лед-цемент текстурообразующим. В 1957 г. П.А. Шумский дал определение не криогенной текстуры, а текстуры мерзлой породы, указав, что она "создается пространственным расположением ее (породы - Е.В.) составных частей, в первую очередь сцементированных льдом минеральных (или органо-минеральных) агрегатов и шлиров конституционного льда, но также и минеральных агрегатов различного состава и строения (благодаря первичной текстурности породы) и пр." (Шумский, 1957, стр. 57). Судя по данной им классификации криотекстур, лед-цемент П.А. Шумский относит к текстурообразующим льдам. Того же мнения придерживается большинство исследователей. Иной взгляд высказали А.М. Пчелинцев (1959, 1964) и Е.М. Катасонов (1959, 1961). Признавая текстурообразующими лишь такие формы ледяных образований как линзы, прослойки, прожилки, корки и гнезда льда, легко различимые невооруженным глазом, вне зависимости от их генезиса, они исключают из понятия криогенной текстуры группу массивных криотекстур, широко представленных в природе. Е.М. Катасонов вообще не пользуется термином "массивная криогенная текстура", хотя и относит к понятию "криогенная текстура" отдельные ее виды: "корковую" (пленочно-массивную, по Ш.Ш. Гасанову, 1963) и базальную (базально-массивную и атакситовую, по терминологии Втюрина, Гасанова, 1962а и Гасанова, 1963). При наличии же в мерзлой породе таких видов льда-цемента как контактный, мало-мощный пленочный и поровый, он указывает, что "криогенная текстура не выражена". А.М. Пчелинцев практически отходит от принятого им определения криогенной текстуры, выделяя, как особый тип, массивную криотекстуру. В 1967 г. Ш.Ш. Гасанов под криогенной текстурой предлагает понимать "совокупность особенностей строения мерзлой породы, обусловленных пространственными взаимоотношениями основных ее компонентов - грунта и породообразующего льда (сегрегационного и льда-цемента)".

Что такое "текстурообразующий лед", исследователи не указывают, но на основе предложенных ими определений "строения мерзлой породы" и "криогенной текстуры" можно сказать, какие типы подземных льдов они относят к текстурообразующим. По П.А. Шумскому и Ш.Ш. Гасанову, это конституционные льды, образующиеся при кристаллизации воды, содержащейся в горной породе до промерзания. А.М. Пчелинцев первоначально относил к ним льды любого генезиса, различимые невооруженным глазом, а позднее - любой подземный лед. Е.М. Катасонов по этому вопросу придерживается первоначальных взглядов А.М. Пчелинцева.

Термин "криогенная структура пород" часто встречается в литературе обычно в сочетании с термином "криогенная текстура", однако до сих пор неясно, что под ним понимать. Терминологической комиссией в 1956 г. под криогенной структурой было предложено понимать "строение мерзлых горных пород, обусловленное размерами, относительным количеством, формой, ориентировкой составных частей (минерального скелета, кристаллов льда, ячеек и пленок жидкости, газовых включений и пор)" ("Основные понятия и термины...", 1956, стр. 14).

Более узкое определение дал А.М. Пчелинцев (1959, стр. 21). Криогенной структурой породы он назвал "особое ее строение в мерзлом состоянии после перехода воды в лед при наличии в породе льда-цемента, связывающего минеральные частицы (или их микроагрегаты) и характеризующее взаимным расположением и соотношением льда-цемента и минеральных частиц". Таким образом, под "криогенной структурой" пород понимают совершенно разные стороны их криогенного строения: или один из типов криогенной текстуры (массивная, по А.М. Пчелинцеву) или одновременно и структуру и криогенную текстуру пород.

Если понятие "криогенное строение" ограничить лишь криогенными текстурой и структурой пород, то из него полностью исключаются подземные льды, образующие крупные скопления — повторно-жильные, пластовые сегрегационные, инъекционные и другие, часть которых встречается и в СТС. В 1964 г. Б.И. Втюрин предпринял попытку исправить это положение, применив термин "криогенное сложение пород". Этот термин уже встречался в литературе, но как синоним криогенного строения пород (Пчелинцев, 1959). Б.И. Втюрин под криогенным сложением понимает "не только криогенную текстуру и структуру отложений, а всю совокупность признаков мерзлых пород, включая и те виды подземного льда, которые образуют самостоятельную мономинеральную горную породу" (Втюрин, 1964, стр. 4). Но такое определение лишь расширяет понятие "криогенное строение", на что позднее указывает и сам автор (Втюрин, 1971).

Таким образом, ни одно из понятий, касающихся строения мерзлых пород, как и сам этот термин, не имеет определений, признанных всеми геокриологами. В связи с тем, что они широко применяются в данной работе, укажем, какое содержание вкладывает автор в каждый из этих терминов.

По-видимому, по отношению к мерзлым породам, в том числе и сезонномерзлым, наиболее широким из рассмотренных понятий будет "строение мерзлой породы". Вслед за П.А. Шумским (1957, 1959), мы считаем, что под строением мерзлой породы следует понимать всю совокупность признаков, характеризующих ее строение до промерзания (первичная текстура и структура минеральной или органо-минеральной части) и ее криогенное строение.

Криогенное строение породы — это совокупность специфических признаков, не свойственных породе до промерзания и определяющих ее криогенную текстуру и криогенное сложение. Оно характеризуется тем или иным пространственным расположением всех видов подземного льда, независимо от размеров и генезиса.

Под криогенной текстурой мы понимаем особое строение мерзлой породы, создаваемое взаиморасположением текстурообразующего льда и скелета породы.

При этом едва ли правильно текстурообразующий лед в целом или какой-то вид его (чаще всего сегрегационный) в мерзлой породе относить к категории включений. Лед в мерзлых породах — их основная неотъемлемая часть. Не может существовать мерзлых пород и без криогенной текстуры. А это противоречит смыслу, вкладываемому гео-

логами в понятие "включения". Как известно, если изъять включения из немерзлой породы, она останется практически такой же. Если же изъять текстурообразующий лед из мерзлой породы, она перестанет существовать как мерзлая и превратится в охлажденную морозную породу.

По нашему мнению, к включениям следует относить только погребенные льды, образующиеся не в горной породе, а на поверхности, и лишь впоследствии включенные в ее состав. Льды, возникающие в горной породе после ее промерзания или охлаждения от отрицательной температуры, следует относить к новообразованиям. Таковы все вторичные внутригрунтовые льды (Втюрин, 1967; Втюрин, Втюрина, 1969).

Текстурообразующими следует считать первичные и вторичные внутригрунтовые льды, образующие системы ледяных шпиров, гнезд или ледяной цемент.

Под ледяным шпиром понимается ледяное образование любого генезиса, различимое невооруженным глазом, имеющее определенную неизометричную форму (прожилки, прослойки, линзы и т.д.). Ледяные тела любого генезиса изометричной или неопределенной формы ("бесформенные") принято называть гнездами льда. Аномально большие по толщине шпир и гнезда льда (пластовые сегрегационные, повторно-жилные, отчасти жилные льды, большая часть погребенных и т.д.) рассматриваются исследователями как мономинеральная ледяная порода. А.И. Попов (1967) к шпиром относит ледяные образования толщиной не более 0,5 м, а Б.И. Втюрин (1967, 1969) — образования не толще 0,3–0,5 м. Эти пределы указаны для ледяных шпиров ММП и не применимы к СТС, поскольку мощность данного слоя нередко не превышает 0,3–0,5 м. В породах СТС толщина ледяных шпиров редко превышает 3–5 см, в основном менее 1 см. По-видимому, применительно к СТС ледяными шпиром можно считать образования толщиной не более 5 см. Правда, следует оговорить, что толщина ледяных образований — очень условный критерий деления их на шпиром, с одной стороны, и разные виды льда — мономинеральной горной породы (пласты, жилы, линзы и т.д.), с другой.

Вторичные внутригрунтовые льды (в основном прожилки), встречающиеся в виде одиночных шпиров в СТС, следует рассматривать как новообразования, лишь осложняющие криогенное строение пород.

Вместо "криогенной структуры" правильнее, видимо, говорить о структуре мерзлой породы, понимая под этим особенности строения, обусловленные формой и размерами как обломочных частиц, так и зерен (кристаллов) льда.

Текстура мерзлой породы — это совокупность ее первичной (до промерзания) и криогенной текстуры.

В вертикальном профиле СТС, СМС и ММП обычно наблюдается чередование разных по мощности горизонтов породы, имеющих разную криогенную текстуру. Это своего рода макротекстурные особенности мерзлых пород. Применительно к СТС особенности криогенного строения пород, создаваемые взаимоположением горизонтов с разным классом

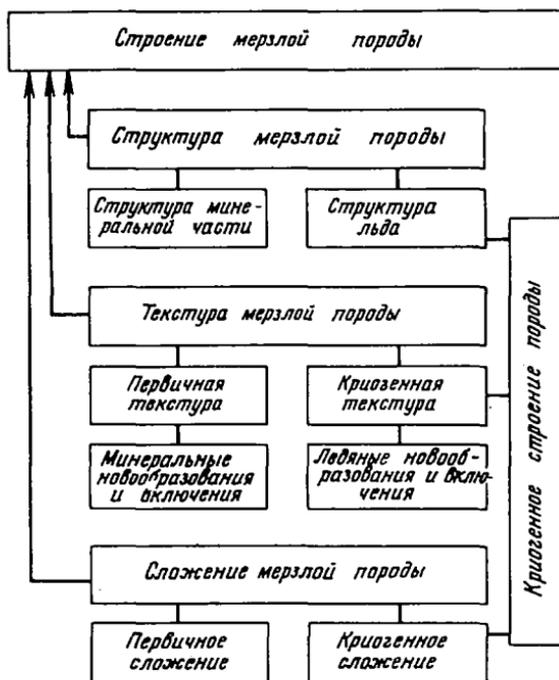


Рис. 2. Схема соподчинения понятий, входящих в понятие "строение мерзлой породы"

криотекстур, предложено называть криогенным сложением (Втюрина, 1967).

Некоторое представление о соподчинении понятий по проблеме строения мерзлой породы дает составленная нами схема (рис. 2).

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Основная специфическая особенность мерзлых горных пород – наличие в них льда. Генетическая принадлежность льда, связанные с этим особенности его распределения и взаимоотношения с вмещающей породой определяют особенности криогенного строения мерзлых горных пород.

Ежегодное охлаждение СТС до сравнительно низких отрицательных температур при разном составе, влажности и первичном сложении его пород, различия в режиме промерзания обуславливают возможность развития в нем весьма сложного комплекса процессов льдообразования (табл. 1).

Несмотря на небольшую мощность, СТС свойственны все установленные к настоящему времени типы льдообразования, а следовательно, и все генетические типы подземных льдов. Однако, если сравнить классификацию типов льдообразования в СТС с ранее предложенной Е.А. Втюриной и Б.И. Втюриным (1970) общей их классификацией, построенной на тех же принципах, можно заметить, что льдообразование, а значит, и подземные льды в СТС, имеют свои особенности. Это объясняется, с одной стороны, большей сложностью режима промерзания СТС, с другой, – различиями во времени промерзания и пребывания в мерзлом состоянии пород СТС и ММП. Как эпигенетические, так и сингенетические ММП формируются только при одностороннем промерзании: первые – при промерзании пород сверху, со стороны дневной поверхности, вторые – снизу, со стороны подстилающих мерзлых пород. Породам СТС на преобладающей площади его распространения свойственно одновременное или разновременное двухстороннее промерзание. Это, естественно, накладывает своеобразный отпечаток на процессы льдообразования в СТС. В его верхней части развиваются те типы и подтипы льдообразования, которые наблюдаются при формировании эпигенетических ММП, а в нижней – те из них, которые характерны сингенетическим ММП. Лишь в южных районах области СТС слагающие его породы промерзают в основном односторонне сверху. Пока нет данных, подтверждающих возможность полного промерзания пород СТС только снизу, однако это можно предполагать на отдельных участках субаквального СТС.

Поскольку СТС – самый верхний слой горных пород, в нем, как показывают имеющиеся данные, развиваются некоторые типы льдообразования, не наблюдающиеся при многолетнем промерзании.

Сравнительно высокая скорость промерзания СТС и кратковременность его пребывания в мерзлом состоянии обуславливают специфические осо-

Класс	Подкласс	Тип	Подтип	Условия, при которых возможен данный подтип	
				Порода	Влажность
1	2	3	4	5	6
Подземное	Льдообразование за счет подземных вод	Цементное	Свободно-водное	Песок и более грубые породы без мелкозема или при незначительном его содержании; слабозагнившийся незаилненный торф, трещиноватые скальные породы	Выше ММВ до полной вла. емкости. В трещиноватых породах трещины заполнены водой
			Очень слабо связанно-водное		
			Прочно-связанно-водное	Тонкодисперсная	Не выше ММВ
			Слабо-связанно-водное	Тонкодисперсная с неравномерной пористостью	Немного выше ММВ, слабо связанная вода сорбционно замкнута
		Сегрегационно-цементное	Слабо-связанно-водное	Тонкодисперсная порода и грубодисперсная при большом содержании мелкозема, заиленный, хорошо разложившийся торф	Выше ММВ до полной влагемкости
		Сегрегационно-цементное	Смешанно-водное	Тонко- и грубодисперсная порода, неотторфованная или слабоотторфованная	Нижний горизонт СТС до полной влагемкости, в остальной части - любая влажность
		Интъекционное	Свободно-водное	Грубодисперсные по всему СТС или в его нижней части	В верхней части СТС - любая влажность, в нижней увлажнение до полной влагемкости
		Цементное	Свободно-водное	Рыхлые, подверженные морозобойному трещинообразованию или растрескиванию при усыхании; трещиноватые скальные и грубообломочные без мелкозема	Трещины и пустоты заполняются водой после промерзания (охлаждения) СТС

Тип промерзания	Горизонт преимущественного проявления	Преимущественное распространение
7	8	9
Одностороннее и двустороннее с более поздним началом снизу. В трещиноватых породах при любом промерзании	Любой горизонт и по всему СТС. В трещиноватых породах нижний и средний, реже по всему СТС	В рыхлых породах как самостоятельные подтипы преимущественно в двух северных подзонах области СТС; в сочетании с другими типами в любом ее районе. Развита очень широко, в скальных породах - в верхнем поясе любого района области СТС, но развита нешироко
При любом типе промерзания	Средний, нижний и средний	В сочетании с другими типами в любом районе области СТС; как самостоятельный подтип лишь в засушливых районах
То же	То же	Возможен в любом районе области СТС, но распространен нешироко
То же	Верхний, верхний и нижний, реже по всему СТС	Встречается в любом районе области СТС, распространен очень широко, но меньше, чем цементное льдообразование
Двустороннее с более ранним началом его снизу	Только нижний горизонт, промерзающий снизу	Северная часть области СТС, где температура ММП не выше -5° . Возможен в верхнем поясе при той же температуре ММП
Одностороннее или двустороннее с незначительным промерзанием снизу	Нижний и средний	Встречается редко, преимущественно в южной части области СТС и в верхнем поясе, где температура ММП в основном выше -1°
При любом типе промерзания	Верхний или верхний и средний, реже нижний или по всему СТС	Возможно в любом районе области СТС; преимущественно встречается в зоне его сплошного распространения и в верхнем поясе

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Подземное	Льдообразование за счет наземных вод	Цементное	Сублимационное	Рыхлые, подверженные морозобойному трещинообразованию или растрескиванию при усыхании; трещиноватые скальные и грубообломочные без мелкозема	Трещины и пустоты не заполняются водой
			Сублимационно-водное	То же	Трещины заполняются водой с началом таяния снега
			Снежно-водное	Трещиноватые скальные и рыхлые породы с трещинами усыхания или морозобойными	То же
Наземное	Льдообразование наземных вод (поверхностных вод, снега, льда)	Осадочно-метаморфическое	Снежное и снежно-водное	То же	Преимущественно сильно влажные
			Ледниковое	Грубодисперсные с мелкоземом	Любая влажность
		Обыкновенное (конгелитионное)	Свободно-водное (вода озер, рек, морей)	Преимущественно тонкодисперсные породы	Преимущественно сильно влажные
	Натеющее (конгелитионное)	Свободно-водное	То же	То же	

7	8	9
При любом типе промерзания	Верхний или верхний и средний, реже по всему СТС	Возможно в любом районе области СТС, особенно в малоснежных незаболоченных районах и в верхнем поясе
То же	То же	Возможно в любом районе области СТС, преимущественно в зоне его сплошного распространения
"	"	Верхний пояс, реже в северной части зоны сплошного и в малоснежных районах зоны островного распространения СТС
"	Верхний	Встречается довольно часто в области СТС, кроме крайней северной ее части и верхнего пояса
"	На поверхности с последующим погребением наземного льда	В формировании криогенного строения СТС участвуют редко, в основном в зоне сплошного, реже островного распространения СТС
"	То же	Часто участвуют в формировании криогенного строения СТС в верхнем поясе на участках современного оледенения
При любом типе промерзания	На поверхности с последующим погребением наземного льда	В формировании криогенного строения СТС участвует реже, чем осадочно-метаморфическое
То же	То же	То же

1	2	3	4	5	6
Наземное	Льдообразование за счет смешанных вод (подземных, поверхностных и снега)	Натечное (наледное)	Свободно-водное	Преимущественно тонкодисперсные породы	Преимущественно сильно влажные
	Льдообразование за счет подземных вод (подземных, поверхностных и снега)	Натечное (наледное)	Свободно-водное	То же	То же
		Инфильтрационное (наледное)	Снежно-водное	"	"

7	8	9
При любом типе промерзания	На поверхности с последующим погребением наземного льда	В формировании криогенного строения СТС участвует реже, чем осадочно-метаморфическое
То же	То же	То же
"	"	"

бенности проявления в нем ряда типов и подтипов льдообразования, наблюдающихся как при сезонном промерзании пород, так и при формировании ММП. В отличие от ММП, льды в СТС – образования сезонные не только по времени формирования, но и по времени существования. Все они возникают за один холодный сезон и исчезают за один теплый. Продолжительность существования определяется в основном не генезисом льда, а временем его возникновения и положением в вертикальном профиле СТС. Но поскольку разным типам льдообразования, как будет показано, свойственна преимущественная приуроченность к определенным горизонтам СТС, то можно говорить о характерной для того или иного генетического типа и вида льда продолжительности существования.

Льды СТС, как и ММП, в соответствии с двумя основными классами льдообразования можно разделить на: внутригрунтовые, возникающие непосредственно в породах СТС и первично-поверхностные, образуемые на поверхности и включаемые в состав СТС в результате последующего погребения.

1. ВНУТРИГРУНТОВЫЕ ЛЬДЫ

Внутригрунтовые льды образуют основную массу подземных льдов СТС. Они возникают в результате подземного льдообразования, развивающегося как в промерзающих породах за счет содержащейся в них влаги – первичные внутригрунтовые льды, так и в мерзлых породах при попадании в имеющиеся в них полости и трещины поверхностных вод, снега и водяных паров – вторичные внутригрунтовые льды. В отличие от ММП внутригрунтовый лед в СТС может формироваться и за счет смешанной влаги при одновременном участии в льдообразовании воды, содержащейся в породах СТС до начала промерзания и влаги, поступающей в промерзающие породы с поверхности, преимущественно в форме пара.

Преобладающая масса льда в СТС формируется из воды, содержащейся в них перед промерзанием. Подземная влага разных модификаций, как известно, по-разному реагирует на процесс промерзания. В одних случаях это вызывает весьма существенное перераспределение ее, миграцию к фронту промерзания или инъекцию. В других – фиксацию на месте с отжатием избытка, возникающего при объемном расширении кристаллизующейся воды или без его отжатия, но с пучением грунта до 9%. Различия в поведении подземной влаги с началом промерзания послужили основанием для деления подземного льдообразования в горных породах за счет подземных вод на четыре типа: сегрегационный, инъекционный, цементный и сегрегационно-цементный.

Подземное льдообразование за счет наземных вод исключительно цементное, при котором льдом заполняются лишь имеющиеся в мерзлых породах пустоты различной формы и генезиса. Поэтому вторичные внутригрунтовые льды генетически более однородны, чем первичные, хотя мало уступают им по многообразию форм залегания. Внутригрунтовые льды различны не только по генезису, строению, времени существования и взаимоотношению с вмещающей породой, но и по роли в криогенном строении СТС.

Цементные льды

Это наиболее обширная группа подземных льдов СТС, объединяющая льды, неодинаковые по механизму образования, форме залегания, текстуре и структуре. Среди них есть как первичные, так и вторичные. В их формировании участвует влага разного происхождения, фазового состояния и модификации. Основное, что объединяет их – это тип льдообразования. Цементным следует называть подземный лед, возникающий в результате цементного льдообразования, не сопровождающегося увеличением существующих или возникающих в СТС при промерзании полостей и трещин более, чем на 9%.

Первичный цементный лед

Это самый распространенный из подземных льдов. Он образуется из влаги, содержащейся в породах до промерзания и является одним из основных конституционных текстуробразующих льдов как ММП, так и СТС. Условия, необходимые для его формирования, рассмотрены нами ранее (Втюрина, Втюрин, 1970). Диапазон их очень широк. Цементное льдообразование за счет подземных вод свойственно практически любому по составу и влажности породам, наблюдается и самостоятельно, и в сочетании с другими типами, встречается в любом районе области СТС.

Как самостоятельное единственное по СТС данное льдообразование наблюдается значительно реже, чем в сочетании с другими типами. Исключительно первичный цементный лед может быть свойствен лишь влажным и водонасыщенным грубозернистым породам, трещиноватым коренным породам и слаборазложившемуся незаиленному торфу, целиком слагающим СТС. Названные породы, кроме торфа, встречаются в составе данного слоя в основном в северной части области СТС и в верхнем высотном геокриологическом поясе любого района. В нижнем геокриологическом поясе к участкам таких пород обычно приурочены талики. Но и в северной части области СТС при грубозернистом составе его пород цементное льдообразование не всегда единственное по СТС. Важен не только состав пород, но и особенности их промерзания. При очень интенсивном охлаждении снизу, наблюдающемся в районах ММП с температурой -5° и ниже, в грубых сильно влажных породах СТС наряду с цементным развивается сегрегационно-цементное льдообразование.

В трещиноватых скальных и полускальных породах, встречающихся в составе СТС преимущественно в верхнем геокриологическом поясе, цементное льдообразование только за счет воды, содержащейся в трещинах до промерзания, видимо, явление редкое. Такие породы слагают СТС на наиболее повышенных, как правило хорошо дренированных участках. Поэтому больше оснований допустить, что заполнение трещин льдом происходит в основном после охлаждения пород до отрицательной температуры, за исключением участков субкавального СТС, но данных об этом пока нет.

В зоне островного распространения СТС этот вид цементного льдообразования свойствен слаборазложившемуся незаиленному торфу. В южных районах, где СТС приурочен в основном к торфяникам, первичный цементный лед получает исключительное значение в криогенном строении СТС. Льдообразование в торфе до сих пор почти не изучено. Исследования строения льда в торфе на Чукотке (Втюрина, 1963б) показали, что при росте кристаллов растительные остатки почти не выталкиваются, захватываются льдом. Кристаллы оказываются как бы разделенными на части включенными в них торфяными частицами. Благодаря этому создается впечатление микрошлировой микрослоистой сильно извилистой криотекстуры. Нередко торф, особенно моховой, представляет собой монолитную сцементированную льдом массу даже без таких ложных шлиров.

Преобладание в составе СТС тонкодисперсных пород, увлажненных выше ММВ, предопределяет преимущественное развитие цементного льдообразования в сочетании с сегрегационным. Экспериментально установлено, что обусловить исключительно цементное льдообразование за счет подземных вод в тонкодисперсных породах СТС могут два фактора: малая влажность пород перед промерзанием, ниже ММВ при любой скорости промерзания и большая скорость промерзания, выше критической для данных пород при любой влажности (Втюрина, Втюрин, 1970). Но в природных условиях породы СТС увлажнены, как правило, выше ММВ, а скорость их промерзания невелика. Поэтому без сочетания с сегрегационным цементное льдообразование в них в большинстве случаев не проявляется. Однако, как показали наблюдения, СТС тонкодисперсного состава характерен горизонт цементного льдообразования: средний в северных районах, средний и нижний - в южных. Цементное льдообразование в указанных горизонтах СТС развивается из года в год независимо от предзимней влажности пород. Так, в районе Воркуты по всем выработкам, вскрывшим СТС, сложенный пылеватыми супесями и суглинками, нами в 1962-1963 гг. был установлен горизонт с массивной криотекстурой, приуроченный или к средней или к средней и нижней частям СТС. Средняя по СТС предзимняя влажность на разных элементах рельефа была не ниже 23-25% к сухой навеске, т.е. выше ММВ. В районе Игарки, по данным А.М. Пчелинцева (1961, 1964), цементное льдообразование, обуславливающее массивную криотекстуру, развивается в среднем и нижнем горизонтах СТС, сложенного пылеватыми суглинками, предзимняя средняя по СТС влажность которых 32-34% к сухой навеске. Данные о наличии горизонта с массивной криотекстурой в средней части СТС, сложенного суглинками, приводят Е.Б. Белопухова (1961) по бассейну р.Ирелях в Якутии, Е.Г. Катасонова (1961) по бассейну р.Далдын, Н.Ф. Брахина (1966) по южной части Алданского района и др. Более или менее равномерная оторфованность супесей и суглинков по всему СТС препятствует миграции влаги к фронту промерзания и обеспечивает более равномерное распределение ледяных шлиров в нем. То же наблюдается при подтоке влаги со стороны при промерзании СТС. В заиленном слаборазложившемся и незаиленном хорошо разложившемся торфе цементное льдообразование также наблюдается только в сочетании с сегрегационным.

Форма залегания и размеры первичного цементного льда различны и определяются формой и размерами пустот, которые заполняет данный лед. Наиболее распространенная форма его получила название льда-цемента. Так называют цементный лед, полностью или частично заполняющий поры между частицами рыхлого грунта.

Первичный лед - цемент образуется в основном из свободной или прочно связанной воды, реже из сорбционно-замкнутой слабо связанной и парообразной, содержащейся в СТС до промерзания. Он возникает в любом горизонте СТС. Время его существования определяется положением в вертикальном профиле СТС, режимом его промерзания и положением района. В верхней части СТС в северных районах он

существует восемь-девять месяцев, в южных шесть-семь месяцев. В нижней части СТС в районах с двухсторонним промерзанием он существует большую часть года, исчезая всего на 1-2 недели и менее. В южных районах одностороннего промерзания СТС сверху время существования льда-цемента в нижней части СТС шесть-семь месяцев и менее.

В зависимости от степени заполнения пор лед-цемент подразделен П.А. Шумским (1957) на: 1) контактный, возникающий лишь у контакта частиц или их агрегатов, 2) пленочный, обволакивающий частицы, но не заполняющий поры целиком и 3) поровый, полностью заполняющий поры. П.А. Шумским выделен также четвертый вид льда-цемента, названный базальным. Но как будет показано ниже, это не чисто цементный лед. Первичный контактный и пленочный лед-цемент в СТС встречается сравнительно редко. Он возможен в грубозернистых слабо влажных грунтах. При сильном увлажнении нижнего горизонта СТС такого состава контактный и пленочный лед-цемент развивается в верхнем и среднем горизонтах вследствие парообразной миграции влаги из нижнего. В тонкодисперсных породах СТС эти виды льда-цемента очень редки. В зоне двухстороннего промерзания их можно ожидать лишь в среднем иссушенном горизонте СТС. Однако, как показали наши наблюдения на Чукотке, а позднее в районе Воркуты, степень иссушения среднего горизонта СТС обычно не столь велика, чтобы образовался лишь контактный или пленочный лед-цемент. На крайнем севере области СТС этому препятствует высокая влажность и оторфованность пород, а в южных - незначительное промерзание снизу или охлаждение со стороны ММП, что препятствует в какой-то мере миграции влаги к верхнему фронту промерзания. Лишь в сильно засушливых районах при четко выраженной структуре пород СТС между агрегатами грунта возникает контактный и пленочный лед-цемент за счет подземных вод, перемещающихся в парообразном состоянии. Это наблюдалось Н.С. Даниловой (1966) в Центральной Якутии. По ее данным, в покровных суглинках чешуйчатой макроструктуры сублимационные кристаллы льда на поверхности чешуек наблюдались при влажности пород СТС 10-20% к сухой навеске. Но это влажность грунта в талом состоянии летом. Как известно, при влажности суглинков выше ММВ в них возможно сегрегационное льдообразование. Отсутствие шлиров сегрегационного льда показывает, что при промерзании влажность суглинков была не выше ММВ.

Наиболее широко распространен первичный поровый лед-цемент, Это основная форма льда-цемента, свойственная тонкодисперсным породам. Он наблюдается по всему СТС обычно в сочетании с сегрегационным. При грубом составе СТС он в основном свойствен нижнему горизонту, реже всему слою. По-видимому, невозможен первичный сублимационный поровый лед-цемент из-за сравнительно большой скорости промерзания СТС.

До сих пор лед-цемент не только СТС, но и ММП практически не изучен. Лишь исходя из особенностей его формирования, можно предполагать, что это в основном мелкозернистый лед, за исключением порового в крупных порых. Видимо, встречается как моно-, так и поли-

кристаллический лед-цемент. По предположению П.А. Шумского (1957), структура его аллотриоморфно-зернистая с хаотической ориентировкой главных осей кристаллов. Однако, поровому льду-цементу может быть свойственна, видимо, и упорядоченная кристаллографическая ориентировка - по направлению теплового потока (Коннова, 1957). Эти вопросы требуют дальнейшего изучения.

Лед-цемент - не единственная форма цементного льда, хотя и самая распространенная. СТС свойственны также такие его формы, как жильный и полостной лед.

Жильный лед - это цементный лед, выполняющий разного рода трещины в СТС. Механизм его образования принципиально не отличается от механизма образования льда-цемента. Но первичные жильные льды редки в СТС. Причина этого - рыхлый состав и высокая влажность его пород. В талом состоянии в СТС редко возникают трещины, а если и образуются, то быстро заплывают влажным грунтом. Лишь в засушливых районах трещины усыхания, заполнившиеся в осенний дождливый период водой, могут служить местом образования первичного жильного льда. Такое явление отмечено А.П. Горбуновым (1967). Наиболее благоприятны для его развития трещиноватые коренные породы с обводненными трещинами, но они не характерны для СТС. Первичный жильный лед может быть встречен в основном в горных районах с маломощным рыхлым покровом, особенно в верхнем поясе. Но здесь широкому развитию первичного жильного льда препятствует хорошая дренированность пород.

Полостной первичный цементный лед до настоящего времени не установлен в СТС, хотя образование его возможно при наличии в СТС обводненных полостей.

Таким образом, основная наиболее часто встречающаяся форма первичных цементных льдов - поровый лед-цемент, наблюдающийся в любом районе СТС в сочетании с сегрегационным, реже самостоятельно как единственный по разрезу СТС. Все остальные формы первичного цементного льда встречаются значительно реже и, как правило, в сочетании с первичным поровым. Исключения составляют трещиноватые обводненные коренные породы, в которых первичный жильный лед может иметь самостоятельное значение, являясь основным видом текстуробразующих льдов.

Вторичный цементный лед

Вторичный цементный лед - результат развития в СТС подземного льдообразования за счет наземных вод. Проникновение в мерзлые и морозные породы СТС поверхностных вод, водяных паров и снега обуславливает проявление в них исключительно цементного льдообразования, независимо от их состава, предзимней влажности и генетических типов имеющихся в них первичных внутригрунтовых льдов. Данное льдообразование не столь широко распространено и не играет ведущей роли в формировании криогенного строения пород СТС как льдообразование за счет подземных вод. Лишь в скальных породах СТС оно может

быть единственным, формирующим их криогенное строение. Поверхностная вода (таялая снеговая, паводковая), снег и водяной пар могут заполнять лишь имеющиеся или возникающие при охлаждении полые трещины и полости в мерзлых и морозных породах СТС без изменения их объема или с изменением его не более, чем на 9% от объема поступившей воды. Генезис полостей и трещин не имеет значения, но размер их в известной мере предопределяет особенности заполнения трещин и полостей и подтип цементного льдообразования (Втюрина, Втюрин, 1970). В рыхлых породах СТС подземное льдообразование за счет поверхностных вод, снега и водяных паров приурочено в основном к морозобойным трещинам, меньше к трещинам усыхания. Поэтому среди вторичных цементных льдов первое место по распространению принадлежит жильным льдам.

При глубоком морозобойном растрескивании, захватывающем не только СТС, но и ММП, трещины проходят через весь СТС. Размер разовых морозобойных трещин в СТС больше, чем в ММП, поскольку в СТС находится их верхняя наиболее широкая часть. Но жильные льды СТС, будучи сезонными не только по времени образования, но и существования, никогда, естественно, не достигают таких больших размеров, как повторно-жильные льды в ММП. Максимально возможная протяженность их по вертикали не может превышать мощности СТС, т.е. 30–50 см на севере и 3,0–3,5 м на юге. Ширина их по верху в основном не более 2–3 см и, видимо, зависит от природных условий района развития. По наблюдениям Б.И. Втюрина и Е.А. Втюриной (1960), в низовьях р. Яны, где температура ММП $-8-9^{\circ}$, ширина морозобойной трещины в конце ноября, в нижней части СТС на глубине 30 см была 10 мм, а в верхней части ММП – 1,5–2 мм. Всю зиму трещина в СТС была полой, лишь частично забитой снегом. Грунт стенок осыпался в трещину даже при небольшом движении воздуха. На Чукотке, в пойме р. Волчья ширина полых морозобойных трещин в СТС и верхней части ММП колебалась от 1,5–2 см до 1 мм. Заполнение их и формирование жильного льда происходит в основном при таянии снега или в период половодья. Жильно-полигональный рельеф – морфологическое следствие проявления глубокого морозобойного растрескивания пород – широко развит в области СТС. Представление о его распространении дает схематическая карта повторно-жильных льдов (Шумский, Втюрин, 1963; Втюрин, 1971). В верхнем геокриологическом поясе оно возможно и в более южных районах. Это позволяет говорить о широком развитии жильных льдов в СТС, прослеживающихся по всему его вертикальному профилю. Лед водный, реже сублимационно-водный. Возникновение после установления снежного покрова и малая ширина морозобойных трещин служат препятствием для заполнения их снегом и образования снежно-водного льда.

Ежегодное глубокое морозобойное растрескивание пород, хотя и не приводит к увеличению размера жильных льдов в СТС, как в ММП, но оказывает существенное влияние на СТС. По нашим наблюдениям в долине р. Яны в 1952–1953 гг., в растущих валиковых полигонах это местами приводит к нарушению сплошности СТС в горизонтальной

плоскости. Так, в 5 км выше пос. Казачье, на левобережной высокой пойме р. Яны развиты полигоны с валиками высотой около 70 см. Над осевой частью жил между торфяными валиками прослеживалась канавка с отвесными стенками шириной и глубиной 10–15 см. На дне ее лед, — верхняя поверхность повторной ледяной жилы. Таким образом, рост повторно-жильного льда в ширину приводит к увеличению размеров трещин в СТС, а начиная с определенного момента, препятствует смыканию их в торфе в летний период. На таких участках СТС разорван: прослеживается на большей части каждого полигона и отсутствует между валиками. Такое явление возможно в северной части области СТС, где мощность его невелика при сравнительно большой мощности торфяного горизонта. В минеральных грунтах СТС морозобойные трещины ежегодно заплывают.

Наряду с глубоким растрескиванием наблюдается также образование морозобойных трещин только в СТС. Они прослеживаются в основном в верхней и средней части СТС, реже по всему слою, сеть их чаще, чем глубоких. Местами положение морозобойных трещин из года в год почти не меняется, что приводит к возникновению своеобразных форм микрорельефа. Такие трещины отмечены в разных районах СССР: В.В. Баулиным и др. на юге п-ова Ямал и на Пур-Тазовском междуречье, Б.И. Втюриным и др. на одном из участков долины р. Канчалан, В.Ф. Жуковым (1944), А.И. Дементьевым (1946), Н.Н. Карповым (1961), Е.А. Втюриной (1962) в Забайкалье, Л.Н. Максимовой (1961) на северо-западе Амурской области, Г.Ф. Грависом (1962) в Якутии и др.

Н.Г. Бобов (1961) придает существенное значение льдообразованию в небольших морозобойных трещинах при формировании криогенного строения верхней части ММП, а следовательно и СТС. Он приводит интересные данные о жильных льдах в СТС на Лено-Вилюйском междуречье (Бобов, 1960а). На водоразделах и на склонах здесь широко развит мелкополигональный рельеф. Полигоны выпуклые с плоской вершиной, размером обычно менее 1,0 м, разделены ложбинами, глубиной и шириной не более 0,3 м. Трещины были обнаружены в межполигональных ложбинах. Они прослеживались только в СТС. До глубины 1,0 м в протаявшей к концу августа части суглинка ширина трещины была менее 2 мм. В мерзлых породах до глубины 1,5 м продолжением некоторых трещин служили жилки льда. В верхней части ширина их не превышала 2 см. Небольшую ширину трещин в протаявшей части СТС Н.Г. Бобов объясняет сокращением ее в результате теплового расширения пород.

Мелкополигональный рельеф на возвышенностях на Северо-Востоке СССР отмечен Т.Н. Каплиной (1960). Нами сезонные полигоны наблюдались в 1959 г. в долинах рек Канчалан и Тавайваам. Размер их 1,5–2,0 м, поверхность плоская, задернованная. Ограничивающие канавки не всегда четко выражены. Ширина их 15–20 см, глубина 10 см. Шурфом в слое супеси мощностью 25–40 см с массивной криотекстурой под канавкой была вскрыта ледяная жилка шириной до 2 см. В нижележащий слой галечника с песком она не проникала (рис. 3).

В верховьях р. Канчалан на останце первой террасы нами наблюдались сезонные полигоны размером до 15–17 м. Они оконтурены по-

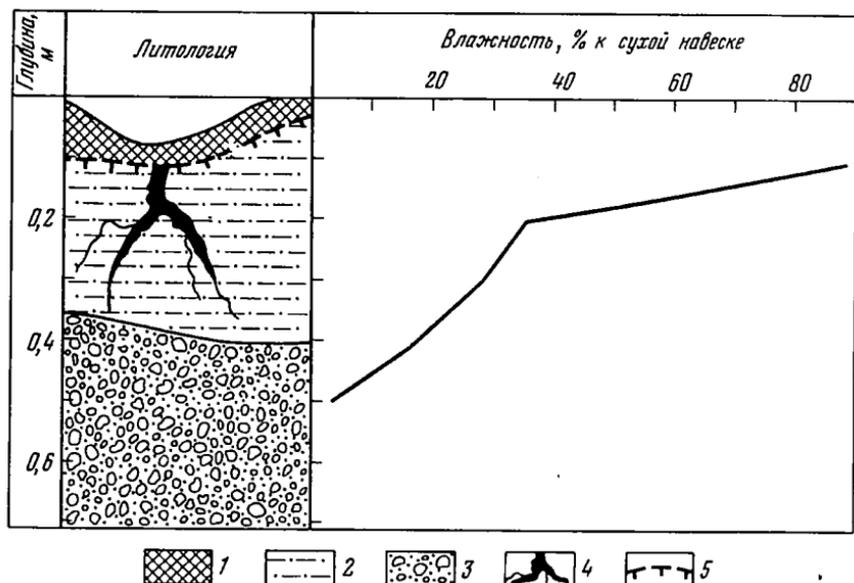


Рис. 3. Вторичный внутригрунтовый жильный лед в верхнем горизонте СТС.

1 - дерново-торфяной горизонт; 2 - супесь; 3 - галечник с песком; 4 - жильный лед; 5 - положение верхней поверхности мерзлых пород на конец мая 1959 г.

нижениями шириной от 0,3–0,5 м до 2 м, глубиной от 0,1–0,3 м до 1,5 м. В мерзлых гравийно-галечниковых отложениях под этими понижениями нет никаких следов растрескивания. По-видимому, морозобойные трещины развивались только в СТС. Большая ширина канав, особенно на склонах, – следствие не только вытаивания ледяных жилков, но и эрозии. В СТС встречаются также бессистемно расположенные трещины с жильным льдом.

Заполнение неглубоких трещин льдом происходит так же как и трещин при глубоком морозобойном растрескивании. По наблюдениям Г.Ф. Грависа (1962), в районе Якутска, в долинах рек М.Ботуоби и Ирелях, в верховьях р.Индиگیرки, в долине р.Куйдусун и среднем течении р.Вилюй, трещины не проникают глубже СТС (80–150 см). Они образуют полигоны поперечником 40–80 см. Жилки льда в них образуются, по Г.Ф. Гравису, за счет сублимации водяных паров зимой и затекания талых вод весной. В зависимости от количества сублимационного материала, конфигурации трещин, температуры пород СТС к моменту проникновения воды, трещины могут полностью или частично заполняться водным льдом с полным или частичным переплавлением сублимационного материала. Все это выражается в строении льда (Втюрина, Втюрин, 1970).

Наибольшей ширины жилы льда могут достигать в СТС, сложенном трещиноватыми коренными породами, т.е. преимущественно в верхних частях гор при развитии в них неглубоко залегающих ММП. В формировании жильного льда здесь могут участвовать не только талые снеговые воды и сублимационный материал, но и снег. Поэтому строение такого льда должно быть весьма многообразно, но данных о нем пока нет.

Исходя из общих природных условий, водное и сублимационно-водное льдообразование в трещинах мерзлых и морозных пород СТС характерно для преобладающей части области его распространения. Чисто сублимационное льдообразование в них возможно лишь в тех районах, где малоснежная зима и где снег исчезает преимущественно в результате испарения до начала таяния. К таким районам относится в частности южное Забайкалье, широкое развитие морозобойных трещин в котором констатировалось рядом исследователей (Жуков, 1944; Дементьев, 1946; Карпов, 1961; Втюрина, 1962 и др.). В 1956-1957 гг. нами проводились наблюдения за образованием и заполнением морозобойных трещин в юго-восточном Забайкалье на участке между г.Нерчинском и пос. Кумаки. Трещины появились в середине октября, в основном на лишенных растительности участках: проселочных дорогах, поселках. Тот же срок указывают А.И. Дементьев (1946) по району Дарасуна и Н.Н. Карпов (1961) по району Березовки. К концу октября ширина трещин не превышала 3-5 мм. Они образовали многоугольники поперечником до 1,0-1,5 м. К 24/XII ширина некоторых из них достигла 7-10 см. Такие широкие трещины проходили преимущественно поперек дороги и были соединены более мелкими. В совокупности они образовали сеть многоугольников поперечником около 40 см. На задернованных участках с неуплотненным снежным покровом трещин не наблюдалось. При бурении вручную скважины вокруг нее в радиусе 2 м была вытоптана растительность. Этого оказалось достаточно, чтобы образовались трещины шириной 0,7-1,5 см, отходящие от скважины под углом около 120° одна к другой.

Как правило, верхние 3-5 см трещин забиты плотным снегом. Ниже они полые с небольшим количеством сублимационного материала. Едва ли плотный снег в верхней части трещин исчезает в результате испарения. Весной он тает, но талой воды недостаточно для заполнения трещин. Поэтому водное льдообразование развивается в основном в их нижней или средней частях, в зависимости от характера поступления талой воды, конфигурации трещин, наличия в них комков грунта.

По наблюдениям А.И. Дементьева (1946), в январе-феврале ширина трещин в Забайкалье достигает 13-16 см. При такой большой ширине не исключена возможность заполнения их снегом на значительном протяжении по глубине. Однако, в отличие от ММП, пребывание пород СТС в мерзлом состоянии слишком непродолжительно, чтобы сколько-нибудь заметно проявилось метаморфическое льдообразование. Поэтому в трещинах, заполненных снегом, льдообразование развивается лишь при проникновении в них воды. Это снежно-водное льдообразование. Оно должно быть характерно для трещиноватых коренных пород с широкими открытыми трещинами.

Строение повторно-жильных льдов изучено довольно детально (Шумский, 1955, 1959; Втюрин, 1955, 1966, 1971; Шумский, Втюрин, 1963 и др.). Это позволяет высказать некоторые соображения и об основных особенностях строения жильных льдов СТС, хотя изучением их структуры и текстуры исследователи почти не занимались. Так, Н.Г.Бобов (1960а, стр. 26), изучавший жильный лед СТС на Лено-Вилюйском междуречье, отмечает следующие особенности его строения: "Вдоль всей жилки льда, в ее средней части, расположена тонкая вертикальная прослойка бурого суглинка. Куски мерзлой породы с такими жилками легче разламываются именно по их средней части. Удлиненные кристаллы льда в жилках располагаются перпендикулярно с стенкам жилок". Таково строение жильного льда на склонах и вершинах водоразделов, т.е. на незащищаемых поверхностях, где морозобойные трещины заполняются в основном тальми снеговыми водами. По-видимому, ориентировка кристаллов нормально к стенкам трещины - характерная особенность вторичного внутригрунтового жильного льда.

Б.И. Втюрин (1955) отмечает, что такая ориентировка свойственна элементарным слоям льда в свежих морозобойных трещинах в повторно-жильных льдах. При заполнении трещин снеговой водой особенно при наличии в них большого количества сублимационных кристаллов жильный лед содержит много пузырьков газа. Их скопления указывают положение осевого шва. При заполнении трещин паводковыми водами во льду увеличивается количество минеральных примесей, образующих четкий осевой шов. Вертикальная полосчатость - одна из особенностей повторно-жильных льдов. Она же характерна и для жильных льдов СТС, но в них прослеживается лишь одна вертикальная полоска. Это основной признак, позволяющий отличить вторичные жильные льды СТС от первичных, в которых нет осевого шва. Можно предполагать, что размер зерен и упорядоченность кристаллографической ориентировки вторичного жильного льда в СТС различны и зависят от особенностей заполнения трещин, температуры вмещающих пород и поступающей воды. Лед вторичных жилок, видимо, в основном более мелкозернистый и менее чистый, чем первичных. Ядра всестороннего промерзания возможны в обоих видах жильных льдов. В целом структура и текстура жильных льдов СТС требует специального изучения.

Систематическое проявление морозобойного растрескивания на одних и тех же участках приводит к формированию в пределах СТС самостоятельных первичных земляных жил, если трещины не были заполнены льдом, или образованию псевдоморфоз по элементарным годичным ледяным жилкам (Катасонов, 1965; Попов, 1967; Достовалов, Кудрявцев, 1967 и др.).

Образование льда-цемента за счет поверхностных вод и водяных паров наружного воздуха возможно в грубообломочных породах СТС без мелкозема, с незначительной предзимней влажностью. Вторичный лед-цемент представлен в СТС теми же видами, что и первичный, но в образовании его участвуют лишь свободная вода и водяной пар. В отличие от первичного, такие виды вторичного льда-цемента,

как контактный и пленочный, в СТС должны встречаться чаще. В целом вид его зависит от ряда причин: размера и формы пор, температуры пород, характера поступления воды. Поступление воды в морозные грубые породы СТС наиболее вероятно весной с началом таяния снега. Вторичный водный лед-цемент может быть приурочен только к верхней части СТС, наблюдаться по всему слою или только в его нижнем горизонте (Втюрина, Втюрин, 1970). При неинтенсивном снеготаянии вода имеет низкую температуру и поступает в грубозернистые породы постепенно, небольшими порциями. Вторичный лед-цемент возникает в верхней части СТС. Чем меньше размер пор, тем быстрее они закупориваются льдом. Это исключает возможность поступления воды в нижнюю часть СТС. Наличие порового льда-цемента в грубозернистых породах верхней части СТС при отсутствии его в нижней — надежный признак вторичного льда-цемента.

При очень интенсивном таянии снега или при попадании лаводковых вод может произойти прогрев верхней части СТС, особенно если поры велики, и льдообразование в нижней или средней и нижней. Развитие вторичного водного льда-цемента по всему СТС возможно лишь при достаточно больших размерах пор и раннем быстром поступлении большого количества воды. Иногда при формировании вторичного порового льда-цемента в крупных порах возможно образование ядер всестороннего промерзания. В этих случаях труднее установить, за счет подземных или наземных вод возник лед-цемент. Могло бы помочь изучение текстуры и структуры льда-цемента, но они до сих пор совершенно не исследованы.

Вторичный сублимационный лед-цемент играет большую роль в криогенном строении СТС, чем первичный и встречается чаще. Сублимационное льдообразование в морозных грубозернистых породах также развивается преимущественно в верхней части СТС. Период пребывания пород СТС в морозном состоянии невелик, поэтому образуется в основном контактный и пленочный лед-цемент. Нередко полной пленки не возникает. Поверхность обломков бывает покрыта отдельными разобщенными сублимационными кристаллами льда. Такое явление мы наблюдали на Чукотке, на склоне Нерпичьей гряды в валунно-галечниковых отложениях.

Грубообломочными породами СТС сложен на отдельных участках зоны его сплошного распространения, особенно на ряде островов Арктики, а также в верхнем геокриологическом поясе, где такие породы нередко преобладают. Поэтому в них и следует ожидать проявления сублимационного льдообразования, особенно в верхнем поясе. Наблюдения А.П. Горбунова (1967) в Тянь-Шане показали большую значимость вторичного сублимационного льда-цемента в грубозернистых ММП. Следовательно, этот процесс должен существенно проявляться и в СТС такого состава. В известной мере об этом свидетельствуют данные исследователей (Климочкин, 1959; Рейнюк, 1959 и др.) о конденсации водяных паров летом в грубых породах СТС. Широкое развитие вторичного сублимационного льда-цемента — специфическая черта горных районов, преимущественно верхнего геокриологического пояса. В нижнем поясе

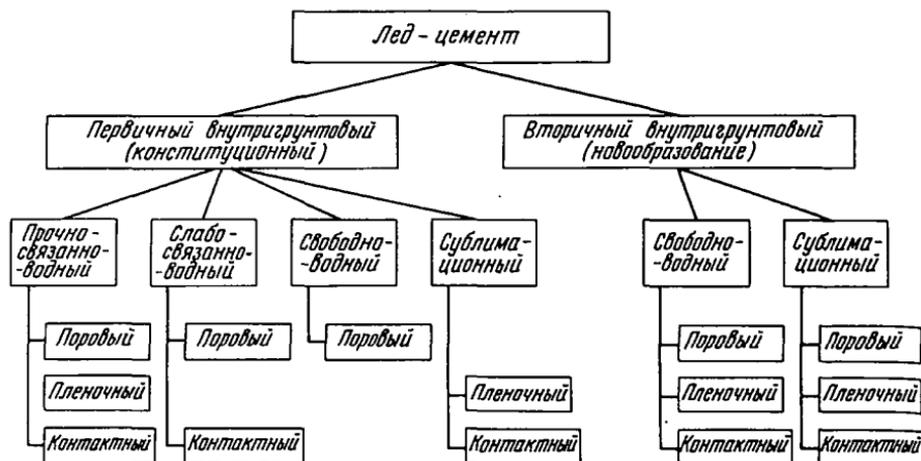


Рис. 4. Генетическая классификация льда-цемента

се и в нижнем горизонте СТС верхнего пояса больше оснований ожидать вторичный свободно-водный лед-цемент.

Позднее образование вторичного льда-цемента и приуроченность в основном к верхнему горизонту СТС грубозернистого состава обуславливает короткий период его существования. Особенно это касается водного льда-цемента, возникающего преимущественно весной перед началом протаивания пород. Время его существования исчисляется днями в верхней части СТС и 4-6 месяцами в нижней.

Таким образом, в СТС широко представлены разные виды как первичного, так и вторичного льда-цемента (рис. 4). В породах СТС они нередко наблюдаются одновременно.

Полостные вторичные цементные льды в СТС, видимо, встречаются редко. До сих пор нет сведений о них, хотя возможность их образования сомнений не вызывает. Полостными называются льды, образующиеся в полостях любого генезиса, имеющих не клиновидную форму. В СТС такой лед может возникать в трещинах, проходящих в верхней части СТС по контакту дернины с минеральным грунтом. Далеко не всегда они заполняются цементно-сегрегационным льдом (см. далее). Весной с началом таяния снега вода попадает в них и, замерзая, образует полостной лед. Положение близ дневной поверхности и позднее образование предопределяет кратковременность его существования и, следовательно, малую возможность обнаружения. Полостной лед может быть водным при отсутствии или переплавлении сублимационного материала, и сублимационно-водным. Это должно проявляться в его структуре.

Как известно, А.И. Попов (1955) придает большое значение полостным льдам в сингенетическом нарастании повторно-жильных льдов

Однако, если такой фронтальный рост жил считать вслед за А.И.Поповым основным или хотя бы часто встречающимся, то столь же широко распространенным надо считать и полостной лед в нижней части СТС. Но даже в верхнем горизонте СТС это — явление редкое,

По взаимоотношению с вмещающей породой все вторичные цементные льды — типичные новообразования. Влага, их формирующая, не входила в состав пород СТС до начала их промерзания. Она привнесена извне в уже мерзлые или морозные породы СТС. По-видимому, наряду со структурой должны быть различия в характере и количестве примесей, их расположении, в составе солей первичных и вторичных цементных льдов.

Таким образом, цементные льды образуют большую группу подземных льдов СТС, разных по форме залегания, строению, взаимоотношению с вмещающей породой, времени образования и существования и значению в криогенном строении как СТС в целом, так и отдельных его горизонтов. Однако не всегда легко отличить первичный цементный лед от вторичного, хотя это важно как в научном, так и в практическом отношении. Это позволит определить роль различных типов и видов цементного льда в криогенном строении пород СТС, особенно грубозернистых, установить преобладающий тип льдообразования в них, характер и время поступления в них влаги (до промерзания, после промерзания или охлаждения), возможность инъекционного льдообразования наряду с цементным и деформации возводимых инженерных сооружений, возможность подтока влаги в промерзающие тонкозернистые грунты из грубозернистых или трещиноватых коренных и усиление их пучинистости и т.д. Большую опасность обычно представляют первичные цементные льды, но при решении таких вопросов, как возможность сплывов и солифлюкционного течения грунтов СТС на склонах, необходимо учитывать не только летнюю или предзимнюю влажность грунтов, но и возможное увеличение их льдистости за счет вторичного цементного льда. Установить основные отличительные признаки первичных и вторичных цементных льдов, видимо, прежде всего поможет изучение их текстурных и структурных особенностей.

Сегрегационный лед

Сегрегационный лед не столь многообразен по механизму образования как цементный и несколько уступает ему по распространению. Последнее объясняется тем, что сегрегационное льдообразование обязательно сочетается с цементным за счет подземных вод, в то время как цементное может проявляться самостоятельно. Сегрегационный лед генетически однороден. Особенности механизма его образования определяют возможность только первичного сегрегационного льда, возникающего одновременно с промерзанием пород. По взаимоотношению с вмещающей породой — это конституционный текстурообразующий, реже залежеобразующий лед. Возможность его формирования ограничена большим числом факторов, чем цементного. По данным лабораторных и полевых исследований, сегрегационное льдообразование

возможно лишь в рыхлых породах, способных содержать слабо связанную воду, т.е. воду в интервале влажности от ММВ до нижнего предела текучести. Это гидрофильные тонкодисперсные породы любого генезиса, грубозернистые с определенной примесью мелкозема и заиленный хорошо разложившийся торф. Слабо связанная вода – единственная модификация подземных вод, непосредственно участвующая в формировании сегрегационного льда. Капиллярная и свободная вода участвует в этом процессе, лишь трансформируясь в слабо связанную и являясь ее резервом.

Широкое распространение сегрегационного льда предопределяется преобладанием в составе СТС тонкодисперсных пород, увлажненных выше ММВ, и небольшой скоростью промерзания пород в естественных условиях. Практически он наблюдается по всей области СТС за исключением участков грубозернистых грунтов и торфа, на которых цементный тип льдообразования проявляется как самостоятельный.

Особенности сегрегационного льдообразования в сезоннопротаивающем слое

Проблема сегрегационного льдообразования из-за ее связи с нерешенной до сих пор проблемой миграции влаги к фронту промерзания в тонкодисперсных породах – одна из наиболее сложных в геокриологии. Имеется большое число гипотез миграции влаги в указанных условиях и лишь одна гипотеза механизма сегрегационного льдообразования (Beskow, 1935). В 1967 г. нами была предпринята попытка несколько иначе, чем предлагалось до этого, трактовать вопрос об основной причине миграции влаги к фронту промерзания в тонкодисперсных породах (Втюрина, 1967). Это позволило пересмотреть существующие представления о механизме сегрегационного льдообразования. Оба эти вопроса, а также влияние различных факторов на сегрегационное льдообразование детально рассмотрены нами в более ранней работе (Втюрина, Втюрин, 1970).

Сегрегационное льдообразование в горных породах – это следствие периодического превышения расклинивающего давления пленки слабо связанной воды (в интервале влажности от ММВ до нижнего предела текучести) над давлением, оказываемым растущим в поре ледяным кристаллом и вышележащим грунтом. Благодаря этому растущий ледяной кристалл с определенного момента начинает выталкиваться из капилляра, всякий раз на величину его приращения. Это основное в механизме сегрегационного льдообразования. Хотя механизм его в СТС и ММП одинаков, проявление сегрегационного льдообразования в СТС имеет некоторые особенности. Одна из них – строгая зависимость положения горизонтов сегрегационного льдообразования в вертикальном профиле СТС от характера промерзания при сложении СТС породами, не препятствующими его развитию. Исключение составляют сильно заторфованные супеси и суглинки СТС.

По имеющимся данным, перед промерзанием все горизонты СТС в большинстве случаев увлажнены выше ММВ, а нижний горизонт неред-

ко даже выше нижнего предела текучести. При мелкозернистом составе пород СТС нет, казалось бы, препятствий для развития сегрегационного льдообразования в любом его горизонте. Однако, по имеющимся данным, оно развивается в строго определенных горизонтах вертикального профиля СТС.

При формировании эпигенетических ММП тонкодисперсного состава положение горизонтов сегрегационного льдообразования определяется главным образом условиями подтока слабо связанной и свободной воды. Они появляются на той глубине, до которой успела подняться слабо связанная вода, кристаллизующаяся при данной температуре. Поэтому предсказать заранее, на каких глубинах от поверхности при образовании эпигенетических ММП будет развиваться сегрегационное льдообразование, довольно трудно. К тому же оно будет меняться с изменением скорости промерзания. Поэтому знание криогенного строения эпигенетической суглинисто-супесчаной мерзлой толщи и положения в ее вертикальном профиле горизонтов сегрегационного льдообразования на каком-либо участке не дает оснований считать, что аналогичная по составу эпигенетическая толща других участков будет характеризоваться теми же особенностями.

Иное дело СТС. При тонкодисперсном составе пород, независимо от их генезиса, положение горизонтов сегрегационного льдообразования определяется направлением промерзания и интенсивностью его снизу.

При одностороннем промерзании неотторфованных супесчано-суглинистых пород СТС сверху, со стороны дневной поверхности сегрегационное льдообразование развивается лишь в верхнем горизонте СТС. Такой характер промерзания свойствен в основном СТС южных районов, где температура подстилающих пород выше $-0,5^{\circ}$. К сожалению, по этим районам мало данных о криогенном строении СТС. Так, в 1962-1963 гг. нами близ Воркуты на отдельных участках плоского водораздела рек Воркуты и Безымянки наблюдался СТС с одним верхним шлировым горизонтом, заканчивающимся на глубине 30 см. Шлиры сегрегационного льда толщиной от 0,3-1,0 до 5-10 мм, идущие с интервалом 0,5-5 мм, уменьшающиеся книзу, образовали горизонтально-слоистую криотекстуру суглинка. Шурф был пройден в 20-30 м от снегозащитной полосы. Уже в конце ноября высота снега здесь была 30-40 см, в начале февраля 80 см, а соседних участках, где высота снега не более 40-43 см, температура ММП, по данным В.А. Голубева, минус $0,7^{\circ}$ - $0,8^{\circ}$. Это дает основание предполагать, что близ снегозащитной полосы она не ниже минус $0,5^{\circ}$.

То же наблюдалось И.И. Шамановой (1966) в районе Юньяхи, где температура ММП выше $-0,5^{\circ}$. Мощность верхнего шлирового горизонта здесь до 70 см.

По другим районам мало данных о наличии в них СТС, имеющего при тонкодисперсном составе пород только верхний шлировый горизонт. Причина - летний период полевых работ, когда верхняя часть СТС уже протаявает. Однако косвенным показателем развития сегрегационного льда только в верхней части СТС служит отсутствие его

в среднем и нижнем горизонте. Так, по описанию И.Я. Баранова, на восточном побережье Кольского п-ова шурф, пройденный в начале августа на пятне-медальоне, на глубине 82 см вскрыл мерзлый суглинок, содержащий лишь мелкие кристаллы льда. Мощность СТС здесь 1,0-1,5 м. По наблюдениям Г.С. Константиновой, в бассейне р. Селемджи, где температура ММП от 0° до -1° , в конце августа мерзлые суглинки нижней части СТС содержали лишь "кристаллы льда" при влажности 16-20% к сухой навеске. То же отмечено в конце июня на обжитых участках (пос. Уландочка). По данным В.М. Барыгина и В.А. Куравцева за 1934 г., на заболоченном участке водораздела Буринды и Червинки в конце августа в мерзлом пылеватом суглинке, залегающем с 1,12 м, наблюдались лишь "кристаллы и друзья" льда. Температура ММП в бассейне р. Селемджи в основном $(-0,6^{\circ}) - (-0,8^{\circ})$. Видимо, на водоразделе Буринды и Червинки она выше $-0,5^{\circ}$. По данным Ф.Г. Бакулина и др. за 1957 г., на Лено-Ньюском водоразделе супеси и суглинки среднего и нижнего горизонтов СТС нередко имели массивную криотекстуру. То же наблюдалось на незаторфованных участках в долинах рек Лены и Нью.

Несмотря на то, что указанные исследователи проводили наблюдения в конце лета, когда верхняя часть СТС протаяла, сомневаться в наличии горизонта сегрегационного льдообразования в верхней части слоя нет оснований, учитывая достаточно высокую влажность пород СТС в этих районах. По-видимому, СТС только с верхним сегрегационным горизонтом должен нередко встречаться в районе Игарки, однако сведений об этом нет. А.М. Пчелинцев (1961) лишь указывает на возможность наличия здесь такого СТС.

При двухстороннем промерзании мелкозернистых пород СТС сегрегационное льдообразование развивается в двух горизонтах: верхнем и нижнем. Такой характер промерзания свойствен СТС на преобладающей части области его распространения. Положение нижнего шлирового горизонта в вертикальном профиле СТС столь же стабильно, как и верхнего, если его развитию не препятствует состав пород. Оно, как показывают наблюдения, зависит в основном от интенсивности охлаждения и промерзания СТС снизу, т.е. главным образом от температуры подстилающих ММП. На большей части области СТС, где температура ММП выше -5° , нижний шлировый горизонт развивается в самой нижней части СТС по границе с ММП. Это фиксировалось нами по большинству выработок на междуречье Воркуты и Безымянки, а И.И. Шамановой (1966) в долине р. Юньяха. Наличие верхнего и нижнего шлировых горизонтов в СТС того же района на участках с обнаженными и задернованными пятнами-медальонами в 1952-1953 гг. отмечал И.А. Тютюнов, в 1959 г. С.А. Бакалов и другие, в 1961-1963 гг. А.И. Жукова. Предзимняя влажность суглинков СТС в Воркутинском районе на участках с обнаженными и задернованными пятнами-медальонами, по нашим наблюдениям за 1962-1963 гг., в среднем по слою около 23-27% к сухой навеске. К настоящему времени есть данные о криогенном строении СТС по ряду других районов, весьма отличных от Воркутинского по природным условиям. Они позволяют сделать вывод,

что приуроченность сегрегационного льдообразования к верхнему и нижнему горизонту СТС при тонкозернистом составе его пород наблюдается на весьма обширной территории. Такое положение шлировых горизонтов установлено, по данным А.М. Пчелинцева (1961, 1964), в районе Игарки, где температура ММП от $-0,1^{\circ}$ до $-0,6^{\circ}$. По данным Г.С. Константиновой и др. за 1960 г., в долине р.Хантайки в суглинках СТС также два шлировых горизонта: верхний и нижний, разделенные горизонты суглинков массивной криотекстуры. То же наблюдалось И.П. Новиковым и др. в 1966 г. в районе Нового Порта. В верхнем горизонте редко встречающихся здесь покровных суглинков до глубины 60 см содержатся разноориентированные шлиры льда длиной до 10–20 см, толщиной 1–5 мм, в среднем криотекстура массивная (от 60 до 72 см), в нижнем до глубины 80 см криотекстура слоистая. Толщина прослоек льда до 1 мм, интервал между ними от 3 мм до 5 см. Более широко распространены супеси массивной криотекстуры с единичными разноориентированными шлирами льда толщиной до 1 мм. В нижнем горизонте слоя встречается часто- и среднеслоистая микрошлировая криотекстура. Толщина шлиров до 1 мм, интервал 3–10 мм. Влажность супесей от 20 до 40%.

Имеется также ряд данных о криогенном строении нижней части СТС в разных районах СССР, подтверждающих наличие нижнего горизонта сегрегационного льдообразования в СТС. Они получены при летних полевых работах, когда верхняя часть СТС находилась в талом состоянии. Так, по данным А.Т. Акимова и др. за 1952, 1954 и 1956 гг., в долинах рек Адзвы, Колвы и Коротайхи, где температура ММП на участках пятнистой и мелкобугристой тундры от -1 до -3 , в нижней части СТС отмечается высокая льдонасыщенность: гнезда, линзы и прослойки льда. В районе Хальмер-Ю, по данным Н.Г. Бובה и др. за 1960 г., в нижней части СТС, сложенной серым суглинком, наблюдалась слоистая криотекстура, образованная шлирами до 5 мм. Между этими шлирами криотекстура сетчатая и сетчато-слоистая. Поперечник ячеек 2–3 см.

В 1954 г. Л.С. Хомичевской и С.Е. Суходольским получены сведения о криогенном строении нижнего горизонта СТС в районе оз.Ессей. Судя по описаниям разрезов, в этом районе, где температура ММП на глубине 10–15 м от $-3,5$ на озерно-аккумулятивной равнине до $-5,5$ на древней озерной равнине, нижняя часть СТС сильно льдистая на всех элементах рельефа. На озерно-аккумулятивной равнине к концу июля грунты протаяли до 65–75 см. Ниже – сильно льдистые суглинки и супеси слоистой и сетчато-слоистой криотекстуры.

По данным Е.Г. Катасоновой и др. за 1962 г., на междуречье Берге-Тюгене и Вилюя, на IV и V надпойменных террасах и высокой пойме супеси и суглинки нижней части СТС имеют преимущественно сетчато-слоистую ("линзовидную") и слоистую криотекстуру, а в верхней – слоистую. Влажность суглинков 20–30% к сухой навеске. Местами на II надпойменной террасе, в межаласьях, в нижней части СТС наблюдались косослоистые или чередование горизонтально- и косослоистых криотекстур при влажности суглинков от 15–20 до 35–40%. На высокой

пойме р.Лунхи иловатые суглинки нижней части СТС имеют горизонтально-слоистую криотекстуру. Местами в торфяно-болотных отложениях наблюдалась "базальная" (атакситовая) криотекстура. На преобладающей территории данного района температура ММП от $-1,5$ до $-3,5^{\circ}$. Лишь на участках разведываемых песков она не ниже $-0,5^{\circ}$. Самая низкая температура свойственна ММП высокой поймы [до $(-5) - (-7^{\circ})$] и отдельных участков террас с густой растительностью.

По нашим наблюдениям в 1957 г. и наблюдениям О.Г. Боярского в 1958 г., в долине р.Аргунь близ Нерчинского завода в падах и на пологих склонах в нижней части СТС в суглинках и супесях криотекстура микро- и тонкошлировая частослоистая. Толщина шлиров льда до 1-2 мм, местами до 3-4 мм. В отчете В.В. Баулина и др. за 1963 г. приведены данные о наличии ледяных шлиров и сетчато-слоистой криотекстуре суглинков и супесей в нижней части СТС в районе Салехарда и ст. Обской. В 1960 г. участниками Западно-Сибирской экспедиции ПНИИС получены данные по криогенному строению в основном нижней части СТС на междуречье Табьяхи и Арка-Табьяхи и по долине р.Ярудей. Температура ММП в бассейне р.Таз в основном от -2 до -4° , в бассейне р.Ярудей не ниже $(-1,5) - (-2^{\circ})$ (на глубине 6-9 м). Нижний горизонт суглинков СТС в этих районах имеет слоистую и сетчато-слоистую криотекстуру. Сходные данные о криогенном строении нижней части СТС получены в 1965 г. по линии будущего газопровода Тазовское-Игарка Втюриным и др. (1969), П.Н. Луговым, В.Р. Алексеевым и др. за 1961 г. по районам пос. Чульман, Чульманского и Налдинского месторождений. Н.Ф. Брахина (1966) в южной части Алданского района отмечает слоистую и сетчатую криотекстуру суглинков в понижениях рельефа, в нижних частях склонов, на террасах рек Чульман, Тимптон, Иенгра. Она указывает также, что при однородной литологии в непротаявшей к моменту наблюдений части СТС массивная криотекстура с глубиной сменяется слоистой (микро- и тонколинзовидной, по Н.Ф. Брахиной).

Все приведенные данные о криогенном строении нижней части СТС свидетельствуют о развитии в ней сегрегационного льдообразования. К сожалению, по ним нельзя с уверенностью говорить о наличии в СТС двух шлировых горизонтов. Однако, судя по строению СТС в сходных по геокриологическим условиям районах, где строение его изучено более детально, больше оснований считать, что при суглинисто-супесчаном составе и слабой оторфованности пород во всех вышеназванных районах СТС имеет два горизонта сегрегационного льдообразования: верхний и нижний. Мощность верхнего в основном 25-35 см, нижнего от 1-2 до 10-20 см.

Интересные сведения о криогенном строении СТС в целом получены Е.Б. Белопуховой (1961) и Е.Г. Катасоновой (1961) по долинам рек Ирелях и Далдын, что в совокупности с данными о криогенном строении СТС более северных районов позволяет установить, при каких геокриологических условиях сегрегационное льдообразование развивается в самом нижнем горизонте СТС. Долина р.Ирелях располо-

жена много южнее долины р. Далдын, вследствие чего температура ММП в ней выше: от $-0,8$ до $-2,5^{\circ}$, изредка в понижениях до $(-3,5) - (-5,5^{\circ})$. В долине р. Далдын она от -3 до -8° . По описаниям Е.Б. Белопуховой и Е.Г. Катасоновой, в этих районах супесям и суглинкам СТС свойственно наличие верхнего и нижнего шлировых горизонтов, разделенных горизонтом цементного льдообразования.

Основное отличие криогенного строения СТС в районе Далдына - наличие на отдельных участках, где температура ниже -5° , атакситовой криотекстуры в нижнем горизонте слоя наряду со шлировой. Е.Г. Катасонова называет ее "скрытопопясковой". СТС с таким криогенным строением распространен здесь довольно широко, в то время как в бассейне р. Ирелях атакситовая криотекстура в нижнем горизонте вообще не установлена. Главная причина этого - более низкая температура ММП и, следовательно, большая интенсивность промерзания СТС снизу в бассейне р. Далдын. Атакситовая криогенная текстура - результат не сегрегационного, а смешанного сегрегационно-цементного типа льдообразования, рассматриваемого далее. То же показывают данные, полученные в 1961 г. Н.С. Даниловой и др. в нижней части долины р. Вилюй. Судя по температуре ММП, здесь в основном распространен СТС с двумя горизонтами сегрегационного льдообразования без атакситовой прослойки в нижней части. Ни в одном разрезе по долине р. Вилюй в СТС не показано атакситовой текстуры, только слоистая или сетчатослоистая. Исключение составляют, видимо, заторфованные участки V надпойменной террасы и высокой поймы, где низкая температура ММП (до -7°) и высокая влажность слоя (50-80% к сухой навеске). По описанию Н.С. Даниловой, для верхней части мерзлой толщи в жильных полигонах характерна довольно высокая льдистость, криотекстуры от массивных и тонколинзовидных до сетчатых "вогнутых параллельно-слоистых" с явным преобладанием льда в породе.

Следовательно, в северной части области СТС, где температура ММП -5° и ниже, нижний горизонт сегрегационного льдообразования возникает не у подошвы СТС, а отделен от нее горизонтом с атакситовой криотекстурой. Такое положение нижнего горизонта сегрегационного льдообразования в вертикальном профиле СТС закономерно для северной части области, в которой температура ММП в основном ниже -5° . Это подтверждается нашими исследованиями на Чукотке в 1959-1961 гг. (Втюрина, 1963а, 1966), а также сведениями ряда исследователей о криогенном строении нижней части СТС в разных районах, подробнее на которых мы остановимся при рассмотрении цементно-сегрегационного льдообразования и атакситовой криотекстуры.

Таким образом, в СТС, сложенном тонкодисперсными неотторфованными или слабо отторфованными породами без подтока влаги извне сегрегационное льдообразование развивается в строго определенных горизонтах. Положение их в вертикальном профиле СТС зависит в данном случае исключительно от направления промерзания СТС и от интенсивности промерзания его снизу. При одностороннем промерзании сверху сегрегационное льдообразование развивается только в верхнем горизонте СТС, при двухстороннем - в верхнем и нижнем его горизон-

тах, разделенных горизонтом цементного льдообразования. Положение нижнего шлирового горизонта в вертикальном профиле СТС при данных условиях зависит в основном от интенсивности промерзания пород СТС снизу. При температуре ММП от $-0,5$ до -5° нижний горизонт сегрегационного льдообразования возникает непосредственно у подошвы СТС. При температуре ММП -5° и ниже он возникает на некотором расстоянии от подошвы СТС, отделен от нее горизонтом с атакситовой крикостурой. На указанные закономерности положения горизонтов сегрегационного льдообразования в вертикальном профиле СТС не оказывают влияния природные колебания скорости промерзания СТС сверху и колебания его влажности, если они не выходят за пределы критических для данного типа льдообразования значений (Втюрина, Втюрин, 1970). Об этом свидетельствует тот факт, что одновременные наблюдения в одних и тех же районах, результаты которых уже были приведены, показали одинаковое положение горизонтов сегрегационного льдообразования в СТС, хотя трудно допустить, что за последние 10-15 лет оставались без изменений влажность грунтов СТС и режим их промерзания сверху. То же подтверждается одинаковым положением горизонтов сегрегационного льдообразования в СТС в разных районах СССР, отличающихся и по средней влажности СТС и по климатическим условиям.

Природные колебания влажности пород СТС и интенсивности их промерзания сверху сказываются в основном на толщине шлиров сегрегационного льда. Наиболее стабилен верхний горизонт сегрегационного льдообразования. Несмотря на различия в режиме промерзания СТС сверху и во влажности пород, он практически наблюдается в супесчано-суглинистых породах СТС любого района СССР. Поэтому при любых природных изменениях климатических и поверхностных условий какого-либо района в тонкодисперсных породах верхней части СТС будет развиваться сегрегационное льдообразование. Нижний шлировый горизонт менее стабилен. Поскольку его развитие и положение в разрезе СТС зависят от температуры подстилающих пород, то они и меняются вместе с данной температурой. В зависимости от направленности ее изменения нижний горизонт сегрегационного льдообразования может появляться или исчезать в СТС, смещаться относительно подошвы слоя. Но каждое из указанных положений нижнего шлирового горизонта остается практически неизменным в довольно широком диапазоне температуры ММП. Он не развивается при температуре подстилающих пород в зоне нулевых годовых колебаний выше $-0,5^{\circ}$, развивается у подошвы СТС при температуре их от $-0,5^{\circ}$ до 5° , возникает выше подошвы СТС при температуре подстилающих пород -5° и ниже. Следовательно, такие значения температуры ММП, как $-0,5$ и -5° , можно считать критическими, определяющими в природной обстановке возможность возникновения или исчезновения нижнего горизонта сегрегационного льдообразования ($-0,5^{\circ}$) и его положение относительно подошвы СТС (-5°) в зависимости от направления развития мерзлых толщ. При изменении температуры ММП в указанном диапазоне меняется лишь мощность нижнего шлирового горизонта, толщина ледяных шлиров. Поэтому в естественной обстановке возникновение или исчез-

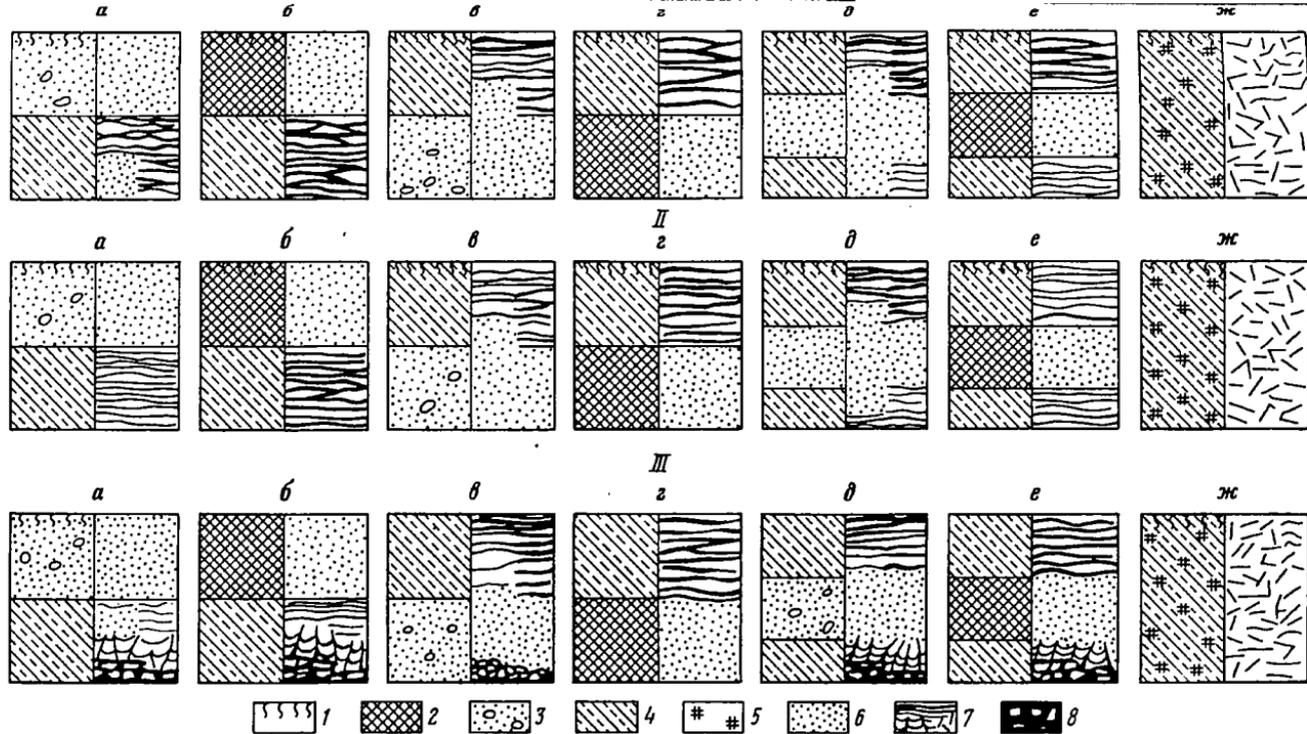


Рис. 5. Схема изменения положения горизонта сегрегационного льдообразования в вертикальном профиле СТС при неоднородном составе его пород (а,б,в,г,д,е,ж): I - при одностороннем промерзании СТС сверху; II - при двухстороннем промерзании СТС (температура ММП от $-0,5^{\circ}$ до -5°); III - при двухстороннем промерзании СТС (температура ММП -5° и ниже).

1 - дернина; 2 - незаиленный слаборазложившийся торф; 3 - песок с галькой; 4 - суглинок; 5 - оторфованность; криотекстура: 6 - массивная, формирующаяся при цементном льдообразовании; 7 - шлировая, формирующаяся при сегрегационном льдообразовании; 8 - атакситовая и базальная, формирующиеся при сегрегационно-цементном льдообразовании

новение данного горизонта или заметное изменение его положения относительно подошвы СТС со сменой природных условий можно ожидать лишь в переходных зонах с критическими температурами ММП. Однако возможность подобных изменений следует иметь в виду при хозяйственном освоении области СТС, когда температура ММП существенно изменяется за короткий срок.

Основные факторы, способные в корне изменить положение горизонтов сегрегационного льдообразования в профиле СТС, — состав пород и возможность дополнительного подтока влаги. Как указывалось, сегрегационное льдообразование не развивается в песках и более грубых породах без мелкозема или с незначительным его количеством, а в пределах СТС также в незаилленном слабозаложившемся торфе. Если такие породы слагают верхнюю часть СТС, они исключают возможность развития в ней сегрегационного льдообразования, но одновременно обуславливают развитие его в средней и нижней части СТС. При этом в зоне одностороннего промерзания СТС и в зоне двустороннего его промерзания при температуре ММП выше -5° супесям и суглинкам СТС может быть свойственно одинаковое криогенное строение (рис. 5). В природных условиях верхняя часть СТС часто сложена торфом, вследствие чего развивается лишь нижний шлировый горизонт. Это наблюдалось нами на многих участках долин рек Канчалан и Волчья, где температура ММП ниже -5° , на буграх пучения в районе Воркуты, где она около -1° . По данным В.В. Баулина и др. за 1960 г., на междуречье Табьяхи и Арка-Табьяхи и по долине р.Ярудей в суглинках, как правило сильно оторфованных в верхней части, нижний горизонт СТС имел слоистую и сечгачато-слоистую криотекстуру. По данным С.Л. Кушева (1950), у подножья склона долины р.Коряковой под торфом, мощностью 55 см, шел мерзлый торфяно-илистый грунт с прослойками льда толщиной до 7 мм. Н.Г. Бобов и Н.Б. Новосельская наблюдали на террасе р.Пустой (Северная Камчатка) под 36-сантиметровым слоем талого торфа в конце августа 1952 г. суглинок с прослойками льда до 1,5 см толщиной. А.Н. Толстов (1950) указывает, что в среднем течении р.Буреи на бугристой мари в западинах между буграми СТС до 0,4–0,6 м сложен торфом, ниже до 1,7 м — суглинком с большим количеством ледяных шлиров толщиной до 2,0–2,5 см.

Если породы, исключющие возможность сегрегационного льдообразования, появляются в нижней части СТС, оно развивается в верхней и средней его частях. При этом криогенное строение СТС может быть сходным в первых двух зонах (см. рис. 5, I в, г; II в, г), а в третьей самой нижней части СТС в грубых водонасыщенных породах возникает базальная криотекстура.

Наименьшее изменение в положении горизонтов сегрегационного льдообразования вызывает появление слабо влажных торфа и грубых пород в средней части СТС. При высокой их влажности, сегрегационное льдообразование в верхней и нижней частях СТС резко увеличивается. В зонах одностороннего промерзания СТС и двустороннего при температуре ММП выше -5° , породы СТС будут иметь сходное криогенное строение (см. рис. 5, I д, е; II д, е;).

Частое переслаивание торфа или грубообломочных пород с супесями и суглинками обуславливает развитие сегрегационного льдообразования во всех супесчано-суглинистых прослойках. В данном случае положение горизонтов сегрегационного льдообразования в СТС и число их предопределяется положением и числом тонкодисперсных прослоек. Такое строение характерно делювиально-солифлюкционным отложениям. На приливно-отливной полосе Канчаланского лимана в нижней части СТС и верхней части ММП нами наблюдалось частое переслаивание тонких прослоек торфа и пылеватых супесей. Сегрегационное льдообразование было свойственно лишь супесям.

Очень сильно сказывается на проявлении сегрегационного льдообразования в СТС значительная оторфованность пород, более или менее равномерная по всему слою; оно независимо от характера промерзания СТС развивается во всех его горизонтах (см. рис. 5, I ж, II ж, III ж). Так, сегрегационно-шлировая криотекстура наблюдалась нами по всему разрезу СТС, мощностью 35-40 см на приливно-отливной полосе Канчаланского лимана (рис. 6).

Вопрос о влиянии дополнительного подтока влаги на положение горизонтов сегрегационного льдообразования в СТС пока никем не изучался. Не вызывает сомнения лишь увеличение при этом условия толщины шлиров сегрегационного льда. При длительном подтоке влаги можно ожидать проявление сегрегационного льдообразования по всему вертикальному профилю слоя при одностороннем промерзании и двустороннем в зоне ММП с температурой выше -5° . В третьей зоне в нижней части СТС развивается сегрегационно-цементное льдообразование. Здесь подток влаги со стороны практически ничего не меняет ни в льдообразовании в СТС, ни в криогенном строении его пород, так как в этой зоне породы СТС в основном водонасыщены. Более раннее начало промерзания СТС снизу по сравнению с началом их промерзания сверху обуславливает фиксацию максимального количества влаги в нижней части СТС.

Возможно, небольшим подтоком влаги со стороны медленнее промерзающих участков объясняется наблюдавшееся некоторыми исследователями проявление сегрегационного льдообразования по всему СТС при незначительной оторфованности слагающих его суглинков. Такие данные приведены в 1961 г. А.И. Жуковой по одному из шурфов в районе Воркуты, хотя по большинству выработок, пройденных в 1962-1963 гг., в суглинках СТС фиксировались два горизонта сегрегационного льдообразования. По данным Л.В. Тимофеева за 1962 г., на междуречье Надыма и Ярудея, где температура ММП преимущественно не ниже -2° , в суглинках СТС по криогенной текстуре довольно четко выделялись три горизонта. В верхнем горизонте, влажность которого от 16 до 48% к сырой навеске, криотекстура слоистая ("линзовато-волнистая", по Л.В. Тимофееву). Толщина шлиров сегрегационного льда от 3 до 1 мм, интервал между ними 1-2 мм. В среднем, наиболее иссушенном горизонте мощностью от 5 до 20 см была та же криотекстура, но толщина шлиров не превышала долей миллиметра, а интервал между ними был больше. Нижний горизонт мощностью 5-10 см имел "линзо-

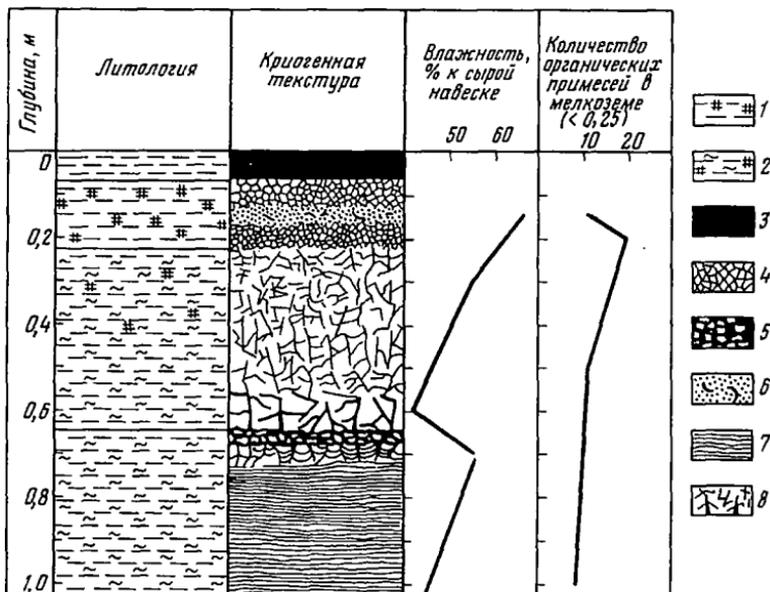


Рис. 6. Развитие сегрегационного льдообразования в преобладающей части СТС при равномерной сильной оторфованности пород. Приливно-отливная полоса Канчаланского лимана, Чукотка.

1 - суглинок оторфованный; 2 - суглинок оторфованный пылеватый; 3 - лед. Криотекстура: 4 - микрошлировая микросетчатая; 5 - атакситовая; 6 - массивная с гнездами льда; 7 - частослойчатая микрошлировая; 8 - микрошлировая неполносетчатая

вато-волнистую" криотекстуру, толщина шлиров льда от 1 до 5 мм. По-видимому, для равномерного развития сегрегационного льдообразования по всему СТС при однородном суглинистом составе необходимо, чтобы возможный подток влаги со стороны был ограничен и прекращался раньше полного промерзания СТС. В противном случае при условии длительного равновесия между интенсивностью кристаллизации воды в грунте и интенсивностью ее подтока к фронту кристаллизации возникают мощные в масштабе СТС линзы сегрегационного льда, слагающие его нижнюю или среднюю часть. На поверхности они проявляются в виде сезонных бугров, полос и площадей лучения.

В большинстве случаев свободный подток воды к фронту промерзания суглинков возникает при наличии грубозернистых пород в нижней части СТС, обладающих хорошей водопроницаемостью. На таких участках при полном промерзании СТС в его нижней части развивается цементное льдообразование, если возможно отжатие избыточной влаги, или инъекционное, если это невозможно. Более или менее равномерно

по СТС сегрегационное льдообразование развивается на участках, заключенных между языками торфа; медленнее промерзающий водонасыщенный торф служит поставщиком влаги для быстрее промерзающих суглинков (рис. 7). Своеобразное выражение получает оно в грубообломочных породах с небольшим количеством мелкозема, проявляясь обычно по всему СТС.

Сегрегационное льдообразование свойственно также хорошо разложившемуся торфу. В таком торфе в верхней части СТС нами наблюдалась сетчато-слоистая (рис. 8) и микросетчатая криотекстура. И.И. Шаманова (1966) в районе Юньяхи неоднократно отмечала сетчатую криотекстуру торфа. Однако нет сведений, каково положение горизонтов сегрегационного льдообразования в таком торфе, если он целиком слагает СТС. По-видимому, оно, как в СТС тонкодисперсного состава, строго определяется характером промерзания и интенсивностью его снизу. Но это требует проверки. Пока такой вывод можно сделать лишь на основе наших наблюдений за режимом промерзания и криогенным строением чистого слаборазложившегося торфа на Чукотке. Наблюдения показали двухстороннее промерзание торфа (Втюрина, 1963а).

Шурфом в заболоченном присклоновом понижении долины р. Волчья был вскрыт осоковый и сфагновый торф с неравномерной льдистостью: максимальной в верхнем и нижнем горизонтах СТС (влажность 90-95%

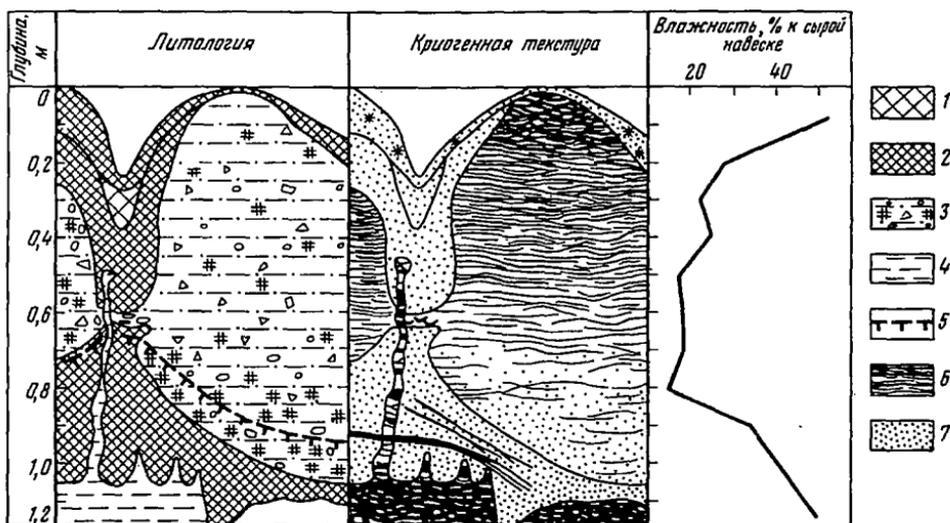


Рис. 7. Интенсивное сегрегационное льдообразование в узких языках суглинка, внедрившихся в торф. Чукотка, северный склон Нерпичьей гряды. 1 - торф сфагновый; 2 - торф осоковый; 3 - супесь со щебнем, слабо оторфованная; 4 - суглинок; 5 - граница СТС. Криотекстура: 6 - сегрегационно-шпировая; 7 - массивная.

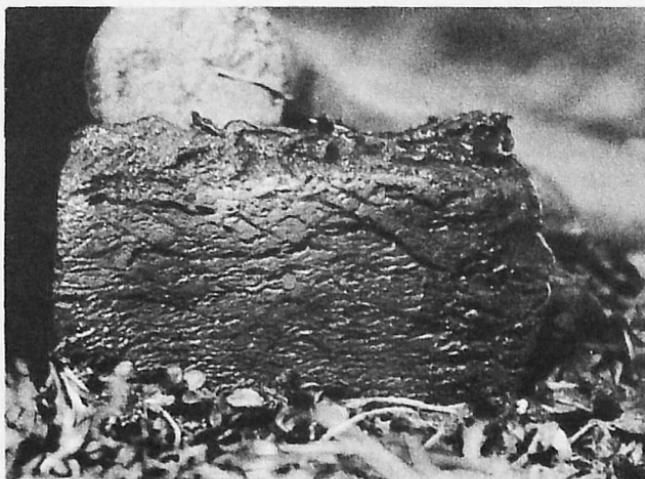


Рис. 8. Сетчато-слоистая криотекстура хорошо разложившегося торфа как результат проявления в нем сегрегационного льдообразования

к сырой навеске) и минимальной в среднем (влажность 40%). Это говорит о том, что промерзание вызывает заметное перераспределение влаги в торфе, даже слабо разложившемся. Тем более это должно наблюдаться в хорошо разложившемся торфе. В то же время в торфе СТС нередко наблюдаются не прослойки, а отдельные произвольно распределенные крупные гнезда льда, генезис которого не совсем ясен. В целом льдообразование в торфе еще требует серьезного исследования.

Таким образом, сегрегационное льдообразование в СТС развито очень широко, проявляется на преобладающей площади его распространения в породах разного состава и генезиса. Развитие его в СТС подчиняется строгим закономерностям, знание которых позволяет по составу пород и характеру их промерзания предсказывать особенности развития сегрегационного льдообразования в СТС.

Форма залегания, размер и строение сегрегационного льда

Форма залегания сегрегационного льда менее разнообразна, чем цементного. Это в основном прослойки, как правило, параллельные поверхности охлаждения, и прожилки, нормальные к ней. В неоднородных породах при наличии в них грубых обломков (гальки, щебня, дресвы и т.д.) наряду с прослойками и прожилками, в мелкоземле под обломками, реже вокруг них, возникает сегрегационный лед в виде коротких, обычно довольно толстых линз или пленок (рис. 9). До сих пор этот лед исследователи считали цементным, называя его пленочным или кор-



Рис. 9. Пленка сегрегационного льда на обломке породы

ковым. Но при цементном льдообразовании объем льда превосходит объем бывшей на его месте воды всего на 9%. Толщина же линз и пленок льда может достигать нескольких сантиметров. Если этот лед считать цементным, надо допустить, что до промерзания пород такие обломки должны были бы плавать в воде, что невозможно. Значит это не лед-цемент. Не вызывает сомнений, что это сегрегационный лед, способный расти, преодолевая значительную внешнюю нагрузку (Втюрина, Втюрин, 1970).

Обломки горных пород, обладая большей теплопроводностью, чем влажный грунт, обуславливают более раннее промерзание пород вокруг себя. С началом промерзания тонкодисперсных пород, прилегающих к обломкам, возникает миграция влаги к фронту охлаждения и сегрегационное льдообразование. Если внимательно посмотреть, можно убедиться, что обломки никогда не контактируют непосредственно с ледяной пленкой или линзой. Они отделены от них очень тонким, нередко несплошным слоем тонкодисперсных пород, как бы прилипших к обломкам.

Значительно реже встречается такая форма сегрегационного льда, как обособленные крупные линзы толщиной в несколько десятков сантиметров, реже более 1 м. Это лед большей части сезонных бугров и полос пучения.

Причины различий формы залегания сегрегационного льда еще полностью не выяснены. Особенно это касается прослоек и прожилок. В 1935 г. Бесковым была предложена гипотеза образования прослоек сегрегационного льда. По мнению Бескова и его последователей, прослой-

ки формируются в трещинах, образующихся в результате расклинивающего действия льда в направлении преобладающего роста пластинчатых кристаллов. Этому, по их мнению, способствует иссушение и усадка породы близ растущих ледяных кристаллов. Однако изучение структуры сегрегационного льда показало преобладание столбчатой, а не пластинчатой формы роста кристаллов льда в прослойках, что ставит под сомнение правильность взглядов Бескова. Пластинчатая форма кристаллов преобладает в тонких ледяных шпихах, толщиной до 0,5 мм, и является результатом своеобразных условий их возникновения. Форма же их роста также столбчатая, но рост прекращается раньше, чем высота кристаллов по главной оси станет больше их ширины по базисной плоскости. Наблюдается, следовательно, несоответствие между формой кристаллов и формой их роста. Образование сегрегационного льда в виде ледяных стебельков или "ледяной травы" на поверхности подтверждает не только столбчатый рост первичных ледяных кристаллов, но и указывает на направление растягивающих напряжений в грунте при их росте. Как известно, первичные ледяные кристаллы раньше возникают в наиболее крупных порах. Если грунт вокруг таких пор не слишком уплотнен и обезвожен, развивается сегрегационное льдообразование. Сначала кристалл растет внутри поры за счет содержащейся в ней воды. Это неизбежно вызывает утоньшение пленки связанной воды в поре и возникновение расклинивающего давления, постепенно увеличивающегося по мере роста кристалла. К сожалению, пленки связанной воды не только на ледяных кристаллах, но и на других минеральных частицах изучены очень слабо. Поэтому, лишь исходя из особенностей льдообразования в горных породах, содержащих разные модификации воды, можно высказать предположение, что расклинивающее давление водных пленок может уравновешиваться кристаллизационным давлением, но может и превышать его (Втюрина, Втюрин, 1970; Втюрина, 1971). Формирование массивной криотекстуры, льда-цемента в тонкодисперсных породах, увлажненных не выше ММВ, показывает, что при кристаллизации этой модификации воды, названной нами прочно связанной, ее расклинивающее давление не превышает кристаллизационного. Вероятно, это связано с тем, что данная модификация воды находится в сжатом состоянии. Поэтому не только формирование кристалла льда из нее, но и водной пленки вокруг него идет с увеличением объема. Миграция влаги, необходимая для сегрегационного льдообразования, не развивается. Кристаллы льда растут за счет воды поры, в которой они возникли.

Слабосвязанная вода выше ММВ, видимо, ориентирована, но не сжата. Поэтому построение пленки на кристалле льда из нее идет без увеличения объема, и расклинивающее давление водной пленки на минеральных частицах поры не уравновешивается кристаллизационным, превышает его периодически. Если не сделать такого допущения, то остается неясным, почему кристаллизация более сильно связанной и, следовательно, оказывающей большее расклинивающее давление воды до ММВ не обуславливает ни миграции влаги, ни сегрегационного льдообразования. При кристаллизации же слабосвязанной воды выше ММВ

развиваются оба эти процесса. Именно поэтому без учета водной пленки на кристаллах льда и особенностей ее построения из разных модификаций воды нельзя решить вопрос о механизме сегрегационного льдообразования. Оно начинается с того момента, когда расклинивающее давление водной пленки на минеральных частицах стенки поры или капилляра начинает периодически превышать кристаллизационное давление. С этого момента дальнейший рост кристалла льда сопровождается выталкиванием его из поры или капилляра, всякий раз на величину его приращения.

Форма ледяных стебельков показывает, что первичные кристаллы имеют в основном столбчатую форму роста и линейную ориентировку по направлению теплового потока. В том же направлении возникают и растягивающие напряжения в грунтах. Трещина же, образующаяся вследствие этого, проходит по нормали к кристаллографической оси кристалла и направлению теплового потока, параллельно поверхности охлаждения. Разбирая этот вопрос, мы указывали (Втюрина, Втюрин, 1970), что первоначальная форма кристаллов льда, возникающих в таких трещинах вокруг первичного кристалла, определяется в основном размером трещины и условиями кристаллизации воды в ней, и в большинстве случаев, видимо, пластинчатая. Но тип их дальнейшего роста столбчатый, и трещина продолжает циклически наращиваться по нормали к их главной оси. Так формируются прослойки сегрегационного льда, окончательная форма которых зависит также и от свойств грунтов. В разрезе СТС это обычно линзы, выклинивающиеся в обе стороны. Длина их различна, временами всего 2-3 см, но до сих пор нет достаточных данных, чтобы говорить о пределах ее изменения. Однако в шурфах длиной до 1,0-1,5 м, в СТС обычно наблюдаются "прерывистые" прослойки льда, т.е. несколько прослоек, продолжающих одна другую. По-видимому, длина их в СТС в основном меньше 1,0 м. В верхней части СТС длина их нередко 2-5 см (рис. 10). В нижнем горизонте она измеряется несколькими или десятками сантиметров, но и здесь нередки короткие прослойки. Так, по данным Н.Ф.Григорьева и др., в дельте р.Яны, на острове Нирий-Ары 17. VIII. 1951 г. на глубине 0,5 м залегал мерзлый суглинок с прослойками льда, толщиной от 0,5 до 4 мм, длиной в 2-5 см. О.Г.Боярский на основании работ, проведенных в бассейне р.Оленек, указывает длину ледяных прослоек в некоторых выработках всего 0,5-3 см при толщине до 1-2 мм. Н.А.Вельмина наблюдала в СТС долины Юдомы ледяные прослойки длиной 4-5 см, толщиной до 2-3 мм. Обычно наиболее короткие прослойки льда свойственны заторфованным грунтам. По данным И.И.Шамановой (1966), длина прослоек в них 0,3-1,0 см при толщине до 2 мм.

Интервал между прослойками в плоскости развития также невелик, нередко всего несколько миллиметров, но до сих пор нет данных о его возможных размерах. Можно назвать лишь основные причины, определяющие при прочих равных условиях величину этих интервалов и длину ледяных прослоек: 1) расстояние между первичными кристаллами льда, положившими начало формированию прослоек в одной изотермической плоскости; 2) скорость промерзания пород; 3) интенсивность

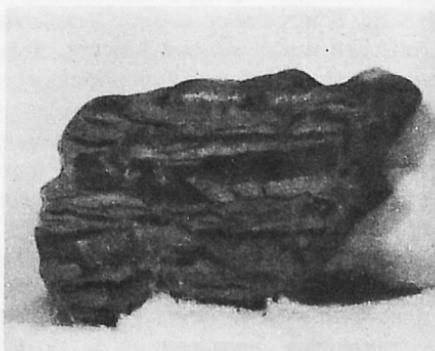
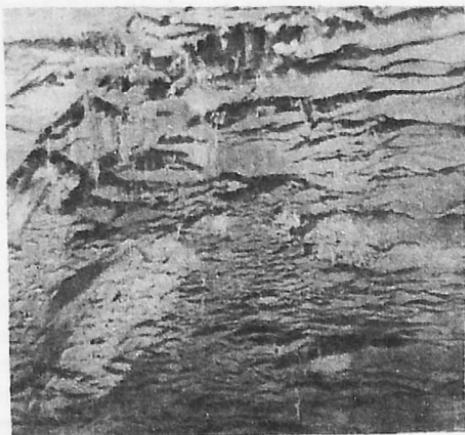


Рис. 10. Прослойка сегрегационного льда в верхнем (а) и нижнем (б) горизонтах СТС

миграции влаги и 4) время образования ледяных прослоек ниже первых (Втюрина, Втюрин, 1970). Чем больше расстояние между первичными ледяными кристаллами и скорость промерзания, чем меньше интенсивность миграции влаги к фронту кристаллизации и чем раньше возникают новые ледяные прослойки ниже по разрезу, тем меньше длина прослоек льда и больше интервал между ними в плоскости их развития.

Значительно больше данных о толщине прослоек сегрегационного льда. По имеющимся сведениям, на преобладающей части области СТС она не превышает 10 мм, в основном колеблется от 0,1–0,2 до 5–7 мм. Различия в геокриологической обстановке не оказывают существенного влияния на толщину ледяных прослоек. Так, по всем выработкам, пройденным нами в долинах рек Волчья, Канчалан и Тавайваам на Чукотке, толщина прослоек сегрегационного льда в пылеватых суглинках и супесях СТС не превышала 5–7 мм, нередко составляя 0,1–0,5 мм. В районе Воркуты она, по нашим наблюдениям, также колеблется от 0,1–0,2 до 4–5 мм, редко более 5 мм.

Обобщение имеющихся данных о криогенном строении СТС показало, что толщина сегрегационных прослоек в СТС вообще меняется в небольших пределах: от 0,1–0,5 до 4–5 мм, редко до 10 мм и очень редко более 10 мм. Это подтверждается данными П.Ф.Швецова (1938, 1947) по району Анадыря, Л.А.Жигарева и В.С.Савельева по солифлюкционным склонам Чукотки, Е.Г.Катасоновой (1961) по бассейну р. Далдын, Е.Б.Белопуховой (1961) по бассейну р. Ирелях, Н.А.Вельминой по долине р. Юдомы, Н.Ф.Брахиной (1966), В.Р.Алексеевым, П.Н.Луговым и др. по Алданскому району, Ф.Г.Бакулиным и др. по Лено-Ньюскому междуречью, А.М.Пчелинцевым и др. по бассейну р.Северной Таймыры, О.Г.Боярским по бассейну левых притоков р. Оленек, А.М.Пчелинцевым (1948, 1964), Л.С.Хомичевской (1960) по району Игарки, Г.С.Константиновой и др. по долине р.Хантайки, В.В.Баулиным, Б.И.Втюриным, Л.В.Тимофеевым и др. по Западной Сибири, А.Т.Акимовым, Н.Г.Бобо-

вым, А.И.Жуковой, И.И.Шамановой (1966), Е.А.Втюриной и др. по Европейскому Северу, О.Г.Боярским, Е.А.Втюриной и др. по Забайкалью и т.д. Значительно реже встречаются указания на наличие в СТС сегрегационных прослоек толщиной более 1 см. По-видимому, образование таких прослоек возможно в основном в южных районах при наличии верховодки. Так, Н.Г.Бобов и Н.Б.Новосельская на севере Камчатки в нижней части СТС в суглинках наблюдали прослойки льда до 1-4 см толщиной, а в торфе - до 1,5 см. В низовьях р.Шилки на северном склоне сопки Россыпь и в долине руч.Алексей в 1946 г. были встречены линзы льда толщиной до 2-6 см на глубине 1,5-1,6 м и до 10-15 см на глубине 2,6-3,6 м. К 25 июня глубина протаивания пород составляла в долине 1,6 м.

Летом 1933 г. в долине р.Гиллю А.Н.Толстов на всех элементах рельефа в СТС наблюдал прослойки льда. При чередовании песчаных и торфяных горизонтов лед располагался в основном под прослойками торфа. Мощность ледяных прослоек от 1 до 20 мм, реже 5-10 см. При большой мощности торфа в нем также наблюдались прослойки льда. Е.Г.Катасонова (1961) в межгрядных понижениях и на плоских участках низкой поймы р.Далдын в нижнем шлировом горизонте СТС наблюдала ледяные прослойки до 3 см толщиной, которые как бы накладывались на микро- и тонкошлировую микро- и частослоистую, реже сетчатую криотекстуру.

Подобное криогенное строение суглинков между языками торфа в нижней части СТС мы наблюдали на Чукотке, но это были прослойки с атакситовой криотекстурой (Втюрина, 1966). По-видимому, таковы они и в пойме р. Далдын, если учесть суровость геофизиологической обстановки. То же предположение можно высказать и в отношении ко-рых ледяных прослоек мощностью 2-3 см, отмеченных Г.И.Дубиковым в нижнем горизонте СТС в средней части п-ова Ямал, где температура ММП около (-6) (-7°). Нередко прослойки льда толщиной до 2-4 см фиксируются исследователями в верхней части СТС, обычно непосредственно под дерново-торфяным горизонтом. Но это прослойки не сегрегационного, а сегрегационно-сублимационного льда.

Таким образом, толщина основной массы прослоек сегрегационного льда в СТС менее 1 см, преимущественно 1-5 мм, нередко прослойки в доли миллиметра; очень редки в СТС прослойки от 1 до 5 см; в южных районах изредка встречаются прослойки до 10-15 см.

Строение сегрегационного льда прослоек изучено еще очень слабо, хотя лучше, чем других форм его залегания. По нашим данным, в районе Воркуты прослойки льда толщиной 3-5 мм, реже 7 мм в верхнем горизонте СТС на глубине 12-15 см на участке кочковато-ерниковой тундры имели следующее строение. Кристаллы пластинчатые или изометричные, реже столбчатые. Расположены в один ряд, реже в 2-3 ряда. Ориентировка в основном линейная, высота по "с" у 34% кристаллов 1-2 мм, у 36% - от 2 до 5 мм, максимальная 5,25 мм, минимальная - 0,42 мм. Ширина по "b" у 26% кристаллов 2-5 мм, у 10% больше 5 мм, у 36% - 1-2 мм, максимальная - 6,93 мм. По "а" 46% кристаллов имеет ширину 2-5 мм и 8% больше 5 мм, максимальная -

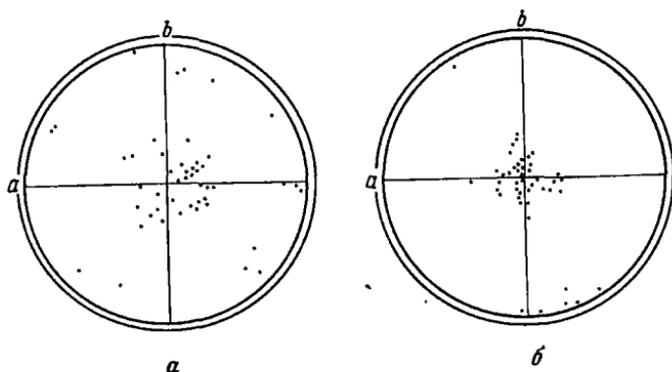


Рис. 11. Кристаллографическая ориентировка сегрегационного льда прослоек в верхней части СТС: а – верхний горизонт СТС, толщина прослоек 1–1,5 мм; б – нижний горизонт СТС; толщина прослоек 5–6 мм

7,56 мм. Площадь горизонтального среза кристаллов преимущественно превышает 5 мм^2 . Из 20 замеренных кристаллов 4 имели площадь среза в "ab" более 10 мм^2 , максимальная – $45,86 \text{ мм}^2$.

В прослойках толщиной 1–1,5 мм кристаллы льда также удлинены в горизонтальном направлении или изометричны. Кристаллографическая ориентировка преимущественно линейная (рис. 11, а). Границы между кристаллами ровные, с грунтом – резко ломаные. Нередко форма кристаллов сложная, с выступами, дающими начало новой прослойке.

Следовательно, в верхнем горизонте СТС как в тонких прослойках до 1,0–1,5 мм, так и в более толстых до 10 мм наблюдаются кристаллы и пластинчатой и столбчатой формы с преобладанием линейной ориентировки. Размеры зерен льда в прослойках колеблются в широких пределах.

В нижней части СТС лед прослоек также разнозернистый. Размер зерен льда в них, как и верхних прослойках, в значительной мере зависит от толщины прослойки. В более толстых прослойках обычно более крупнозернистый лед, особенно, если сравнивать кристаллы одной формы. В целом структура льда в них мало отличается, видимо, от структуры прослоек льда верхней части СТС. Так, на бутре пучения прослойки толщиной от 2 до 8 мм, формирующихся при промерзании снизу, по нашим наблюдениям, состояли в основном из одного ряда кристаллов, реже из двух, один из которых представлен более крупными кристаллами. Более мелкие кристаллы располагались ниже или выше ряда крупных. Преобладающая часть кристаллов имеет столбчатую форму, сильно вытянутую по "с". Длина по "с" у 66% кристаллов от 2 до 5 мм, у 16% от 5 до 7 мм, максимальная – 7,64 мм, минимальная – 0,84 мм. Большая часть кристаллов выклинивается вниз, реже

вверх. В горизонтальном срезе "ab" они изометричны, часто шести-гранные, низкой интерференционной окраски. 24% кристаллов в "ab" имеет площадь от 2 до 5 мм², 24% - 1-2 мм², 22% - 0,5-1 мм² и 30% меньше 0,5 мм². Границы между кристаллами ровные, с грунтом - резко ломаные. Крупные грунтовые включения составляют обычно границу между кристаллами, мелкие есть и внутри них. Кристаллографическая ориентировка в основном линейная. Особенно четко линейная ориентировка и столбчатая форма кристаллов прослеживалась в покровных суглинках нижней части СТС. В прослойках толщиной 5-6 мм наблюдалось 2-3 ряда кристаллов. Размеры их меньше, чем в шлирах верхней части СТС. Площадь поперечного среза по "ab" у 12% кристаллов более 5 мм², у 28% - 2-5 мм², у 36% - 1-2 мм², максимальная 9,6 мм². Форма среза кристаллов по "ab" изометричная. Длина по "c" у 50% кристаллов 2-5 мм, у 30% - 1-2 мм, у 8% - больше 5 мм, максимальная - 8,6 мм. Кристаллографическая ориентировка более упорядоченная, чем в верхней части СТС. В срезе "ab" большинство кристаллов имеет низкую интерференционную окраску. Из 50 кристаллов 39 имеют темно-серую и черную окраску, т.е. линейную ориентировку (рис. 11,б).

В прослойках толщиной 1-3 мм, по данным И.И.Шамановой (1966), 65% кристаллов имеет объем менее 3 мм³, максимальный - 34 мм³. Площадь поперечного среза у 74% кристаллов 0,5-5 мм², максимальная 41 мм², высота 1-2 мм, т.е. близка к толщине прослойки. Кристаллографическая ориентировка близка к линейной. Та же структура льда наблюдалась ею в озерно-болотных суглинках нижней части СТС.

Сильная оторфованность пород верхней части СТС влияет на размеры и расположение прослоек и сказывается на их структуре. По нашим наблюдениям на Чукотке, в долине р. Волчья в оторфованной верхней части СТС образовалась микрошлировая сетчато-слоистая криотекстура из шлиров толщиной 0,1-0,2, изредка 0,5-1 мм, идущих с интервалами 0,3-0,5, иногда 1 мм. Лед в таких прослойках мелкозернистый, кристаллы объемом меньше 1 мм³ составляют 92%, максимальный объем 4 мм³. Форма кристаллов в основном слегка удлиненная по вертикали, у более крупных кристаллов удлинение по прослойке. Площадь горизонтального среза у 78% кристаллов меньше 0,5 мм², в основном меньше 0,1 мм². Длина у подавляющего числа кристаллов меньше 1 мм.

На Чукотке, где промерзание СТС снизу начинается раньше, чем сверху, в нижнем горизонте над прослойкой с атакситовой криотекстурой также развиваются прослойки, в сочетании с прожилками образующие сетчатую криотекстуру. Структура их следующая. При толщине от 0,5-0,7 до 1,5 мм лед в них мелкозернистый, состоящий из кристаллов объемом менее 1 мм³. Форма кристаллов преимущественно столбчатая вертикально-удлиненная, реже у более крупных кристаллов горизонтально-удлиненная. Площадь горизонтального среза у 98% кристаллов менее 0,5 мм², высота равна толщине ледяной прослойки, преимущественно меньше 1 мм.

В другой выработке прослойки в нижней части СТС с сетчатой криотекстурой были толще - 5-8 мм. Иной была и структура льда. Лед в этих прослойках мелко- и среднезернистый, объем кристаллов от до-

лей кубических миллиметров до 12 мм^3 . 72% составляют мелкие и очень мелкие кристаллы, объемом менее 3 мм^3 . Крупных кристаллов объемом от 9 до 15 мм^3 всего 4%. Форма кристаллов вертикально-удлиненная: при площади горизонтального среза у 74% менее 1 мм^2 длина их преимущественно от 1 до 5 мм. Кристаллы столбчатые, рост их шел по главной оси, ориентированной у 60% кристаллов строго вертикально.

О.С.Коннова (1960), изучавшая структуру сегрегационного льда СТС в низовьях р.Оби, сделала вывод о гипидиоморфно-зернистой структуре льда прослоек и малой упорядоченности его кристаллографической ориентировки. В то же время она отмечает преимущественно нормальную к поверхности охлаждения ориентировку кристаллов в прослойках нижней части СТС.

В известной степени впечатление малоупорядоченной ориентировки кристаллов создается, видимо, из-за извилистости прослоек, которую трудно учесть. Представление о поверхности охлаждения как о горизонтальной чисто условное. Поэтому определенное отклонение главных осей кристаллов от строго вертикального или от нормального к общему направлению прослоек нельзя рассматривать как неупорядоченность ориентировки. Собственно сам механизм образования прослоек предопределяет некоторое отклонение главных осей кристаллов от вертикали, поскольку прослойки имеют линзообразную форму. По-видимому, при определении ориентировки кристаллов следует очень строго учитывать форму поверхности прослоек.

Приведенных данных, конечно, мало, чтобы говорить о каких-то закономерностях строения сегрегационного льда прослоек. Ясно лишь, что оно довольно многообразно. Небольшие размеры прослоек предопределяют мелкозернистость льда. Есть основания считать, что кристаллы в них ориентированы преимущественно линейно. Форма кристаллов, видимо, зависит от размера базисной плоскости в момент их возникновения в условиях сомкнутого роста и возможной толщины прослойки. Встречаются как столбчатые, так и пластинчатые кристаллы, реже наблюдаются более сложные формы. Преобладает, видимо, гипидиоморфно-зернистая структура. По мнению П.А.Шумского (1955), такая структура с преобладанием ориентировки главных осей кристаллов по нормали к плоскости шлиров вообще наиболее характерна для сегрегационного льда.

Вопрос о механизме образования ледяных прожилок в СТС нельзя считать решенным, хотя сегрегационный генезис большинства их в точкодисперсных породах не вызывает сомнений. К настоящему времени высказаны следующие представления об их генезисе.

П.А.Шумский (1957) связывает их образование с двумя причинами. Первая — обезвоживание породы перед фронтом промерзания, возникновение в результате этого трещин, нормальных к фронту промерзания, и последующее заполнение их льдом. "Растрескивание распространено тем больше, чем более дисперсна порода. В трещинах зарождаются и развиваются новые кристаллы, а если этого не происходит, то первичный кристалл, послуживший причиной образования трещины, может из-

менить направление роста, следуя направлению трещины, отчего возникает несоответствие между кристаллографической и геометрической ориентировкой ледяных шлиров" (Шумский, 1957, стр. 65). Такой механизм формирования ледяных прожилков признается большинством геокриологов. Прожилки имеют форму суживающегося книзу клина и даже в СТС достигают длины 5-7 см, иногда 10-20 см. В верхней части СТС они наблюдаются обычно ниже последней прослойки льда верхнего шлирового горизонта. Интервал между ними до 3-10 см. Грунт между вертикальными шлирами льда и ниже их имеет массивную криогенную текстуру с несколько большим содержанием льда в зоне развития прожилков. Ниже их мерзлый грунт имеет минимальную влажность: менее 20% к сухой навеске (рис. 12). Эти ледяные прожилки не образуют, таким образом, сетчатой криотекстуры, поскольку между ними, видимо, из-за обезвоживания не развиваются горизонтальные шлиры. Все они направлены не строго вертикально, а под некоторым углом, причем неодинаков не только угол, но и направление наклона.

Вторая причина возникновения сетчатых криотекстур, по П.А.Шумскому (1957), избыточное увлажнение пород, когда ориентировка зародыша не имеет значения. Все зародившиеся достаточно рано кристаллы разрастаются по базисной плоскости, образуя беспорядочную решетку пластинчатых монокристаллов. Видимо, так формируется криотекстура сильно оторфованных дисперсных пород. Ледяные шлиры в них тоньше, нередко образованы одним пластинчатым кристаллом и не имеют столь строгой ориентировки по отношению к поверхности охлаждения, как в неотрфованных.

Несколько иное толкование механизма образования ледяных прожилков дано А.М.Пчелинцевым (1964). Вслед за П.А.Шумским, но применительно к влажному грунту, а не к слою воды, он различает две стадии кристаллизации воды в грунтах: протокристаллизации и ортотропной кристаллизации. Образование прожилков льда он связывает с последней из них. В стадию ортотропной кристаллизации "отдельные кристаллы или группы кристаллов льда, вследствие их кристаллографической ориентировки, растут быстрее соседних кристаллов и в результате этого внедряются в толщу еще талой породы, образуя вертикальные или наклонные прожилки" (Пчелинцев, 1964, стр. 37-33). Однако данные о структуре сегрегационных льдов показывают, что далеко не всегда наблюдается вклинивание кристалла льда из горизонтального шлира в вертикальный. Чаше контакт между прослойками и прожилками является также контактом между образующими их кристаллами льда.

В СТС наблюдается сетчатая криотекстура, образование которой нельзя, на наш взгляд, объяснить ни иссушением, ни чрезмерным увлажнением пород. Это четкая сетчатая криотекстура нижнего шлирового горизонта СТС, формирующаяся при интенсивном промерзании пород снизу. Она наблюдалась нами в разрезах СТС в долинах рек Канчалан, Волчья, Тавайваам и на побережье Канчаланских лиманов на Чукотке (Втюрина, 1963а), О.Г.Боярским - в бассейне р.Оленек и др. Прожилки льда имели форму клина, расширяющегося книзу и сливающегося с нижележащей прослойкой грунта, имеющей атакситовую криотекстуру. Толщина прожилков 2-3 до 5 мм, интервал между ними от 1,5 до 6 см.

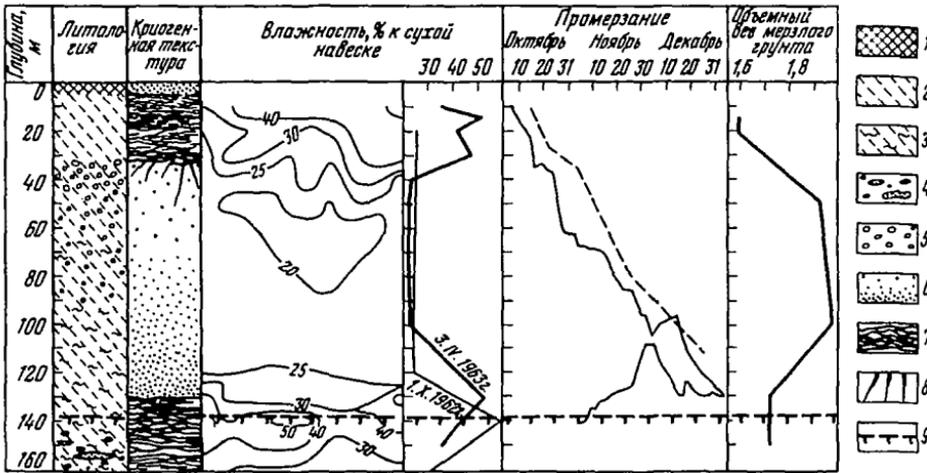


Рис. 12. Ледяные прожилки в верхней части СТС ниже последнего горизонтального шлира льда. Район Воркуты.

1 - дерново-торфяной горизонт; 2 - суглинок; 3 - сильно пылеватый суглинок; 4 - песок, гравий; 5 - воздушные поры. Криотекстура: 6 - массивная; 7 - частослоистая и сетчато-слоистая микро- и тонкошлировая; 8 - прожилки льда; 9 - нижняя граница СТС

Между прожилками с интервалом от 0,5 до 2 см располагаются прослойки льда толщиной до 5 мм, реже 7-8 мм. Характерно, что к боковому контакту прожилок они почти никогда не подходят под прямым углом, отклоняются либо вверх, либо вниз. Причины этого пока не совсем ясны. Видимо, роль играют различия в теплопроводности льда, образующего прожилки, и грунта между ними, что приводит к изгибу фронта кристаллизации.

Формирование сетчатой криотекстуры в нижней части СТС, влажность которой превосходит нижний предел текучести, трудно объяснить обезвоживанием пород перед фронтом кристаллизации. Не связано это и с беспорядочным формированием зародышевых кристаллов льда в переувлажненной породе, поскольку криотекстура довольно строго упорядоченная. Более вероятно, что вертикальные трещины в нижней части слоя возникают вследствие пластинчатого типа роста ледяных кристаллов в прослойке с атакситовой криотекстурой и поясной ориентировки столбчатых кристаллов в ней между близко расположенными включениями грунта. Правда, еще очень мало фактических данных о структуре льда при атакситовой криотекстуре, но и они позволяют сделать такой вывод (Втюрина, 1963б). В момент окончания формирования прослойки с атакситовой криотекстурой, рост кристаллов льда в ней вызывает, по-видимому, растрескивание вышележащего непромерзшего грунта, влажность которого к этому времени, видимо, несколько мень-

ше предела текучести. Медленный характер промерзания пород снизу обуславливает не только промерзание воды в этих трещинах, но и формирование довольно толстых прослоек между ними.

В процессе роста ледяных кристаллов длина и ширина вертикальных трещин также циклически наращивается как и горизонтальных. Поэтому размер прожилок в большинстве случаев во много раз превосходит размер первоначальных трещин, положивших начало их формированию. Но в отличие от прослоек, прожилки льда могут разрастаться лишь в одном направлении от места возникновения — в направлении промерзания. Вследствие этого в поперечном разрезе они имеют форму клина, а не линз, как прослойки.

Однако вопрос о механизме образования ледяных прожилок нельзя считать полностью решенным. Нередко в разрезах наблюдаются прожилки, как бы секущие горизонтальные шпирь, причем расположение их вполне упорядоченное. Образование их трудно связать с иссушением и растрескиванием грунта перед фронтом кристаллизации. Кроме того, в ряде разрезов в верхней части СТС на глубине 15–20 см наблюдались вертикальные шпирь, отходящие от наиболее крупной (толщиной 1–2 см) ледяной прослойки не только вниз, но и вверх. Они пересекали несколько прослоек, отклоняющихся преимущественно вниз на контакте с прожилками. В результате выше и ниже толстой ледяной прослойки грунт имел сетчатую криотекстуру, несколько напоминающую сетчатую криотекстуру в нижней части СТС над атакситовой прослойкой (рис. 13). Но поскольку формирование ее происходит в верхней части СТС, невозможно допустить промерзание снизу. Об отсутствии же иссушения грунта перед фронтом кристаллизации говорит система горизонтальных шпиров между прожилками. Видимо, существует еще какая-то причина образования прожилок льда, помимо иссушения перед фронтом кристаллизации, избыточного увлажнения грунта и растрескивания его при формировании атакситовой криотекстуры, пока не выясненная.

Строение льда прожилок изучено еще меньше, чем прослоек. По нашим наблюдениям на Чукотке (Втюрина, 1963б), прожилки льда, в нижней части СТС над прослойкой с атакситовой криотекстурой, имели следующую структуру. Толщина прожилок 2–3, реже 5 мм. Лед в них мелко- и очень мелкозернистый. Объем кристаллов колеблется от долей кубических миллиметров до 12 мм^3 . Кристаллы объемом до 3 мм^3 составляют 72%. Форма кристаллов удлинённая вдоль прожилки: у 89% кристаллов площадь среза вдоль прожилки $1\text{--}10 \text{ мм}^2$, а длина перпендикулярно к прожилке менее 1 мм. Главные оси кристаллов направлены нормально к плоскости прожилки. Форма роста кристаллов преимущественно пластинчатая.

В том же районе, в обсохшей озерной котловине прожилки толщиной от 0,5 до 1,5 мм над атакситовой прослойкой состояли из очень мелких кристаллов. 60% их имело объем менее 1 мм^3 . Форма кристаллов — удлинённая вдоль по прожилке. Площадь их среза, параллельно-го направлению прожилки, от долей квадратных миллиметров до 41 мм^2 . У 57% кристаллов она $1\text{--}5 \text{ мм}^2$. Длина по нормали к плоскости прожилки у 98% кристаллов менее 1 мм и определяется толщиной прожил-

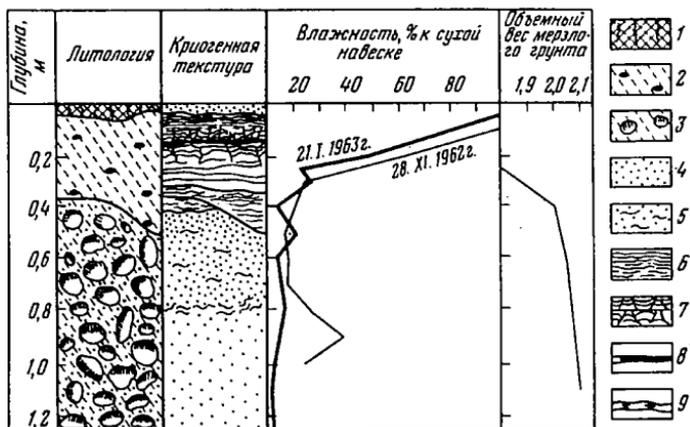


Рис. 13. Мелкосетчатая тонкошпировая криотекстура суглинков выше и ниже прослойки сублимационно-сегрегационного льда в верхней части СТС. Район Воркуты.

1 – дерново-торфяной горизонт; 2 – суглинок с редким гравием; 3 – суглинок с песком и валунами. Криотекстура: 4 – массивная; 5 – неполношпировая; 6 – микро- и тонкошпировая часто- и микрослонистая; 7 – тонкошпировая мелкосетчатая; 8 – шпир сублимационно-сегрегационного льда; 9 – трещина, частично заполненная сублимационным льдом

ки. Лишь иногда один и тот же кристалл прослеживается как в горизонтальном шпире, так и в вертикальном. Главные оси кристаллов направлены нормально к плоскости прожилки, а кристаллы имеют ярко выраженный пластинчатый тип роста. Пластинчатая форма кристаллов характерна также прожилкам льда в верхней части СТС.

В коротких разноориентированных шпирях льда, возникающих в сильно оторфованных породах, формирующих неполносетчатую криотекстуру, также преобладают пластинчатые кристаллы. На Чукотке в обсохшей озерной котловине такие шпирь толщиной 0,2–0,5 мм состоят, как правило, из одного, изредка из 2–3 кристаллов: одного более крупного основного и 1–2 очень мелких. 85% кристаллов имеют объем менее 1 мм³. Большинство кристаллов удлинено вдоль по прослойке, площадь горизонтального среза у 63% кристаллов менее 0,5 мм², а длина в поперечном разрезе прослойки у 99% менее 1 мм. Тип роста пластинчатый, меньше столбчатый. Границы кристаллов резко ломаные, внутри них включения осоки.

Приведенные данные позволяют высказать предположение о том, что, по-видимому, пластинчатая форма и тип роста более характерны кристаллам льда в вертикальных прожилках, чем столбчатая. В этом, видимо, одно из существенных отличий структуры льда в них от структуры льда в прослойках.

Механизм образования линз сегрегационного льда близ обломков пород, а также в ядрах бугров пучения тот же, что и прослойки. Лин-

зы льда, приуроченные к обломкам, как правило, имеют небольшую длину, лишь немного превышающую поперечник обломков. Толщина их может достигать 1–3 см, превышая толщину преобладающей части прослоек сегрегационного льда в 5–10 раз. Н.Ф.Брахина (1966) по наблюдениям в южной части Алданского района указывает толщину линз льда под обломками до 1–1,5 см. Нами на северном склоне Нерпичьей гряды в СТС наблюдались линзы льда под обломками толщиной от 1–5 мм до 3 см. Иногда пленки льда толщиной до 2 мм окружали древесу. В СТС стоковой ложбины в торфе пленка льда толщиной от 2 до 5 мм окружала обломок ствола кустарника. Древесина также была пронизана шлирами льда до 2 мм толщиной, приспособляющимися к направлению слоев древесины. Г.Ф.Гравис (1965) отмечает наличие под обломками линз льда толщиной до 15–20 см. Но это, видимо, не одна линза, а серия линз, следующих одна за другой с небольшим интервалом. Об этом свидетельствует наличие в их разрезе вогнутых прослоек супеси и суглинка.

В районе пос. Депутатский на склонах в СТС, представленном шебнисто-глыбовым материалом с разным количеством заполнителя, Т.Н.Каплиной и Л.Н.Максимовой в 1967–1968 гг. наблюдались пленки льда вокруг обломков, толщиной 1–2 мм, линзы под обломками длиной 3–5 см, толщиной также 1–2 мм, гнезда до 2 см.

Пока не совсем ясны причины, почему линзы возникают то над обломком, то под ним. Наиболее легко связать это с особенностями промерзания пород СТС, поскольку при промерзании их сверху вероятнее развитие сегрегационных линз под обломками, а при промерзании снизу – над обломками. Наличие линз льда над обломками в верхней части СТС можно объяснить боковым охлаждением обломков вследствие неравномерности промерзания пород или частичным протаиванием пород СТС при оттепелях и последующим промерзанием талого горизонта как сверху, так и снизу.

По взаимоотношению с вмещающей породой это типичные конституционные льды, но в основном не текстурообразующие. Во всяком случае до сих пор наличие их в породах не получило должного отражения в названии криотекстур. Правда, Е.М.Катасонов (1961) предложил называть такую криотекстуру корковой. Т.Н.Каплина и Л.Н.Максимова определяли криотекстуру пород при наличии в них ледяных прослоек и прожилок, а также пленок вокруг обломков, как линзовидно-корковую. По-видимому, наличие пленок и линз сегрегационного льда в основном следует учитывать как элемент, осложняющий какую-то определенную криотекстуру, особенно при небольшом количестве их. Обособленные линзы и пленки льда близ обломков могут встречаться в любом горизонте СТС. Время их существования измеряется временем пребывания в мерзлом состоянии того горизонта СТС, к которому они приурочены.

Линзы сегрегационного льда в сезонных буграх пучения – самые крупные формы этого типа льда в СТС. Размеры их в плане, по имеющимся данным, от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Высота бугров до 2–3 м. С.В.Комиссаров и Н.И.Обидин наблюдали бугры от 5 до 30 м в диаметре, высотой 1–2 м, толщина

линз льда в которых 1,0–1,5 м (Толстихин, 1932). И.Я.Баранов (1940) указывает, что иногда длина продолговатых сезонных бугров достигает 100 м. О.Г.Боярский и др. (1961) отмечают, что длина сезонных бугров может быть 100 м и более, ширина – 50 м и более, высота до 3–4 м, в основном 1,5–2 м. В Забайкалье, где их особенно много, по данным исследователей, диаметр бугров от 2–3 до 20–30 м, высота от 0,5–1,0 до 2–3 м (Втюрина, 1962). Толщина линз льда в буграх с ледяными ядрами, по Н.И.Толстихину (1932), не может превышать 2,0–2,5 м, т.е. больше максимально возможного зимнего промерзания пород. Ш.Ш.Гасанов (1966, 1969) высказал мнение, что мощность таких линз (инъекционных, по его терминологии) может достигать 2–3 м. По-видимому, такая мощность сегрегационного льда (а тем более инъекционного) возможна в редких случаях. По имеющимся данным, она в основном меньше этой величины. Ледяная линза всегда залегают на некоторой глубине от поверхности. Высота же сезонных бугров, как указывалось, не более 3–4 м. Максимальной мощности 2,0–3,0 м линзы льда могут достигать лишь на крайнем юге области СТС, где мощность его 3–4 м. К северу должна естественно уменьшаться толщина ледяных линз, а следовательно, и высота сезонных бугров, вследствие уменьшения мощности СТС. Оптимальные условия для развития мощных линз сегрегационного льда создаются на таких участках, где достаточно велика мощность СТС, имеется хороший подток влаги весь период промерзания и где достаточно высокая интенсивность охлаждения. Этим объясняется тот факт, что бугры сегрегационного пучения встречаются обычно или среди сильно заболоченной местности или приурочены к путям циркуляции и местам выхода подземных вод. В первом случае развитие сегрегационных линз приурочено к участкам наиболее раннего промерзания, а источником питания для них служат, очевидно, поверхностные воды. С началом формирования ледяной линзы и ее ростом участок все более приподнимается, что приводит к усилению его охлаждения, а следовательно, дальнейшему увеличению линзы льда. Таким образом, рост ледяных линз способствует сохранению условий, благоприятных для их дальнейшего развития.

При формировании крупных линз сегрегационного льда на участках выхода и циркуляции подземных вод время начала промерзания пород на них по сравнению с соседними участками, по-видимому, существенного значения не имеет. Важно время установления равновесия между интенсивностью кристаллизации воды на таких участках и интенсивностью ее миграции к фронту промерзания и время действия потока грунтовых вод. Чем раньше установится и меньше нарушается равновесие между названными процессами и чем дольше не иссякает поток вод, тем больше мощность ледяной линзы и высота сезонного бугра. Иногда вместо единой ледяной линзы в ядре бугра возникает серия толстых шпиров сегрегационного льда. Если подток воды не прекращается большую часть зимы или всю зиму, ледяное или ледогрунтовое ядро бугра остается отделенным от нижележащих ММП слоев воды, а в апикальной части иногда и воздушной линзой. Н.И.Обидин указывает следующее строение бугров: торф мощностью до 0,6 м подстилается галечни-

ками с глинистым песком мощностью до 0,4–0,5 м; ниже слой льда мощностью 0,7–1,5 м, и вода до глубины 3,35 м с температурой 0,3 – 1,2°. В редких случаях подо льдом вскрыт сжатый воздух (Толстихин, 1932).

Строение сегрегационного льда сезонных бугров пучения изучено очень слабо. Ш.Ш.Гасанов (1966) приводит описание текстуры плоско-выпуклых линз льда, которые он рассматривает как инъекционные. Однако уже указывалось, что состав пород, в которых он наблюдал такие линзы, скорее свидетельствует об их сегрегационном генезисе, чем инъекционном. По его данным, лед имеет горизонтально-слоистую текстуру, создаваемую неравномерным распределением воздушных пузырьков. Обогащенные пузырьками газа слои располагаются параллельно кровле ледяной линзы. Количественно по льду преобладают округлые и вертикальные цилиндрические пузырьки типа ориентированного прорастания. Во льду могут встречаться, по Ш.Ш.Гасанову, линзовидные ксенолиты вмещающего грунта, что трудно связать с инъекционным генезисом бугров.

А.П.Горбунов (1967) приводит описание структуры льда сезонного бугра пучения, также считая его типичным инъекционным. Но форма ледяного тела, а главное наличие суглинков у его подошвы скорее указывают на сегрегационный генезис льда. По его данным, ледяная линза мощностью 50 см залегала на глубине 35–65 см. Предполагаемый объем ее около 7 м³. Под линзой – мерзлый суглинок со щебенкой, имеющий сетчатую криотекстуру. Форма кристаллов льда вертикально-удлиненная. Размеры их увеличиваются к подошве линзы. В верхней ее части площадь осредненного кристалла 0,31 см², длина до 100 мм, в нижней – площадь 3,76 см², длина до 320 мм. Лед обогащен воздухом. Характерны цилиндрические и конусообразные вертикально-удлиненные воздушные пузырьки с повышенным давлением в них.

Приведенных данных, конечно, слишком мало, чтобы составить представление о строении крупных линз сегрегационного льда в СТС. Но об основных его особенностях по ним судить можно. По-видимому, такие черты как слоистость, параллельная кровле, крупнозернистая структура и вертикальное в основном удлинение кристаллов характерны любой линзе сегрегационного льда, образующей ядро сезонного бугра пучения. Наличие во льду ксенолитов грунта или крупных обломков, на наш взгляд, характерный признак его сегрегационного генезиса, не свойственный льдам инъекционным.

Несмотря на большие в масштабе СТС размеры ледяных линз, это типичные конституционные льды, никогда, однако, не играющие роли текстурообразующих. Это залежеобразующие льды как часть инъекционных и цементных и практически все погребенные.

Таким образом, сегрегационный лед в СТС, распространенный очень широко, значительно менее многообразен по форме залегания, чем цементный, и однороден генетически.

Сегрегационно-цементные льды

К сегрегационно-цементным относятся два типа подземных льдов СТС, возникающих при разных подклассах и типах льдообразования.

Первый из них - сублимационно-сегрегационный лед - результат развития в СТС подземного льдообразования за счет смешанных подземных и наземных вод. В его формировании участвуют водяной пар наружного воздуха и слабо связанная вода промерзающих грунтов. Он наблюдается исключительно в верхнем горизонте СТС и образует, как правило, наиболее крупные здесь прослойки внутригрунтового льда мощностью до 3-4 см.

Если все остальные типы льдообразования свойственны породам, подвергающимся и многолетнему и сезонному промерзанию, то сублимационно-сегрегационное льдообразование свойственно только субаэральному СТС. Оно проявляется в том случае, когда при промерзании верхней части СТС, видимо, из-за различий в свойствах дерново-торфяного горизонта и минеральных грунтов, по их контакту возникают горизонтальные трещины. А.М.Пчелинцев считает их результатом неравномерного пучения грунтов при промерзании, а лед-сублимационным. Однако наличие грунтовых включений во льду свидетельствует не о чисто сублимационном генезисе. Более правильно, видимо, представление Б.И.Втюрина (1964), считающего этот лед сублимационно-сегрегационным. Трещины, вероятно, возникают в начале промерзания по границе мерзлого и талого грунта и заполняются в результате сублимации водяных паров на верхней мерзлой ее поверхности и роста сегрегационного стебелькового льда на нижней. В процессе роста ледяные стебельки поднимают отдельные мелкие агрегаты грунта, служащие линией раздела между сублимационной и сегрегационной частью ледяного штира. В зависимости от скорости нарастания преобладать будет то та, то другая. Степень заполнения трещин льдом определяется их шириной, скоростью и продолжительностью роста сублимационных и сегрегационных кристаллов льда. В большинстве случаев они лишь на отдельных участках целиком выполнены льдом. Как показывают наблюдения, сублимационно-сегрегационный лед развивается на участках со сравнительно небольшим по мощности дерново-торфяным горизонтом (10-15 см), имеющим более или менее ровную нижнюю поверхность. Обычно он образует одиночные прослойки, реже несколько прослоек на небольшом расстоянии одна от другой. Последнее наблюдалось нами в районе г. Воркуты (см. рис. 13). Самая верхняя трещина шириной до 1,0-1,5 см располагалась непосредственно под дерниной. Кристаллы льда высотой до 1-2 мм наблюдались лишь по верхней и нижней стенке трещины. Вторая трещина шириной от 1,5 до 4 см находилась на глубине 10-14 см. Она почти полностью выполнена льдом. Лишь местами видны пустоты шириной до 3 см и более, в которых кристаллы льда прослеживались лишь на верхней и нижней стенках. Во льду много вертикально-удлиненных пузырьков газа до 1 мм шириной, пронизывающих штир, и мелких включений грунта, сходных с теми, которые мы видели внутри ледяных стебельков, местами возникающих под дерново-торфяным слоем в начале промерзания. Размер некоторых включений до 10 x 3 мм. С глу-

бины 26 см до 40 см прослеживалось еще четыре полых трещины шириной 3–10 мм. Интервал между ними 1–3 см. Кристаллы льда видны лишь на стенках трещин и легко обламываются при прикосновении. Связь этих четырех трещин с наружным воздухом вызывает сомнения. Более вероятно, видимо, заполнение их сублимационным льдом за счет водяных паров грунтовой влаги и сегрегационным льдом ледяных стебельков.

Трещины, частично или полностью заполненные сублимационно-сегрегационным льдом, часто наблюдаются в верхней части СТС. И.А.Тютюновым они встречены на Чукотке в районе Анадыря, Б.И.Втюриным (1964) и Е.А.Втюриной многократно наблюдались в долине р.Канчалан, А.М.Пчелинцевым в районе Игарки, рядом исследователей, в том числе и автором, – в районе Воркуты. Отсюда можно сделать вывод о широком распространении сублимационно-сегрегационного льда. Но поскольку он образует в основном единичные прослойки, роль его в криогенном строении СТС невелика. По-видимому, его правильнее рассматривать как новообразование, осложняющее криотекстуру, а не как текстурообразующий лед. К тому же он редко полностью заполняет всю трещину. Различен не только генезис верхней и нижней части прослойки сублимационно-сегрегационного льда, но и время их образования и существования. Нижняя сегрегационная часть ее образуется в начале промерзания пород СТС и существует всю зиму до начала протаивания. Верхняя сублимационная возникает позднее и формируется практически всю зиму. Наиболее поздно образуется средняя часть прослойки, имеющая сублимационный генезис. Время ее существования может измеряться несколькими десятками дней.

Одна из отличительных черт сублимационно-сегрегационного льда – рыхлость его сложения, слабая спаянность кристаллов, обилие воздушных пузырьков и пустот. Это сильно затрудняет изготовление шлифов из него для изучения структуры. Строение этого льда изучалось нами в районе Воркуты. Прослойка залежала на глубине 15 см и имела толщину до 1,5–2 см. Кристаллы льда преимущественно столбчатые, резко удлиненные по "с". Высота 44% кристаллов от 2 до 5 мм, а 34% – более 5 мм, максимальная – 13,4 мм. Площадь горизонтального среза у 16% кристаллов от 10 до 37 мм², у 40% – от 5 до 10 мм², у 28% – от 2 до 5 мм², максимальная 37,7 мм². Кристаллы, как правило, выклиниваются вверх или вниз. По границам с грунтом – изометричные кристаллы, размер которых много меньше, чем основных столбчатых. Грунтовые включения и вертикально-удлиненные пузырьки газа встречаются в основном по границам кристаллов.

Другой тип сегрегационно-цементного льда в СТС – это водный лед, образующий базальную и атакситовую криотекстуру. Нередко его называют гольцовым (Билибин, 1938, 1956; Гравис, 1965 и др.). Этот термин, предложенный Ю.А.Билибиным, обычно применяется ко льду в грубообломочных породах, формирующему базальную криотекстуру. Правда, до недавнего времени не проводилось различий между базальной и атакситовой криотекстурами. Это первичный внутригрунтовой конституционный лед, возникающий при сегрегационно-цементном льдо-

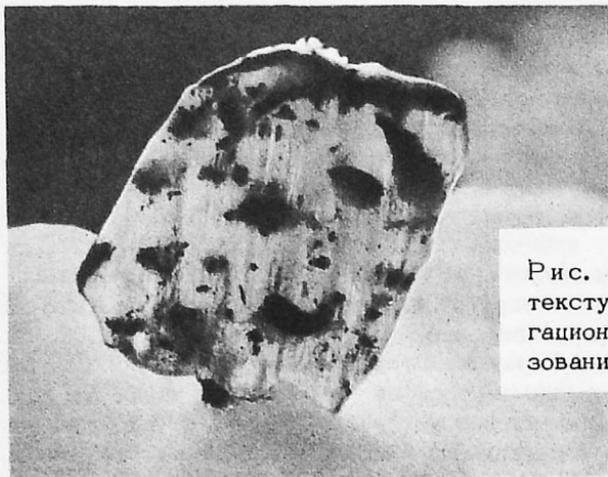


Рис. 14. Атакситовая криотекстура как результат сегрегационно-цементного льдообразования в породах СТС

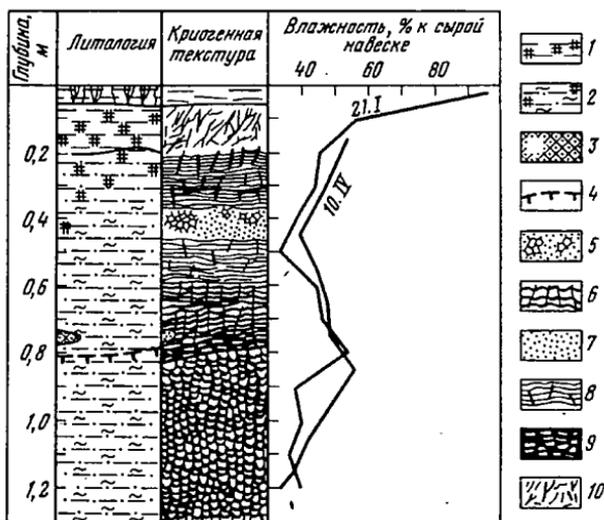
образовании за счет подземных вод. В соответствии с образуемыми им криотекстурами целесообразно, по нашему мнению, различать два вида водного сегрегационно-цементного льда: базальный и атакситовый. Сегрегационно-цементное льдообразование еще совершенно не изучено. Однако, знание условий, необходимых для его развития, позволило нам высказать предположение о возможном его механизме (Втюрина, Втюрин, 1970). Оно развивается как в тонкодисперсных, так и в грубодисперсных породах с мелкоземом и без него, но лишь при их переувлажнении. Это говорит о необходимости свободной воды для его развития. Указанные особенности сближают его с цементным типом льдообразования. Однако расположение минеральных обломков и агрегатов, несомненно, указывает на миграцию влаги к фронту кристаллизации (рис. 14). Это уже особенность, свойственная сегрегационному льдообразованию. Разобшение обломков и агрегатов грунта при базальной и атакситовой криотекстуре превышает величину объемного расширения воды между ними при переходе ее в лед.

Изучение криогенного строения СТС показало, что сегрегационно-цементное льдообразование строго приурочено к самому нижнему его горизонту по контакту с ММП. Однако переувлажнение этого горизонта, хотя и необходимое, но все же недостаточное условие для его развития. Данные о криотекстуре нижней части СТС в разных районах СССР показывают, что такое льдообразование свойственно СТС лишь наиболее суровых по геофизиологическим условиям районов. При этом генезис пород не имеет значения. Так, С.П. Качурин (1938, 1950) указывает, что в районе пос. Анадырь и мыса Шмидта на Чукотке верхняя часть ММП разного генезиса нередко представляет собой конгломерат льда, суглинка и торфа. П.А. Соловьев (1947) в районе Анадыря на участке, где мощность СТС не более 80-90 см, на глубине 65-75 см наблюдал сильно льдистый ил, взвешенный во льду.

По данным В.С.Савельева за 1961 г. в районе Шелагского хребта, в делювиально-солифлюкционных отложениях по 15 шурфам, нижний горизонт СТС, представленный суглинком с дресвой и щебнем, имел атакситовую криотекстуру. В 1959–1961 гг. нами наблюдалась та же криотекстура в нижнем горизонте СТС в аллювиальных отложениях пойм и террас рек Канчалан, Волчья, Тавайваам (Втюрина, 1963а, 1966), в прибрежно-морских отложениях на приливно-отливной полосе Канчаланских лиманов (см. рис. 6), в делювиально-солифлюкционных отложениях на склонах Нерпичьей гряды и отдельных возвышенностей в долинах рек Канчалан и Тавайваам, в озерно-болотных отложениях в долинах рек (рис. 15).

Один из основных факторов, ограничивающих возможность проявления сегрегационно-цементного льдообразования за счет подземных вод в СТС, – режим промерзания его пород. Как указывалось, атакситовая криотекстура (а следовательно, и сегрегационно-цементный лед) установлена Е.Г.Катасоновой (1961) в нижней части СТС в бассейне р.Далдын, где температура ММП от -3 до -8° . В то же время она не установлена Е.Б.Белопуховой (1961) в бассейне р.Ирелях, где температура ММП в основном выше -5° . Детальные исследования криогенного строения СТС в районах Воркуты (Втюрина, Шаманова, Жукова и др.), Игарки (Пчелинцев, 1961, 1964), Алдана (Брахина, 1966), на Чукотке (Втюрина, 1963а, 1966), многочисленные данные о криотекстуре нижнего горизонта СТС по различным регионам СССР показывают, что атакситовая и базальная криотекстуры свойственны нижнему горизонту СТС лишь в тех районах, где температура ММП не выше -5° . Одна из основных особенностей режима промерзания пород СТС в таких районах – более раннее начало промерзания их снизу, чем

Рис. 15. Сегрегационно-цементный лед в озерно-болотных отложениях в нижнем горизонте СТС. Чукотка. 1 – суглинок заторфованный; 2 – супесь пылеватая заторфованная; 3 – хорошо разложившийся заиленный торф; 4 – нижняя граница СТС. Криотекстура: 5 – неполносетчатая; 6 – сетчатая; 7 – массивная; 8 – слоистая; 9 – атакситовая; 10 – беспорядочно-шлировая



сверху. Следовательно, пока можно говорить о двух условиях, необходимых для развития сегрегационно-цементного льдообразования в СТС: переувлажнение пород его нижнего горизонта и более раннее начало промерзания СТС снизу, чем сверху. Это предопределяет значительно менее широкое проявление его в СТС, чем цементного, сегрегационного и даже сублимационно-сегрегационного. Область его возможного развития ограничена геоизотермой -5° . Южнее сегрегационно-цементное льдообразование проявляется лишь на отдельных наиболее суровых по условиям участках, число и площадь которых сокращаются к югу и юго-западу. В зоне островного распространения СТС развитие его можно предполагать лишь на отдельных участках верхнего геокриологического пояса, где температура ММП ниже -5° . Сегрегационно-цементное льдообразование ни при каких условиях не бывает свойственно СТС в целом, всегда развиваясь лишь в самом нижнем его горизонте, мощностью не более нескольких сантиметров. При меньшем общем площадном распространении, чем сублимационно-сегрегационный, этот тип льда в зоне своего распространения встречается значительно чаще. Здесь он один из основных видов текстуробразующего льда нижнего горизонта СТС. Поскольку развитие его возможно лишь при условии более раннего начала промерзания пород СТС снизу, чем сверху, он возникает раньше и существует дольше, чем все другие виды подземных льдов СТС. Время его возникновения — конец августа — начало сентября. Исчезает он всего на несколько дней осенью в момент полного протаивания пород СТС. В тех случаях, когда в породе возникает водный сегрегационно-цементный лед, он обычно составляет большую часть породы независимо от того, грубодисперсная она или тонкодисперсная. Ю.А.Билибин (1956, стр. 78) так описывает гольцовый лед на склонах гор: "Если в сложении делювия принимает участие гольцовый лед, то он располагается в нижней части каменной россыпи, цементируя ее. Так как замерзание воды сопровождается увеличением объема, каменные глыбы, погруженные в лед, обычно не соприкасаются, а расположены на некотором расстоянии друг от друга. Ниже такой брекчии с ледяным цементом иногда располагается слой чистого льда, покрывающий слой мелкого делювия. Иногда и на поверхности льда образуется небольшой слой мелкого делювия благодаря выветриванию каменной россыпи. Обычно этот делювий очень легко смывается талыми водами по скользкой поверхности льда". Как указывалось, при сегрегационно-цементном льдообразовании за счет подземных вод разобшение обломков льдом превышает величину объемного расширения воды при кристаллизации, а поэтому не может быть объяснено только этим процессом. Тем более это касается образования слоя чистого льда под обломками. Наличие мелкозема подо льдом и на его поверхности подтверждает возможность сегрегационного льдообразования наряду с цементным.

К настоящему времени мы располагаем большим количеством данных, свидетельствующих о широком распространении водного сегрегационно-цементного льда в пределах СССР. Так, Н.А.Вельмина и В.В.Узембло (1959) на основе работ в Южной Якутии указывают, что на склонах или у их подножья иногда в щебнистом делювии вмещаю-

шей породой является лед. Н.Ф.Брахина (1966) отмечает наличие сегрегационно-цементного (гольцового) льда в нижней части СТС в коллювиальных отложениях на Эвотинских гольцах. Лед составлял до 50% породы. В 1967-1968 гг. интересные наблюдения проведены Т.Н.Каплиной (1969) в отрогах Селенныхского хребта в районе пос. Депутатский и Юбилейный, где водный сегрегационно-цементный лед часто встречается в грубообломочном делювии. По ее подсчетам, объемная льдистость пород с базальной криотекстурой в среднем 41,4%, иногда 56-68%. Мощность горизонта с базальной криотекстурой на крутых склонах в промьгом делювии, по данным Т.Н.Каплиной, до 50-100 см. Во льду взвешены мелкие частицы, содержатся пузырьки воздуха и скопления мути. Образование базальной текстуры едва ли можно объяснить проникновением талых вод весной в охлажденный перлювий, как предполагает Т.Н.Каплина. В таком случае образуется чисто цементный лед, заполняющий лишь поры между обломками. Этот процесс детально описан Г.Ф.Грависом (1965), различавшим натечно-инфильтрационный и гольцовый лед, встреченные им на склонах хр. Удокан. Он также указывает на наличие в гольцовом льду тонких илестых пленочек, а иногда линз и даже сплошных слоев минеральной породы. По его мнению, они располагаются по границам между прослойками льда, поочередное нарастание которых снизу вверх и приводит к образованию горизонта гольцового льда. Однако присутствие мелкозема говорит лишь о неизбежном развитии сегрегационного льдообразования здесь при промерзании снизу. Во льду под крупными обломками Г.Ф.Гравис (1965), а позднее Т.Н.Каплина отмечают наличие нескольких концентрически расположенных минеральных прослоек или пленочек мути. Г.Ф.Гравис объясняет их образование так: глубина протаивания под камнями в основании СТС несколько больше; в образующиеся углубления мерзлой поверхности затекает вода с мелкими минеральными частицами. При замерзании воды камень выдавливается вверх, а его прежнее положение фиксируется изогнутой минеральной прослойкой. Ее образуют как частицы, попавшие под камень с водой, так и отслоившиеся от камня. Повторение процесса ведет, по Г.Ф.Гравису, к формированию ряда концентрических прослоек под камнями. Но в таком объяснении много неясного. Если даже допустить, что под камнями в основании СТС протаивание несколько больше и в углублении под ними скапливается вода, трудно объяснить выталкивание камня.

Опыты ряда исследователей показали, что крупные частицы, даже песчинки не выталкиваются, а захватываются кристаллами льда. Выталкиваться при промерзании снизу будут лишь тонкие частицы, причем к поверхности камня. При повторном протаивании под камнем прежде всего протает прослойка прилегающего к нему грунта. Последующее промерзание воды под камнем снизу вновь обусловит возникновение очень тонкой прослойки грунта под камнем.

Трудно представить, чтобы повторение этого процесса привело к формированию концентрических прослоек мелкозема под камнями. Такое отделение льдом мелкозема от камней возможно при промерзании сильно влажного грунта под ними сверху, а не снизу. Кроме того, столь большая мощность горизонта с базальной текстурой, по данным Т.Н.Кап-

линой, местами составляющая половину СТС, по-видимому, также не может быть объяснена только промерзанием снизу. Очевидно, большая часть его промерзает сверху. Присутствие небольшого количества мелкозема, о чем свидетельствуют пленки и линзочки его во льду, обуславливает при этом возможность интенсивного сегрегационного льдообразования, если есть подток воды.

Под обломками, при наличии на их поверхности хотя бы небольшого количества мелкозема, возникают линзы типичного сегрегационного льда. Они отделяют обломки один от другого и часть мелкозема от них и в общей массе создают впечатление базальной криотекстуры пород. В данном случае будет наблюдаться подъем обломков растущими кристаллами сегрегационного льда, а не выталкивание (Втюрина, Втюрин, 1970), при котором размер частиц не играет столь большой роли. При этом необходимо допустить, что в процессе промерзания к моменту его завершения перлювий, как Т.Н.Каплина называет грубый промытый делювий, почти лишенный мелкозема, бывает насыщен водой. Данных, подтверждающих это, пока нет. Однако такое явление вполне возможно, так как при промерзании участков выхода воды, циркулирующей в перлювии, она станет накапливаться в нем раньше, чем начнется его промерзание сверху. Сегрегационно-цементное льдообразование может развиваться лишь в небольшой части перлювия, которая промерзает снизу.

На основе вышесказанного, можно сделать предположение, что гольцовый лед большой мощности в СТС представляет собой лед двух генетических типов: сегрегационный в верхней его части и сегрегационно-цементный – в нижней, меньшей по мощности. Водный сегрегационно-цементный лед в грубообломочных породах широко распространен в горных районах с низкотемпературными ММП (-5° и ниже) и значительно реже встречается на равнинных участках северной части области СТС.

В тонкодисперсных породах, имеющих атакситовую криотекстуру, количество сегрегационно-цементного льда в основном больше, чем в грубообломочных с базальной криотекстурой. По данным ряда исследователей, а также нашим наблюдениям, лед в таких грунтах составляет 70–80% от объема породы. Агрегаты грунта размером от 0,3–0,5 до 2–4 см как бы плавают во льду, т.к. они разобщены сильнее, чем обломки при базальной криотекстуре. О.Г.Боярский в отчете за 1960 г. отмечает чрезвычайно высокую льдистость верхнего горизонта мерзлых делювиально-элювиальных отложений на междуречье Бэйэнчиге и Куойка, где температура ММП от $-6,8$ до $-8,9^{\circ}$. Как правило, под протаявшим к середине лета 15–35-сантиметровым слоем торфа и суглинка наблюдался горизонт с атакситовой криотекстурой, содержащий до 70–90% льда (от объема породы), а в мерзлых супесчано-суглинистых аллювиальных отложениях встречаются прослойки с атакситовой криотекстурой мощностью от 10 до 30 см.

На Приморской равнине, в пределах которой большинство исследователей подчеркивает однообразие состава, влажности СТС и небольшие колебания его мощности, атакситовая криотекстура в его нижнем горизонте и в верхней части ММП констатировалась рядом исследова-

телей. Е.М.Катасонов (1954, стр. 121) отмечает наличие "прослоек-поясков" льда в верхней части мерзлой толщи в долине р.Яны, где температура ММП $-7 -10^{\circ}$. По его описанию, эти "прослойки-пояски" представляют собой прослойки той же породы, в которых количество льда иногда достигает 80-90%, но в которых всегда присутствуют во "взвешенном" состоянии комочки суглинка самых различных размеров. Е.М.Катасонов первым указал на то, что формируются они в нижнем горизонте СТС при промерзании его снизу (Катасонов, 1958). Н.Ф.Григорьев в 1953 г. отмечал в районе руч. Улахан-Тала в 40 км к востоку от мыса Святой Нос очень высокую льдистость нижней части СТС над ледяными жилами на вершине останца-увала. По его описанию, лед составляет 70-80% от объема породы. Мелкие агрегаты грунта были как бы вкраплены в лед. То же наблюдалось Н.Ф.Григорьевым в 1951 г. в северной части дельты р.Индикирки. Чрезвычайно сильную насыщенность льдом нижней части СТС он отмечал в 1953 г. на о.Большой Ляховский, а С.П.Качурин в 1940 г. на о.Врангеля. Как указывалось, на Чукотке, где температура ММП в основном ниже -5° , водный сегрегационно-цементный (атакситовый) лед обнаружен рядом исследователей (Швецов, 1938; Качурин, 1938, 1950; Соловьев, 1947; Втюрина, 1963а, 1966 и др.). Во всех районах, где температура ММП -5° и ниже, в минеральных породах нижней части СТС независимо от их генезиса проявляется сегрегационно-цементное льдообразование, если этому не препятствует состав пород и их малая влажность.

Данных о строении водного сегрегационно-цементного льда в тонкодисперсных породах еще очень мало, чтобы судить о его закономерностях. Некоторые сведения получены нами в 1959-1961 гг. на Чукотке (Втюрина, 1963а). На одном из участков в долине р.Волчья прослойка суглинка с атакситовой криотекстурой в СТС составляла около 2 см, хотя общая мощность ее 10 см. В прослойке включения грунта горизонтально-удлиненной формы более крупные в верхней части. По расположению и форме (небольшая приподнятость концов кверху) они похожи на грунтовые ячейки вышележащей части слоя с сетчатой криотекстурой. Пузырьков газа в верхней части прослойки мало, а нижняя пронизана вертикально удлиненными пузырьками газа и имеет беловатый цвет.

Лед в суглинке с атакситовой криотекстурой разнозернистый с преобладанием мелкозернистого. Объем кристаллов колеблется от менее 1 мм^3 до 107 мм^3 . Мелкие кристаллы объемом до 9 мм^3 составляют 50%, крупные - 28%. Все кристаллы имеют резко выраженную вертикально-удлиненную форму. Площадь горизонтального среза у 84% кристаллов $0,5 - 5 \text{ мм}^2$, а длина 2-20 мм. Форма преимущественно пластинчатая. Лишь некоторые кристаллы росли по главной оси. Кристаллографическая ориентировка линейно-поясная. Подавляющее большинство кристаллов ориентировано осями в различных направлениях близкой к горизонтальной плоскости. По-видимому, шлиф был изготовлен из участка между соседними по горизонтали включениями грунта. Охлаждение минеральных агрегатов, видимо, обусловило поясную ориентировку и пластинчатую форму кристаллов. Сходное строение льда в прослойке с атакситовой криотекстурой наблюдалось в разрезах на пониженной

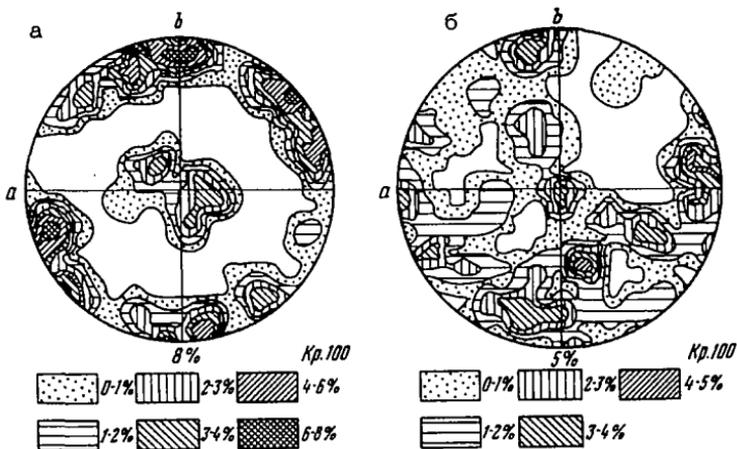


Рис. 16. Кристаллографическая ориентировка льда в прослойках грунта с атакситовой криотекстурой: а – на присклоновой части долины р. Волчья и б – в обсохшей озерной котловине. Чукотка

присклоновой части долины р. Волчья (рис. 16, а). Толщина прослойки была 2–4 см.

В обсохшей озерной котловине толщина прослойки с атакситовой криотекстурой достигала 3–5 см. Она располагалась слегка наклонно к центру котловины. Лед в ней мелкозернистый, 90% кристаллов имеют объем менее 9 мм^3 . Кристаллы преимущественно вертикально-удлиненные, они тянутся от одного грунтового включения до другого. Вверх или вниз некоторые кристаллы выклиниваются, иногда раздваиваются. Площадь горизонтального среза у 84% кристаллов $0,5\text{--}2 \text{ мм}^2$, длина по вертикали преимущественно 2–5 мм. По границам с грунтовыми включениями, а также и между ними встречаются мелкие почти изометрические кристаллы. Ориентировка главных оптических осей кристаллов близка к хаотической (см. рис. 16, б). Тип роста их, видимо, как пластинчатый, так и столбчатый. Во льду много белых "снежистых" крупных пузырьков и мелких круглых пузырьков газа, поперечником от 0,02 до 0,07 мм, расположенных как по границам, так и внутри кристаллов. По-видимому, линейно-поясная ориентировка кристаллов – одна из характерных черт атакситового льда. Учитывая небольшую скорость промерзания пород СТС снизу (Втюрина, 1963а), не совсем понятна причина его мелкозернистости. Необходимы дальнейшие исследования структуры, более строгие определения основных параметров кристаллов. Возможно, детальное изучение строения водного сегрегационно-цементного льда поможет разобраться в его генезисе, который до сих пор следует считать не выясненным.

Несмотря на незначительную мощность водного сегрегационно-цементного льда, изучение его имеет большое научное и практическое значение. Во-первых, это показатель определенного режима промерза-

ния СТС. Наличие горизонтов с атакситовой и базальной криотекстурами, образуемыми этим льдом, в многолетнемерзлой толще служит надежным признаком сингенетического типа их формирования при низкой температуре подстилающих пород (-5° и ниже). Во-вторых, это в большинстве случаев хороший маркирующий горизонт, позволяющий независимо от сроков наблюдения определять мощность СТС.

Инъекционный лед

Инъекционное льдообразование – наиболее редко встречающийся в СТС тип подземного льдообразования за счет подземных вод. В отличие от предшествующих, оно проявляется спорадически, вызывая преимущественно образование сезонных бугров пучения. До сих пор не совсем ясны условия, требующиеся для его развития. Не вызывает сомнений необходимость свободной или очень слабо связанной (капиллярной) воды. По существующим представлениям, данное льдообразование развивается: а) при промерзании замкнутого объема сильно увлажненных пород или б) при промерзании участков выхода или путей циркуляции подземных вод. Свободная вода под напором внедряется в промерзающие грунты СТС и, кристаллизуясь, образует крупные ледяные тела. Однако изучение криогенного строения СТС показало, что этих условий недостаточно. В северной части области СТС его породы в основном водонасыщены к началу промерзания. Неравномерность сезонного промерзания грунтов здесь также не вызывает сомнений. Однако инъекционное льдообразование в СТС развивается очень редко. Нам не встретилось обоснованных указаний на наличие здесь инъекционных сезонных бугров пучения. Правда, Ш.Ш.Гасанов (1967) указывает, что им в двух случаях в долинах рек Восточной Чукотки были встречены сильно разрушенные бугры, которые он отнес к сезонным инъекционным. Но им, к сожалению, не приведено доказательств ни их сезонности (т.е. возникновения и уничтожения в течение одного года), ни их инъекционного генезиса.

Ш.Ш.Гасанов, наряду с сезонными, выделяет многосезонные бугры, формирующиеся в один холодный сезон, но существующие 5–6 лет и более. Они описаны им на Чукотке (Гасанов, 1964). Вполне возможно, что разрушенные бугры, принятые им за сезонные, являются остатками таких многосезонных бугров. Положение ледяных линз в разрезах вызывает сомнение в их инъекционном генезисе. Бугры приурочены к поймам рек с характерным двухчленным строением: под небольшим слоем тонкодисперсных пород (30–50 см) залегают хорошо фильтрующие песчано-гравелистые галечники. Линзы льда приурочены к контакту двух этих фаций аллювия, что скорее говорит об их сегрегационном, чем инъекционном генезисе при подтоке надмерзлотных вод. На возможность такого подтока вод из прилегающих русел или верховодки указывает Ш.Ш.Гасанов (1967). Предполагая в двух случаях наличие сезонных бугров инъекционного пучения, он в то же время указывает, что для их возникновения необходима достаточно большая мощность СТС, вследствие чего они должны наблюдаться преимущественно близ южной границы области ММП. Однако зональность проявления сезонного инъек-

ционного льдообразования обусловлена, видимо, не только изменением мощности СТС с севера на юг.

Мощность СТС может сказываться лишь на размерах ледяных тел и бугров пучения. По-видимому, для развития его в СТС, помимо наличия достаточно большого количества воды, необходим определенный комплекс условий, как-то: режим промерзания, состав и сложение пород СТС. Отсутствие сезонных инъекционных бугров в северной части области СТС, где температура ММП ниже -5° , показывает, что двухстороннее промерзание СТС с более ранним началом его снизу исключает возможность развития в нем инъекционного льдообразования. Слишком мало достоверных данных об инъекционных льдах в СТС, чтобы точно указать границу возможного их развития.

Как указывалось, и сегрегационное льдообразование может приводить к возникновению тех же форм рельефа. По-видимому, двухстороннее промерзание СТС, если снизу оно начинается раньше, одновременно или лишь немного позднее промерзания сверху, неблагоприятно для инъекционного льдообразования. Водоносный горизонт промерзает раньше, чем грунт над ним. Не возникает ни замкнутой системы, ни вызванного промерзанием напора в водоносном горизонте нижней части СТС. Средняя наиболее поздно промерзающая часть СТС иссушена к моменту промерзания. Тонкодисперсный состав СТС также способствует развитию не инъекционного, а сегрегационного льдообразования даже при увлажнении СТС до полной влагоемкости.

При двухстороннем промерзании СТС инъекционное льдообразование можно ожидать, видимо, только в водонасыщенных грубых породах без мелкозема при условии, что промерзание сверху достигнет водоносного горизонта раньше, чем он успеет промерзнуть снизу. Наиболее благоприятно для его развития в СТС одностороннее промерзание пород сверху или двухстороннее с незначительным промерзанием снизу, характерное для южных районов. Но в этих районах его развитию препятствует состав пород: грубозернистыми породами, особенно сильно увлажненными, здесь сложен не СТС, а СМС, кроме отдельных участков верхнего геокриологического пояса. При тонкодисперсном составе СТС подток воды даже на протяжении всего периода промерзания лишь усиливает сегрегационное льдообразование и обуславливает возникновение мощных в масштабе СТС линз сегрегационного льда и бугров пучения. То же должно наблюдаться при наличии водонасыщенных грубозернистых пород в нижней части СТС, если мощность их не превышает высоту капиллярного поднятия воды и есть приток воды. Если приток воды наблюдается весь период промерзания, на таких участках возникают сегрегационные сезонные бугры пучения, отделенные от поверхности ММП прослойкой водонасыщенных грубых пород, нередко также воздушной линзой в апикальной части бугра, т.е. узко локальный переход СТС в СМС. Это характерно для мест выхода и циркуляции подземных вод.

Трудно представить настолько большой напор подземных вод на таких участках, который мог бы превзойти сопротивление мерзлой кровли изгибу, обусловить инъекцию воды и образование сезонного бугра инъекционного пучения. До сих пор нет данных, подтверждающих это.

По-видимому, большая часть сезонных бугров в местах выхода и циркуляции подземных вод имеет сегрегационный генезис.

На участках одностороннего промерзания СТС сверху и двухстороннего с незначительным промерзанием снизу инъекционное льдообразование возможно в двух случаях: 1) если мощность грубозернистых водонасыщенных пород нижней части СТС меньше возможной высоты капиллярного поднятия воды в них, но отсутствует приток воды или он прекращается в период промерзания; 2) если мощность грубозернистых пород нижней части СТС больше возможной высоты капиллярного поднятия воды в них. С началом промерзания грубозернистых пород СТС сверху, как только оно достигает капиллярной каймы, вода в них приобретает напор, возрастающий по мере их промерзания.

Таким образом, для развития инъекционного льдообразования в СТС необходимо специфическое сочетание условий: определенный режим промерзания и увлажнения при определенном составе и сложении СТС. Это обуславливает его очень неширокое развитие в пределах области СТС и строгую локальную приуроченность к конкретным участкам. В целом по области СТС это один из наиболее редко встречающихся типов льдообразования.

К сожалению, до сих пор исследователи рассматривают сезонные бугры и другие формы пучения как результат только инъекционного льдообразования в СТС, хотя описания их строения не подтверждают этого. П.А.Соловьевым (1952), а позднее Н.Г.Бобовым (1960б) было высказано некоторое сомнение в исключительно инъекционном происхождении многолетних бугров пучения. Но до последнего времени этому не придавалось должного значения. В 1969 г. Б.И.Втюрин предложил генетическую классификацию пучинных форм рельефа и высказал мнение о преимущественно сегрегационном генезисе льда в их ядрах, реже инъекционном и смешанном инъекционно-сегрегационном, а Н.Г.Бобов (1969) дал схему образования сегрегационных бугров. Преимущественно сегрегационный генезис свойствен, видимо, и сезонным буграм пучения. Однако до сих пор не совсем ясны морфоструктурные признаки, которые позволили бы определять генезис льда в них. Некоторые из них были указаны нами ранее (Втюрина, Втюрин, 1970). Пока мы располагаем лишь одним не вызывающим сомнения доказательством инъекционного льдообразования в СТС. Это данные А.П.Горбунова (1967) по сезонным буграм во внутреннем Тянь-Шане. Лед имел сложную форму. Основная часть его была в мерзлом доске (рис. 17). Вверх и вниз от нее отходили ответвления, видимо, возникшие в результате растрескивания грунта.

К сожалению, структура инъекционного льда не изучалась. По-видимому, она зависит от степени охлаждения пород, в которые внедряется вода, ее температуры и количества. Во всех случаях должны наблюдаться ядра всестороннего промерзания, а нередко и вторичные прорывы воды из таких ядер. Больше оснований ожидать сложное строение льда: сложную текстуру и кристаллографическую ориентировку, разнородную структуру. Форма залежей линзообразная, иногда осложненная жильным инъекционным льдом в трещинах кровли. Приурочен инъекционный лед преимущественно к нижнему горизонту СТС или к нижне-

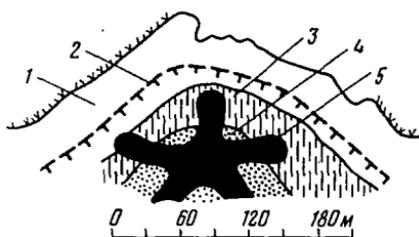


Рис. 17. Инъекционный лед. Зарисовка А.П.Горбунова.

1 - торф; 2 - поверхность мерзлого слоя; 3 - мерзлый суглинок; 4 - мерзлый песок; 5 - лед

му и среднему. По взаимоотношению с вмещающей породой его, видимо, следует относить к конституционным льдам, в основном залежеобразующим, реже при жильной форме залегания к текстурообразующим. Время существования его в СТС определяется временем его возникновения и условиями таяния. Обычно лед даже крупных бугров исчезает в середине или конце лета. По-видимому, в верхнем поясе, где в составе СТС преобладают грубые породы, а геокриологические условия подчас несуровы, инъекционное льдообразование должно наблюдаться чаще, чем в нижнем. Это подтверждается данными И.В.Климовского (1967) по хр.Удокан.

В целом следует отметить, что вопрос об инъекционном льдообразовании в СТС сложен, практически не изучен и требует специального исследования.

2. ПЕРВИЧНО-ПОВЕРХНОСТНЫЕ ПОГРЕБЕННЫЕ ЛЬДЫ

Криогенное строение СТС формируется не только вследствие льдообразования в слагающих его породах при промерзании и после его окончания. Некоторое участие в этом принимают процессы наземного льдообразования. Лед, образовавшийся на поверхности, в силу определенных причин может оказаться включенным в состав СТС. В данном случае сам процесс льдообразования развивался не в СТС, но лед оказывается в СТС. Поэтому основной интерес представляет механизм и условия захоронения различных типов поверхностных льдов в СТС. Ранее (Втюрин, Втюрина, 1970) были рассмотрены условия захоронения наземных льдов и снежников независимо от времени их дальнейшего пребывания в мерзлом состоянии. В данной работе мы укажем лишь некоторые особенности захоронения поверхностных льдов в породах СТС, положение их в вертикальном профиле слоя, влияние на СТС.

Сведения о погребенных льдах СТС весьма ограничены. Так, в отчете П.А.Шумского и др. за 1953 г. имеются сведения о наличии погребенных снежников в породах СТС в долине р.Яны. Глубина их залегания 2-5 см, мощность 30-80 см, протяженность 3 м, цвет серый до бурого. Во льду много минеральных включений, обуславливающих четкую косую слоистость, и пузырьков газа неправильной ветвистой формы. Снежный покров разной мощности свойствен всей области СТС. Однако погребение его возможно лишь при определенных условиях, а потому наблюдается спорадически. В основном это районы, где благо-

приятные условия для накопления снега и где развит сложный комплекс склоновых процессов. На равнинах это возможно в различных понижениях. Ранее протаивающие оплывающие грунты выше снежника по склону начинают натекают на снежник и перекрывать его (рис. 18).

В зависимости от размеров и формы снежника, количества поступающего на его поверхность грунта, в составе СТС может оказаться часть его или вся залежь. Обычно мощность перекрывающего материала меньше мощности возможного при данных условиях СТС. Возникает своеобразный СТС, большая нижняя часть которого сложена снегом или снежно-водным льдом. Это характерно для центральных частей снежников, где мощность их максимальная. Прежний СТС здесь оказывается целиком включенным в состав ММП вместе с частью снежника. К краевым частям мощность снежника уменьшается. Поэтому его крайняя зона целиком оказывается в составе СТС, слагая его среднюю или нижнюю часть. В этом случае СТС резко смещается вверх, но здесь в его состав входит также верхняя часть прежнего СТС со свойственными ей типами льдообразования.

Захоронение снежников под толщей грунта наблюдалось В.Л.Суходровским (1967) на Земле Франца-Иосифа, В.В.Баулиным в 1967 г. на Ямале, Б.И.Втюриным и Л.М.Шмелевым в низовьях р.Енисея и др. Нет сомнения, что во всех случаях хотя бы часть снежной залежи оказалась в составе СТС.

Сходная картина должна наблюдаться и при захоронении других типов наземных льдов. Так, при перекрытии моренным материалом ледниковых льдов, если мощность его меньше возможной при новых условиях глубины сезонного протаивания, верхняя часть ледникового льда оказывается в СТС. При этом, если количество моренного материала поверх ледника не возрастает или возрастает очень медленно, СТС из года в год как бы смещается по вертикальному профилю ледника. Ежегодно, следовательно, в составе СТС будут появляться новые горизонты ледникового льда, пока слой моренного материала не станет равным мощности СТС. Близ нижнего конца ледника СТС должен полностью слагаться моренным материалом. Встретить погребенный ледниковый лед в СТС, естественно, можно только в областях современного оледенения.

В литературе есть сведения об обнаружении погребенного наледного льда (Швецов, Седов, 1941; Бондарев, 1958; Соловьев, 1959; Ясько, 1960 и др.). Чаше всего это краевые части наледей. В зависимости от объема грунта, перекрывшего участок наледи вследствие обвала, оползания или оплывания и толщины льда, он может оказаться целиком или частично в составе СТС. Отдельные участки центральной части наледи в зоне действия руслового потока также перекрываются речными наносами (Бондарев, 1958) и протаивают лишь к концу лета (Фотиев, 1964).

Речные и морские погребенные льды в СТС возможны лишь на низких террасах и прибрежных отмелях, куда обычно выбрасывает льдины. Озерные погребенные льды, кроме того, можно встретить и на других элементах рельефа, в частности, лед мелких промерзающих до дна озер. Исходя из того, что максимальная толщина озерного льда около

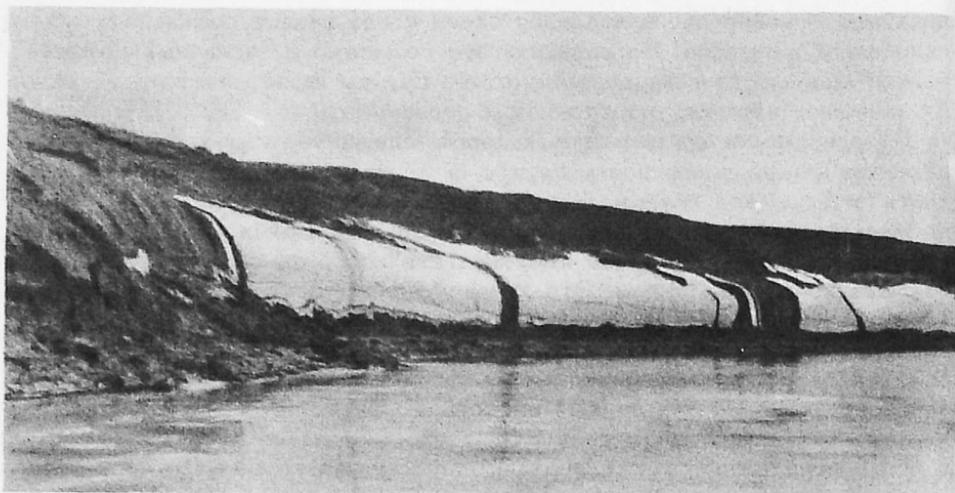


Рис. 18. Захоронение снежника под оплывающим грунтом в низовьях р.Енисей. Фото Л.М.Шмелева

2 м, речного – 2,5 м, морского от 1 до 3 м, трудно представить захоронение их в породах СТС. Выброс льдин происходит преимущественно весной. Они не могут изначально глубоко врезаться в породы СТС, т.к. протаивание еще только начинается. Основная часть льдин оказывается поверх грунта. На отлогих берегах, куда обычно выбрасывается льдины, нет условий для их перекрытия грунтом. Лед тает, находясь на поверхности грунта. Оплывающий грунт обтекает такие льдины как любое препятствие. Таяние льдин усиливает отток грунта вокруг них. Отсутствие протаивания под льдинами исключает возможность их осадки. Лишь небольшая нижняя часть льдин может оказаться в СТС.

Вероятно, более благоприятные условия для захоронения льда создаются на прибрежных отмелях с субаквальным СТС. Так, Е.М.Катасонов (1967) наблюдал погребение ледяной глыбы в конце августа у берега недалеко от м.Буорхая. Захоронением ледяных глыб он пытается объяснить образование пластовых залежей подземных льдов мощностью до 4–5 м. Не вдаваясь в анализ его представлений, которые не новы и ранее высказывались К.В.Антоновым (Пономарев, 1952), отметим следующее. Учитывая разницу в удельном весе льда и водонасыщенного пльвунного грунта, трудно допустить, что льдины, остающиеся на поверхности такого грунта, просто тонут в нем, как считает Е.М.Катасонов. Для полного захоронения даже небольших глыб льда в субаквальном СТС необходимо участие других процессов, обуславливающих накопление осадков и перекрытие ими льда. Такой точки зрения придерживался К.В.Антонов, объясняя наличие погребенного льда в озерно-ледниковых отложениях. В.М.Пономарев (1952) на основе личных наблюдений в Арктике показал несостоятельность такого объяснения. Однако в СТС это возможно. Учитывая небольшую мощность СТС, мож-

Таблица 2

Генетическая классификация подземных льдов сезоннопотаивающего слоя

Класс (по месту образования)	Подкласс (по синхронности с промерзанием СТС)	Группа типов (по фазовому составу и модификации воды)	Тип (по типу льдообразования и по типу вод для погребенных льдов)	Вид (по форме залегания)	Взаимоотношение с вмещающей породой и роль в криогенном строении СТС	Подтип СТС, в котором возможен данный вид подземного льда	Горизонт преимущественной приуроченности данного вида льда в СТС	Преимущественное распространение		
1	2	3	4	5	6	7	8	9		
Первичный внутригрунтовый	Водный	Связанно-водный	Цементный	Контактный	Конституционный, текстурообразующий	Субаэральный	Средний или средний и нижний	Встречается очень редко, преимущественно в засушливых районах		
				Пленочный	То же	То же	То же	То же		
				Поровый	"	Субаэральный, субаквальный	В любом горизонте	Наиболее распространенный вид во всех зонах и поясах		
				Сегрегационный	Шлировый (прослойки, прожилки, мелкие линзы)	"	То же	Верхний, верхний и нижний, - реже по всему СТС	Распространен широко, в любой зоне и подзоне СТС	
					Пластовый	Конституционный, залежеобразующий	"	Нижний или нижний и средний	Распространен нешироко, в основном в зоне островного и южной части зоны сплошного распространения СТС	
					Контактный	Конституционный, текстурообразующий	Субаэральный	Верхний, средний	Встречается очень редко в основном в зоне сплошного распространения СТС и в верхнем поясе, в грубых породах	
			Свободно-водный	Пленочный	То же	То же	То же	То же		
				Поровый	"	Субаэральный, субаквальный	Нижний, средний и нижний, по всему слою	Встречается часто, в любой зоне СТС, в грубых породах, реже в тонкодисперсных		
				Жильный (шлировый)	Конституционный, текстуро- и залежеобразующий	Субаэральный, субаквальный	Верхний, средний и верхний, реже по всему слою	Встречается редко в основном в трещиноватых коренных породах северной части области СТС и верхнего пояса, реже в тонкодисперсных породах		
				Полостной	То же	То же	Верхний в рыхлых породах, любой в коренных	Встречается редко, но в любой зоне СТС в рыхлых породах, в коренных преимущественно в горных районах		
				Инъекционный	Пластовый	Конституционный, залежеобразующий	Субаэральный	Нижний или нижний и средний	Встречается редко в основном в южной части области СТС и в верхнем поясе	
					Жильный (шлировый)	Конституционный, текстуро-, реже залежеобразующий	То же	Средний	То же	
		Смешанно-водный	Сегрегационно-цементный	Базальный	Конституционный, текстурообразующий	Субаэральный, субаквальный	Только нижний	Широко распространен в горных районах в грубых грунтах на участках ММП с температурой не выше -5°, встречается в двух северных подзонах области СТС при тех же условиях		
				Атакситовый	То же	То же	То же	Широко распространен в тонкодисперсных породах в двух северных подзонах области СТС и вне их на участках ММП с температурой не выше -5°		
		Сублимационный	Цементный	Контактный	"	Субаэральный	Средний, верхний	Встречается очень редко, в тонкодисперсных породах в засушливых районах, в грубых - в верхнем поясе		
				Пленочный	"	То же	То же	То же		
		Внутригрунтовый	Связанно-водный	Свободно-водный	Цементный	Контактный	Новообразование, текстурообразующий	"	Верхний, средний	Встречается нечасто, но возможен в любой зоне и поясе в грубых грунтах без мелкозема, сухих в период промерзания
						Пленочный	То же	То же	То же	То же
						Поровый	"	"	Верхний, верхний и средний, реже нижний	Распространен там же, где предшествующий, но более широко, особенно в горных районах
						Жильный	Новообразование, текстуро- и залежеобразующий	Субаэральный, субаквальный	Верхний, верхний и средний, по всему слою	Встречается часто в любом районе области СТС, в трещиноватых породах, в которых трещины заполняются водой после промерзания
						Полостной	То же	То же	В рыхлых породах в основном верхний, в коренных - в любом горизонте	Встречается редко, но возможен в любом районе области СТС

Вторичный внутригрунтовый

Свободно-водный

Цементный

Контактный	Новообразование, текстурообразующий	"	Верхний, средний	Встречается нечасто, но возможен в любой зоне и поясе в грубых грунтах без мелкозема, сухих в период промерзания
Пленочный	То же	То же	То же	То же
Поровый	"	"	Верхний, верхний и средний, реже нижний	Распространен там же, где предшествующий, но более широко, особенно в горных районах
Жильный	Новообразование, текстуро- и залежеобразующий	Субаэральный, субаквальный	Верхний, верхний и средний, по всему слою	Встречается часто в любом районе области СТС, в трещиноватых породах, в которых трещины заполняются водой после промерзания
Полостной	То же	То же	В рыхлых породах в основном верхний, в коренных - в любом горизонте	Встречается редко, но возможен в любом районе области СТС
Инъекционный	Жильный	"	Средний	Встречается редко, в основном в южной части области СТС и в верхнем поясе
	Пластовый	Новообразование, залежеобразующий	Нижний	То же

Сублимационный

Цементный

Контактный	Новообразование, текстурообразующий	Субаэральный	Верхний, средний	Встречается нечасто, хотя возможен в зоне сплошного распространения СТС и особенно в верхнем геокриологическом поясе вне ее
Пленочный	То же	То же	То же	То же
Поровый	"	"	"	То же, но встречается реже контактного и пленочного
Жильный	Новообразование, текстурообразующий	Субаэральный, субаквальный	Верхний, возможен по всему слою	Возможен в любом районе области СТС, но встречается редко, в трещиноватых коренных и рыхлых породах, трещины в которых не заполняются водой ни перед промерзанием, ни после него
Полостной	То же	Субаэральный	Любой горизонт СТС	Возможен в коренных породах в горных районах, встречается очень редко, на участках, незаливаемых тальми водами

Сублимационно-водный

Цементный

Пленочный	"	То же	Верхний, средний	Встречается в основном в горных районах в грубых породах, реже в зоне сплошного распространения СТС, на участках, затопляемых тальми снеговыми или паводковыми водами
Поровый	"	"	Средний и нижний, реже верхний	То же
Жильный	Новообразование, текстуро- и залежеобразующий	Субаэральный, субаквальный	Средний и нижний, реже верхний и по всему слою	Встречается там же, где вторичный свободно-водный жильный
Полостной	То же	То же	В рыхлых породах - верхний в основном, в коренных - любой горизонт	Встречается там же, где вторичный свободно-водный полостной

Смешанный

Сублимационно-связанно-водный

Цементно-сегрегационный

Полостной	То же	Субаэральный	Верхний	Распространен довольно широко в области СТС, в тонкодисперсных породах по контакту их с маломощным дерново-торфяным горизонтом
-----------	-------	--------------	---------	--

Первично-поверхностный

Погребенный

Осадочно-метаморфический

Снежный

Жильный	Включение, залежеобразующий	То же	Верхний, верхний и средний, по всему слою	Возможен в породах с широкими открытыми трещинами и полостями. Распространен очень нешироко в горных районах
Полостной	То же	"	"	"
Пластовый	То же	"	Средний, нижний, реже верхний и средний	Встречается редко, но возможен в любой зоне СТС, обычно в сочетании со снежно-водным
Глыбовый	То же	"	"	"
Жильный	"	"	То же	То же, но встречается чаще, чем снежный
Полостной	"	"	"	"
Пластовый	"	"	"	"
Глыбовый	"	"	"	"
Пластовый	Включение, залежеобразующий	Субаэральный	Нижний или средний и нижний	Распространен нешироко, но часто встречается в верхнем поясе
Глыбовый	"	"	"	"

Водный

Наледный
Речной
Озерный
Морской
Подводный (речной, озерный, морской)

Пластовый	То же	То же	Средний, нижний, реже верхний и средний	Распространен нешироко, но встречается чаще, чем снежный и снежно-водный в любой зоне СТС
Глыбовый	"	"	То же	Встречается очень редко, возможен в северной части области СТС
Глыбовый	"	"	"	Встречается очень редко, возможен в северной части области СТС и в верхнем поясе вне ее
Пластовый	"	Субаквальный, субаэральный	"	Встречается очень редко, на северном и северо-восточном побережье СССР
Глыбовый	"	"	"	"
Бесформенные скопления	"	Субаквальный	Верхний, реже средний или нижний	Встречается очень редко, возможен в северной части области СТС и в верхнем поясе

но предполагать, что ледяные глыбы в основном лишь частично погребутся в слагающих его осадках. Верхняя часть глыб над поверхностью грунта стаивает, а нижняя, перекрываясь наносами, включается в состав СТС.

В целом роль наземного льдообразования и погребенных льдов в формировании криогенного строения СТС незначительна по сравнению с подземным. В то же время включение наземных льдов в СТС вызывает более существенные изменения в составе, мощности и криогенном строении СТС, чем любой тип подземного льдообразования. Оно в зависимости от мощности погребенного льда полностью или частично исключает из процесса сезонного протаивания породы бывшего СТС, сформировавшегося до погребения наземного льда. Если процесс захоронения наземных льдов повторяется из года в год, происходит быстрое изменение состава и строения СТС на таких участках и быстрое повышение верхней поверхности ММП.

По взаимоотношению с вмещающими породами все погребенные льды – типичные включения. Форма залегания преимущественно глыбовая и пластовая. Время существования обычно непродолжительно, так как захоронение их наиболее вероятно в весенний – раннелетний период. Строение поверхностных льдов довольно детально изучено, что позволяет распознавать их.

Таким образом, несмотря на незначительную по сравнению с ММП мощность СТС, в нем наблюдается сложный обширный комплекс подземных льдов. По их многообразию СТС лишь немного уступает ММП: ему не свойственны льды, формирование которых невозможно в один холодный сезон, например, повторно-жильные. В то же время СТС присущ сублимационно-сегрегационный лед, практически не встречающийся в ММП. Сезонность подземных льдов СТС предопределяет еще одну их особенность: независимо от генезиса они не могут достигать тех максимальных размеров, которые свойственны аналогичным льдам ММП. Должны быть также некоторые особенности структуры сезонных подземных льдов, поскольку они почти не испытывают диагенетических преобразований.

3. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

К настоящему времени имеется несколько классификаций подземных льдов ММП, из которых наиболее признана классификация П.А. Шумского (1955). Более поздние классификации (Втюрин, 1967; Попов, 1967; Втюрин, Втюрина, 1969) могут рассматриваться как ее дальнейшее развитие.

Классификации подземных льдов ММП в основном применимы и к льдам СТС, хотя они имеют и некоторые свои особенности. В основу предлагаемой генетической классификации (табл. 2) подземных льдов СТС положены следующие принципы: 1) место образования подземного льда: непосредственно в грунтах СТС или первоначально на поверхности с последующим погребением; 2) синхронность с промерзанием по-

род СТС: в период промерзания, после его полного промерзания в мерзлых породах, погребение уже сформировавшегося на поверхности льда; 3) фазовый состав и модификация воды, обуславливающей формирование льда; 4) тип льдообразования для внутригрунтовых подземных льдов и тип природных вод для погребенных льдов; 5) форма залегания подземных льдов. По этим признакам льды СТС делятся на 2 класса, 4 подкласса, 10 групп типов и 19 типов. В отличие от льдов ММП первый класс подземных льдов СТС делится не на два, а на три подкласса: 1) первичные внутригрунтовые, 2) вторичные внутригрунтовые и 3) смешанные льды. К третьему подклассу относится лед, возникающий в СТС при сублимационно-сегрегационном льдообразовании. Кроме того, СТС не свойственны повторно-жильные льды, столь частые в ММП.

Обращает на себя внимание, что различные типы подземного льда, относящиеся к разным группам и даже подклассам, имеют одинаковую форму залегания. Это лишний раз указывает, что по форме залегания далеко не всегда можно судить о генезисе льда. В табл. 2 показана роль различных видов подземного льда в криогенном строении СТС, приуроченность к определенному его горизонту и преимущественное распространение.

Поскольку для образования разных типов подземных льдов нужны определенные условия, намечается некоторая зональность и поясность в их распространении. С севера на юг, а также от более суровых к менее суровым по условиям участкам в нижнем геокриологическом поясе области СТС наблюдается сокращение числа его типов. В районах с температурой ММП выше -5° исчезает водный сегрегационно-цементный лед. В том же направлении убывает количество сегрегационного льда, распространенного во всех зонах и подзонах СТС, но несколько возрастает содержание инъекционного льда.

Есть основания предполагать, что в верхнем геокриологическом поясе, особенно в привершинной части гор из-за грубозернистости отложений доминирует вторичный внутригрунтовый цементный лед разных видов. Значительно южнее, чем в нижнем поясе, в нем прослеживается водный сегрегационно-цементный лед. Только СТС этого пояса свойствен погребенный ледниковый лед. В остальном с изменением высоты в зависимости от направленности изменения геокриологической обстановки будут наблюдаться те же закономерности изменения характера распространения разных типов подземных льдов в СТС, что и при продвижении к северу (в основном при океаническом типе поясности) или при продвижении к югу (преимущественно при континентальном типе поясности).

В силу специфики условий формирования и существования субэвральному и субаквальному подтипам СТС свойственно не одинаковое число подклассов, типов и видов подземного льда. Более многообразен в этом отношении, видимо, субэвральный СТС.

1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КРИОГЕННОЙ ТЕКСТУРЫ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Многообразие типов льдообразования и подземных льдов в СТС предопределяет разнообразие криотекстур слагающих его пород. Большая часть типов, видов и разновидностей криотекстур, свойственных ММП, наблюдается и в СТС. Для возникновения каждой из них необходимы определенные условия, что делает возможным их образование не только в определенных зонах и районах области СТС, но и в конкретных горизонтах данного слоя. Изучение их в пределах СТС позволяет говорить о том, что многообразие криотекстур не исчерпывается ни одной из классификаций и что в СТС они имеют некоторые свои особенности.

Шлировые криогенные текстуры

Это наиболее часто наблюдающаяся в СТС группа криотекстур. Формирование их связано не только с сегрегационным, но и с цементным, реже инъекционным льдообразованием. Преобладание в составе СТС тонкодисперсных пород, увлажненных до начала промерзания выше ММВ, предопределяет формирование шлировых криотекстур главным образом в результате сегрегационного льдообразования, т.е. сегрегационно-шлировых (Втюрина, 1968 б). Среди них первое место по распространению принадлежит слоистой криотекстуре.

Слоистая сегрегационно-шлировая криотекстура - одна из наиболее характерных для СТС. В зависимости от состава пород, типа их промерзания (одностороннее, двухстороннее) и возможностей подтока влаги извне она может формироваться в различных горизонтах СТС, а также по всему слою.

В верхнем горизонте СТС слоистая криотекстура наблюдается особенно часто. Наиболее характерна горизонтальная часто- и микрослоистая тонко- и микрошлировая криотекстура. Она констатирована в разных районах, резко отличающихся по мощности СТС, типу его промерзания, а также режиму промерзания пород верхнего горизонта. Так, по району Воркуты А.И. Жуковой, Е.А. Втюриной и И.И. Шамановой получены данные о криогенном строении СТС в целом на разных элементах рельефа. Они не только подтверждают наличие в верхнем горизонте слоистой криотекстуры, но и указывают мощность этого горизонта, размеры ледяных прослоек и интервал между ними. Аналогичные сведения приводят А.М. Пчелинцев (1961, 1964) по району Игарки, Е.Б. Белопухова (1961) по бассейну р. Ирелях, Е.Г. Катасонова (1961) по бассейну

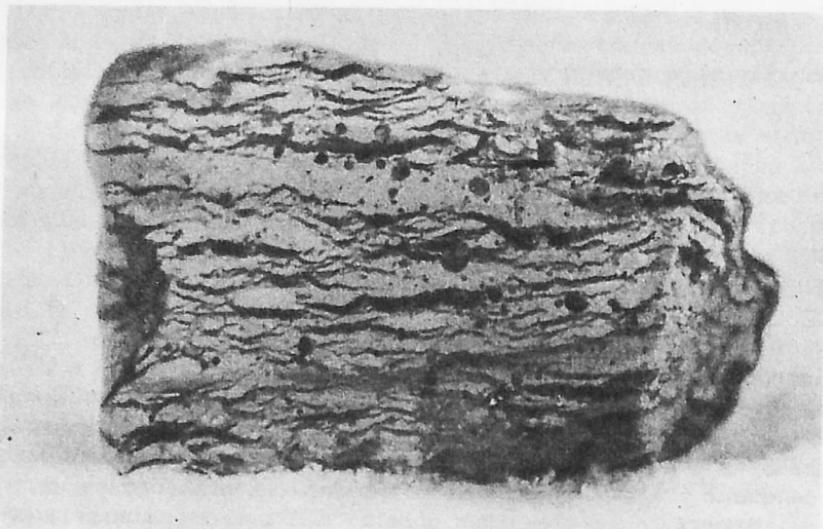


Рис. 19. Часто- и микрослоистая тонко- и микрошлировая криотекстура пылеватых суглинков верхнего горизонта СТС с участками сетчато-слоистой. Район Воркуты

р. Далдын, И.П. Новиков и др. по району Нового Порта, Н.И. Мухин и др. по низовьям Индигирки, И.А. Тютюнов, Е.А. Втюрина, Л.А. Жигарев, В.С. Савельев и др. по Чукотке, Н.Ф. Брахина, В.Р. Алексеев и др. по Алданскому району и т.д.

Характерная особенность слоистой криотекстуры верхнего горизонта СТС во всех районах – невыдержанность размеров ледяных прослоек и интервалов между ними. Выше указывалось, что толщина прослоек сегрегационного льда в СТС в целом невелика от 0,1–0,2 до 5 мм, редко 10 мм. Это в основном диапазон изменения толщины их в верхнем горизонте. Как общее правило, ледяные прослойки утоньшаются с глубиной. Но обычно даже в самой верхней части СТС наряду с прослойками толщиной в 1–5 мм наблюдается множество очень тонких шлиров в доли миллиметра (рис. 19). В нижней части верхнего горизонта толщина ледяных шлиров и интервал между ними более выдержанные. Прослойки утоньшаются до 0,1–0,2 мм, интервал между ними 1–2 мм. Следовательно, в верхнем горизонте СТС смешанная часто- и микрослоистая тонко- и микрошлировая криотекстура с глубиной сменяется на частослоистую микрошлировую. Такая закономерность отмечается многими исследователями. Однако существенные колебания скорости промерзания нарушают ее. Вопрос о зависимости толщины прослоек льда и интервалов между ними от скорости промерзания или интенсивности охлаждения был рассмотрен нами ранее (Втюрина, Втюрин, 1970). Замедление промерзания, особенно его временное прекращение обуславливают увеличение толщины ледяных прослоек. По нашим наблюдениям в районе Воркуты, в верхнем

горизонте СТС нередко прослеживается 2-3 более льдистых участка, чередующиеся с менее льдистыми.

Однако, как показывают имеющиеся данные, какие бы естественные колебания ни испытывала скорость промерзания, слоистая криотекстура верхнего горизонта СТС меняется в небольшом диапазоне: от часто- и микрослоистой тонкошлировой до часто-, реже микрослоистой микрошлировой. Даже существенные различия в предзимней влажности, как ни странно, не оказывают большого влияния на характер его криотекстуры. Как в районе Воркуты, где средняя по СТС предзимняя влажность суглинков была 23-26% к сухой навеске, так и Игарки, где она 32-37% и даже на Чукотке, где грунты СТС увлажнены до полного водонасыщения, в этом горизонте формируется сходная криотекстура. Общая мощность верхнего горизонта со слоистой криотекстурой также мало меняется в пределах области СТС, что указывает на независимость ее от типа промерзания. Как в районах с односторонним промерзанием СТС сверху, когда нет подтока влаги извне, так и в районах его двухстороннего промерзания она в тонкодисперсных породах при мощности дерново-торфяного слоя 10-20 см обычно прослеживается до глубины не более 35-40 см.

Поскольку мощность СТС не остается постоянной, убывая к северо-востоку, меняется и роль верхнего горизонта со слоистой криотекстурой. В южной части области СТС на участках без подтока влаги извне он составляет в основном менее 50% от мощности СТС, в слабо заторфованных супесях и суглинках чаще составляет всего 20-30%. В северных районах при мощности дерново-торфяного горизонта 10-20 см он, как правило, составляет более 40% от мощности СТС, нередко до 50-70%. Это говорит о том, что в северных районах, где мощность СТС не превышает 50-70 см, а влажность его пород велика, слоистая тонко- и микрошлировая криотекстура прослеживается не только в верхнем, но и в среднем горизонте СТС (рис. 20).

В районах двухстороннего промерзания СТС с более ранним началом его снизу очень часто верхний горизонт сложен торфом и слоистая криотекстура развивается лишь в среднем. Для этого достаточно дерново-торфяного горизонта мощностью всего 20-25 см, что составляет 30-50% от мощности СТС. Учитывая большую заболоченность и замшелость поверхности в северной части области СТС, можно считать, что здесь часто- и микрослоистая тонко- и микрошлировая криотекстура более характерна среднему горизонту СТС, чем верхнему. Это подтверждается нашими наблюдениями в долине р. Канчалан и Волчья (см. рис. 20).

В более южных районах при сильной оторфованности верхней части СТС, составляющей 30-50% от общей мощности данного слоя, в его среднем горизонте также иногда формируется частослоистая тонко- и микрошлировая криотекстура.

Заторфованные участки часто встречаются в южных районах области СТС, особенно в Западной Сибири и на Дальнем Востоке. По описанию А.Н. Толстова (1950), на участке бугристой мари в среднем течении р. Буреи в западинах между буграми СТС мощностью около 1,7 м до глубины 0,6-0,7 м сложен торфом. Прослойки льда толщиной до 2,0-2,5 см

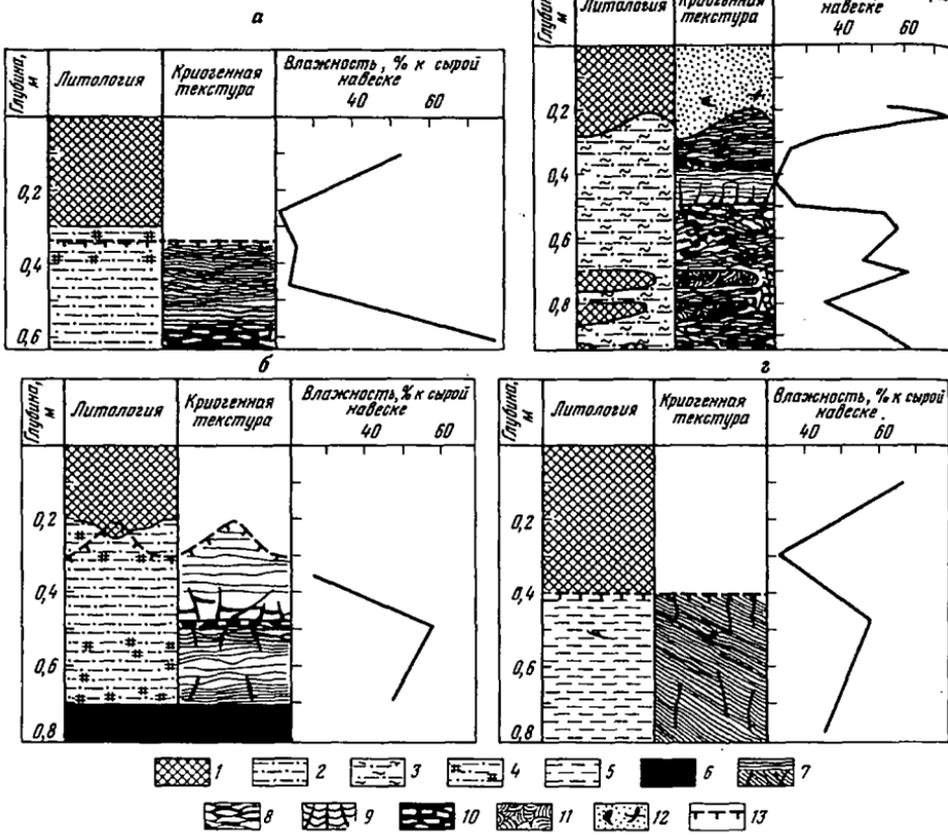


Рис. 20. Криотекстура пылеватых супесей и суглинков среднего и нижнего горизонтов СТС: а - низкая пойма р. Канчалан в 293 км от устья; б - верхняя часть моренного холма в долине р. Канчалан в 255 км от устья; в - нижняя часть северного склона Нерпичьей гряды; г - заболоченная озерная котловина на высокой пойме р. Канчалан в 240 км от устья
 Литология: 1 - торф; 2 - супесь; 3 - супесь пылеватая; 4 - супесь оторфованная; 5 - суглинок; 6 - повторно-жильный лед. Криотекстура: 7 - частослоистая тонко- и микрошлировая без прожилок и осложненная наличием редких прожилок; 8 - сетчато-слоистая; 9 - сетчатая; 10 - атакситовая; 11 - ложношлировая; 12 - массивная с отдельными гнездами льда; 13 - граница протаивания на вторую половину июля 1959 г.

встречаются сразу под торфом. Наибольшее количество их находится в нижней части СТС с глубины 1,2–1,3 м. Одностороннее промерзание и обилие воды обуславливают формирование толстошлировой слоистой криотекстуры не только в среднем, но и в нижнем горизонте СТС.

Таким образом, в среднем горизонте СТС слоистая криотекстура образуется при следующих условиях: 1) в водонасыщенных супесях и суглинках очень маломощного СТС, менее 50 см и 2) в любом по мощности СТС, если верхние 30–50% его сложены торфом. Диапазон изменения толщины прослоек льда в среднем горизонте СТС больше, чем в верхнем: от долей миллиметра до 20–25 мм. Но если в верхнем горизонте СТС слоистая криотекстура – одна из наиболее характерных, в среднем горизонте она встречается сравнительно редко. Исключение составляет крайняя северная зона, где среднему горизонту, как правило, свойственна часто- и микрослоистая микрошлировая криотекстура.

Возможность формирования слоистой криотекстуры в нижнем горизонте СТС определяется не только составом пород, но и типом промерзания. Характерной для этого горизонта ее можно считать лишь в зоне двухстороннего промерзания СТС с более поздним началом его снизу. Она включает большую часть области СТС, в пределах которой температура ММП от $-0,5^{\circ}$ до -5° . Наиболее характерна частослоистая тонкошлировая криотекстура. Толщина ледяных прослоек 1–3 мм, реже до 5–10 мм. В верхней части этого горизонта нередки прослойки в 0,1–0,2 мм. Интервал между ними в основном 1–3 мм, иногда менее 1 мм, местами до 5–10 мм (рис. 21).

Сделанный вывод подтверждается как нашими наблюдениями, так и многочисленными сведениями о криотекстуре нижнего горизонта, имеющимися в ряде отчетов и статей. По Европейской части СССР, наряду с материалами о криогенном строении СТС в целом, полученными А.И. Жуковой, И.И. Шамановой, Е.А. Втюриной, об этом свидетельствуют данные о строении нижней части СТС, приведенные в отчетах И.А. Тютюнова за 1952–1953 гг. по району Воркуты, Н.И. Мухина и др. за 1957 г. по междуречью Воркуты и Сейды, А.Т. Акимова за 1952–1956 гг. по бассейнам рек Адзэва, Колва и Коротаиха и др. Слоистая преимущественно частая тонкошлировая криотекстура в нижнем горизонте СТС отмечалась на разных элементах рельефа: на вершинах и склонах водоразделов, на коренных склонах речных долин, в долинах рек, в ложбинах стока и т.д. Толщина ледяных прослоек, по их данным, в основном 1–2 мм, иногда до 10–25 мм.

По Западной Сибири сведения о слоистой криотекстуре нижнего горизонта СТС приводят: по району Игарки А.М. Пчелинцев (1948, 1964) и В.О. Орлов (1962), Л.С. Хомичевская (1960) по долине р. Енисей на участке от р. Холпаковка до р. Гравийка; Г.С. Константинова и др. в отчете за 1960 г. по долине р. Хантайки; Л.В. Тимофеев за 1962 г. по междуречью Надыма и Ярудея, району Салехарда и Обской; В.В. Баулин и др. за 1961 г. по междуречью Табьяхи и Арка-Табьяхи и по долине р. Ярудей, Г.И. Дубиков и др. за 1961–1963 гг. по средней и южной части п-ва Ямал; Б.И. Втюрин и др. за 1965 г. по трассе газопровода Тазовское-Игарка. Как и на Европейском Севере, в Западной Си-

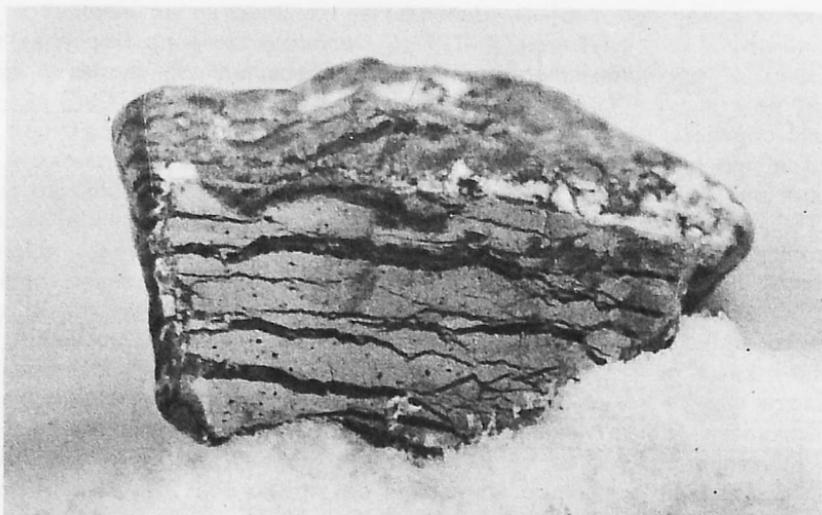


Рис. 21. Горизонтальная частослоистая тонкошлировая криотекстура суглинков нижнего горизонта СТС. Район Воркуты

бири в нижнем горизонте СТС в тонкодисперсных породах наблюдалась в основном часто-, реже среднеслоистая, тонко-, реже микрошлировая криотекстура. Однако, судя по данным Г.И. Дубикова, в средней части п-ва Ямал на отдельных участках появляется атакситовая криотекстура. Температура ММП здесь до $-6 -7^{\circ}$.

Слоистая тонко-, реже микрошлировая криотекстура в нижнем горизонте СТС установлена также в Средней Сибири: П.Н. Луговым, В.Р. Алексеевым и др. в 1961 г., Н.Ф. Брахиной (1966) в Алданском районе, Н.А. Вельяминой в 1950 г. на отдельных участках долины р. Юдома, Е.Б. Белопуховой (1961) в долине р. Ирелях, Е.Г. Катасоновой на ряде участков в бассейне р. Далдын. В Забайкалье она отмечена Е.А. Втюриной в 1957 г. и О.Г. Боярским в 1958 г. Толщина ледяных прослоек до 1-2 мм, местами 3-4 мм. В Приамурье, в юго-западной части, по данным Е.Г. Катасоновой за 1956, толщина ледяных прослоек от 1-2 мм до 10-20 мм. А.Н. Толстовым в долине р. Гилюй летом 1933 г. на всех элементах рельефа в непротаявшей части СТС наблюдались прослойки льда толщиной от 1 до 20 мм, реже до 5-10 см, а в долине р. Бурея - до 20-25 мм (Толстов, 1950). Слоистая среднешлировая криотекстура в нижней части СТС на Камчатке отмечена С.Л. Кушевым (1950), Н.Г. Бобовым и Н.Б. Новосельской в 1952 г.

Большая толщина прослоек сегрегационного льда в нижнем горизонте СТС в Приамурье и на Камчатке может быть объяснена, видимо, медленным промерзанием СТС, вследствие сильной заторфованности и заболоченности территории и возможностью подтока влаги с соседних таликовых и позднее промерзающих участков. По-видимому, близ южной окраины области СТС, где данный слой приурочен в основном к

сильно заторфованным участкам, средне- и толстошлировая слоистая криотекстура должна часто наблюдаться в нижнем горизонте СТС.

В зонах одностороннего промерзания СТС и двухстороннего с более поздним началом его снизу при возможности дополнительного подтока влаги слоистая криотекстура в сильно влажных тонкодисперсных породах может возникнуть по всему СТС. Это наблюдал Л.В. Тимофеев в 1962 г. в долине р. Надым. По всему СТС прослеживалась частослоистая криотекстура. Толщина шлиров льда менялась от 1–3 мм в верхней части до долей миллиметра в средней и вновь возрастала до 1–5 мм в нижней.

Своеобразное криогенное строение суглинков СТС наблюдалось нами в 1963 г. в районе г. Воркуты. Здесь в днищах наиболее широких ложбин при промерзании возникают низкие заболоченные бугры (Втюрина, 1969 а). Глубина залегания ММП на них 0,8–1,6 м, местами более 2 м. Следовательно, СТС здесь не имеет сплошного распространения, а близкая к нулю температура ММП обуславливает одностороннее промерзание его сверху. Эти особенности и достаточно высокая влажность пород предопределили формирование слоистой криотекстуры не только в верхнем горизонте СТС, как обычно при одностороннем промерзании, но и в большей нижней части слоя мощностью 35 см.

Поскольку для возникновения слоистой криотекстуры по всему СТС необходимо одностороннее промерзание или двухстороннее с более поздним началом его снизу при неслишком интенсивном подтоке влаги извне, такое криогенное строение СТС наиболее часто должно было бы наблюдаться в южных районах. Но здесь СТС приурочен в основном к заболоченным сильно заторфованным участкам, вследствие чего слоистая криотекстура развивается лишь в среднем и нижнем горизонтах СТС.

По-видимому, слоистая криотекстура по всему слою может формироваться в субквальному СТС, но о его криогенном строении очень мало сведений. Так, по наблюдениям Н.Ф. Григорьева в июле 1962 г., на отделе бара р. Индигирка, покрытой слоем воды в 0,2–0,5 м, осушающейся лишь при сгонных ветрах и в межень, мерзлая супесь с прослоями торфа имела тонкошлировую слоистую криотекстуру с глубины 0,45 до 2,1 м. Мощность СТС здесь, учитывая интенсивность протаивания в низовьях р. Индигирки (Толстов, 1965), около 90–100 см.

Таким образом, слоистая криотекстура часто встречается в СТС, может наблюдаться в любом его горизонте и по слою в целом. Однако при сравнительно однородном тонкодисперсном составе слоя характерной ее следует считать лишь для верхнего горизонта СТС в пределах всей области его распространения и для нижнего горизонта в зоне двухстороннего промерзания СТС с более поздним началом его снизу.

В основном это часто- и микрослоистая горизонтальная и наклонная или косая тонко- и микрошлировая криотекстура. Но встречаются, хотя и редко, такие ее виды, как среднеслоистая средне- и толстошлировая, а также вертикально-слоистая.

Сетчато-слоистая сегрегационно-шлировая криотекстура по распространению занимает второе место после слоистой среди шлировых криотекстур. Она приурочена к тем же горизонтам СТС, что и слоис-

Рис. 22. Сетчато-слоистая криотекстура нижнего горизонта СТС



тая, нередко развиваясь вместе с последней. Механизм ее образования тот же, что и слоистой, но возникает она в основном в довольно сильно оторфованных и увлажненных тонкодисперсных породах. Поэтому особенно часто сетчато-слоистая криотекстура наблюдается в верхнем горизонте СТС. Размеры формирующих ее ледяных шлиров и интервалы между ними в верхнем горизонте СТС те же, что и при слоистой криотекстуре, но шлиры более изогнутые, сливающиеся один с другим. В основном это частая тонко- и микрошлировая сетчато-слоистая криотекстура.

По данным С.А. Бакалова и др. за 1959 г., Е.А. Втюриной за 1963 г. и др. в районе Воркуты толщина образующих ее шлиров от 0,1–0,2 до 3–5 мм, реже 7 мм. Интервал между ними 2–3 мм. Та же криотекстура в верхнем горизонте СТС в 1960 г. отмечена П.Н. Луговым, В.Р. Алексеевым и др. в Алданском районе, нами в 1961 в долине р. Волчья и р. Канчалан на Чукотке, Е.Б. Белопуховой (1961) в долине р. Ирелях и др.

Приведенные данные показывают, что сетчато-слоистая криотекстура, как и слоистая, в верхнем горизонте СТС может формироваться в любом районе, если этому не препятствуют состав пород и их влажность.

В среднем и нижнем горизонте СТС этот тип криотекстуры также встречается в основном в оторфованных супесях и суглинках. Ф.Г. Бакулиным и др. она установлена в 1956 г. в нижнем горизонте СТС на Мухтуйском болоте в Якутии, нами в 1959–1961 гг. – в среднем горизонте СТС на ряде заболоченных участков в долинах рек Волчья и Канчалан на Чукотке, И.И. Шамановой в 1960 г. в долине р. Сейды и т.д. Для оторфованных тонкодисперсных пород – это одна из наиболее характерных криотекстур. Слабая оторфованность пород не исключает возможности образования сетчато-слоистой криотекстуры, в частности, в нижнем горизонте СТС. Это установлено: С.А. Бакаловым и др. в 1959 г. по району Воркуты, Н.Г. Бобовым и др. в 1960 г. по району Хальмер-Ю, В.В. Баулиным и др. в 1960 г. по междуречью Табьяхи и Арка-Табьяхи и долине р. Ярудей, Б.И. Втюриным и др. в 1965 г. по району Тазовское-Игарка, Е.В. Белопуховой (1961) в долине р. Ирелях, нами в 1962–1963 гг. в районе Воркуты и др.

Сетчато-слоистая криотекстура среднего и нижнего горизонтов СТС также в основном частая тонко- и микрошлировая (рис. 22). По дан-

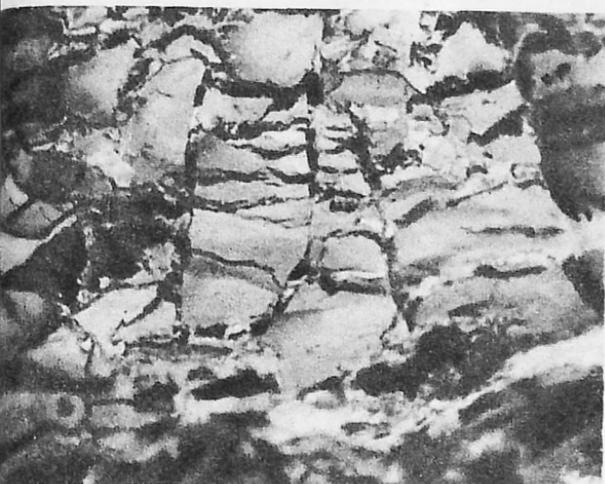


Рис. 23. Среднесетчатая тонкошлировая криотекстура суглинков, типичная для верхней части нижнего горизонта СТС в зоне двустороннего промерзания с более ранним началом его снизу

ным Л.В. Тимофеева за 1962 г. по району Салехарда, Е.Б. Белопуховой (1961) по долине р. Ирелях, нашим наблюдениям в долине р. Волчья и др., она была образована шлирами толщиной от 0,1–0,2 до 0,5–1 мм, интервал между которыми от 0,3 до 1 мм.

Лишь в торфе отмечают более толстошлировую сетчато-слоистую криотекстуру. Так, И.И. Шаманова в 1960 г. в торфяниках долины р. Сейды встречала толстошлировую сетчато-слоистую криотекстуру. Толщина шлиров льда достигала 5 см. То же отмечается ею по району Юньяхи, где в торфе по всему СТС сетчато-слоистая криотекстура была образована шлирами льда толщиной от 1 мм до 3 см.

Таким образом, в СТС встречаются разные виды сетчато-слоистой криотекстуры: от частой микрошлировой до средней толстошлировой. Наиболее характерна частая тонко- и микрошлировая.

Сетчатая сегрегационно-шлировая криотекстура встречается в СТС реже, чем слоистая и сетчато-слоистая. Она возникает при развитии в породах двух систем ледяных шлиров: одной горизонтальной и одной вертикальной или близкой к ней. Механизм образования сетчатой криотекстуры еще недостаточно изучен. Существующие представления по этому вопросу рассмотрены нами ранее (Втюрина, Втюрин, 1970).

Сетчатая криотекстура может наблюдаться в разных горизонтах СТС, но типичной, закономерной ее можно считать лишь для нижнего горизонта в районах двустороннего промерзания СТС с более ранним началом его снизу, т.е. для северной части области СТС, где температура ММП -5° и ниже. Здесь в тонкодисперсных породах над прослойкой с атаксированной криотекстурой формируется мелко- и среднесетчатая средне- и тонкошлировая криотекстура. Это наблюдалось нами в 1959–1961 гг. на Чукотке на разных элементах рельефа, О.Г. Боярским в 1960 г. в бассейне р. Оленек, Е.Г. Катасоновой и др. в 1958 в бассейне р. Далдын. Четкие прожилки льда, слегка наклоненные, прослеживаются на 3–6 см. Толщина их 2–3 до 5 мм. Вверх они выклиниваются, внизу сливаются

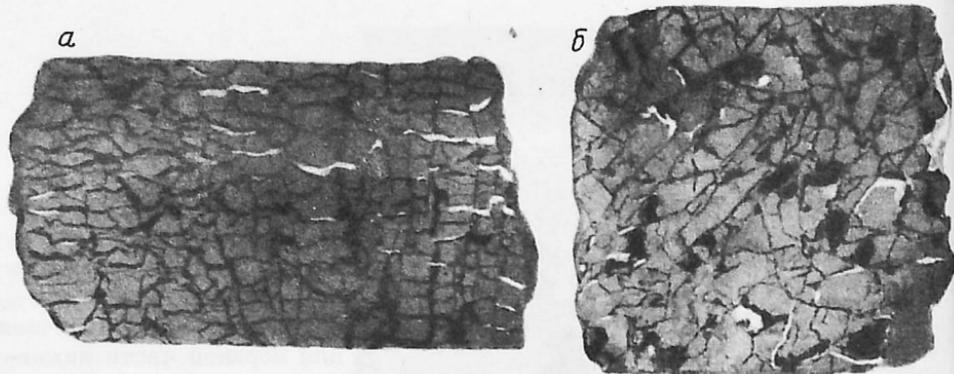


Рис. 24. Мелкоячеистая тонкошлировая криотекстура суглинка верхней части нижнего горизонта СТС. Вид криотекстуры: а - в вертикальном профиле СТС, б - в горизонтальной плоскости

с атакситовым льдом. Интервал между ними довольно хорошо выдержан в основном 2,5–3 см, местами до 6 см. Горизонтальные шлиры толщиной 1–5, реже 7–8 мм близ прожилок обычно приподняты вверх и не всегда продолжают по другую их сторону. Интервалы между ними от 5–7 мм до 1,5–2,0 см (рис. 23).

В верхнем и среднем горизонте СТС сетчатая криотекстура встречается реже и не столь закономерна, как в верхней части его нижнего горизонта в северных районах. Обычно она формируется в заторфованных супесях и суглинках. В основном это неправильная частосетчатая микро- и тонкошлировая криотекстура, реже микросетчатая.

Иногда сетчатая криотекстура прослеживается по всему разрезу СТС. Так, по данным Е.Г. Катасоновой и др. за 1958 г., дресвяно-шебнистые суглинки на склоне водораздела в бассейне р. Далдын до глубины 80 см имели микросетчатую криотекстуру, четко выраженную на участках скопления мелкозема.

Таким образом, в СТС встречаются разные виды сетчатой криотекстуры: от микросетчатой микрошлировой до средне-, реже крупносетчатой микро- и тонкошлировой. Однако следует иметь в виду, что криотекстура сетчатая в вертикальном разрезе СТС в действительности может оказаться ячеистой.

Ячеистая сегрегационно-шлировая криотекстура, в отличие от сетчатой, возникает при развитии не двух, а трех систем ледяных шлиров: одной горизонтальной и двух или более взаимно пересекающихся вертикальных или наклонных. Хотя как самостоятельный тип ячеистой криотекстуры выделена недавно, есть основания думать, что встречается она чаще, чем сетчатая. Обычно характер криотекстуры определяют по виду ее в вертикальном разрезе пород, что не всегда позволяет установить разнонаправленность прожилок льда.

Так, по нашим наблюдениям в 1961 г., в обсохшей озерной котловине долины р. Волчья пылеватый суглинок с глубины 60 см в вертикальном профиле имел четкую сетчатую криотекстуру (рис. 24). Однако после

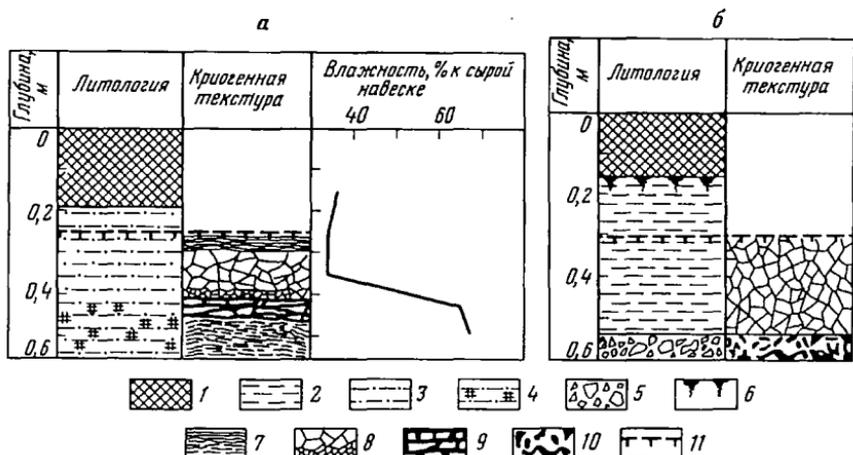


Рис. 25. Мелко- и среднеячеистая тонкошлировая криотекстура: а – верхней части нижнего горизонта СТС высокой поймы р. Канчалан, б – в среднем и большей части нижнего горизонта СТС денудационной террасы на склоне сопки в 188 км от устья р. Канчалан, Чукотка. Литология: 1 – торф; 2 – суглинок; 3 – супесь; 4 – супесь оторфованная; 5 – щебень, дресва; 6 – гумусовые затеки. Криотекстура: 7 – частослонистая микрошлировая; 8 – мелко- и среднеячеистая тонкошлировая; 9 – атакситовая; 10 – базальная; 11 – граница протаивания на вторую половину июля–начало августа. Мощность СТС: а – 44 см; б – 60 см

определения характера криотекстуры этого грунта в горизонтальном срезе не оставалось сомнений, что криотекстура суглинка не сетчатая, а ячеистая.

По существу для определения типа криотекстуры, образованной сочетанием прослоек и прожилок, необходимо знать характер ее в двух плоскостях: горизонтальной и вертикальной. Правда, иногда характер криотекстуры суглинков в вертикальном разрезе СТС таков, что не возникает сомнений в ячеистой криотекстуре породы в объеме (рис. 25).

Ячеистая криотекстура свойственна тем же по составу породам, что и сетчатая, возможно несколько более влажным, и должна наблюдаться в тех же горизонтах СТС.

Линзовая сегрегационно-шлировая криотекстура формируется в грубообломочных породах СТС с содержанием мелкозема. При достаточно высокой влажности мелкозема при промерзании под обломками пород возникают линзы льда. Они создают как бы криотекстуру первого порядка, выделяющуюся на фоне массивной, сетчато-слоистой или слоистой. В зависимости от частоты расположения и толщины линз льда эта криотекстура может быть часто-, средне- и редко-линзовая тонко-, средне- и толстошлировая. Как указывалось, Е.М. Катасонов (1961) называет ее "корковой", а Т.Н. Каплина и Л.Н. Максимова в 1968 г.

предложили назвать ее "линзовидно-корковая". Термин "корковая", на наш взгляд, менее точно отражает особенности этой криотекстуры, чем термин "линзовая". Ледяные линзы возникают не на поверхности обломков, а в прилегающем к ней слое мелкозема. Ее можно было бы назвать линзовидной, но этот термин нередко применяется как синоним слоистой.

Линзовая криотекстура встречается в любом горизонте СТС, но чаще линзы льда под обломками лишь осложняют криотекстуру пород.

Линзовая криотекстура наблюдалась нами в долине р. Канчалан: в гравийно-галечниковых отложениях с примесью мелкозема и валунов на первой надпойменной террасе, в валунных супесях и суглинках на моренных холмах. Та же криотекстура отмечена Е.Г. Катасоновой и др. в 1958 г. в дресвяно-щебнистом делювии в бассейне р. Далдын, Г.Ф. Грависом (1965) на склонах хр. Удокан, Н.Ф. Брахиной (1966) в Алданском районе, Т.Н. Каплиной и Л.Н. Максимовой в 1967-1968 гг. на крутых склонах Селенняхского хребта, нами в 1960-1961 гг. на склоне Нерпичьей гряды на Чукотке. По-видимому, линзовая криотекстура — одна из наиболее характерных текстур грубообломочных пород с небольшим количеством мелкозема и должна часто встречаться в СТС крутых склонов и вершин водоразделов с неглубоким залеганием коренных пород. При большом содержании мелкозема она сочетается с любым другим видом шлировых криотекстур.

Беспорядочно-шлировая сегрегационная криотекстура характерна для сильно и равномерно оторфованных супесей и суглинков и для заиленного слаборазложившегося торфа при большом увлажнении. В таких породах нередко образуется множество разноориентированных ледяных шлиров, не соединяющихся между собой и расположенных беспорядочно. Образующую ими криотекстуру нельзя отнести к сетчатой или ячеистой из-за незамкнутости ячеек, а к слоистой из-за неупорядоченности расположения шлиров. В то же время ее нельзя рассматривать и как неполную недоразвитую сетчатую или ячеистую, поскольку развитие сегрегационного льдообразования в таких породах не тормозится ни недостатком влаги, ни составом пород.

Беспорядочно-шлировая сегрегационная криотекстура встречается в любом горизонте СТС и по слою в целом. Обычно это частая микро- и тонкошлировая криотекстура. Ее можно считать характерной для СТС заболоченных участков любого района, особенно для болотных отложений его верхнего горизонта при невысокой степени разложения растительных остатков.

Таким образом, сегрегационно-шлировые криотекстуры весьма широко представлены в СТС и по своему многообразию почти не уступают аналогичной группе криотекстур ММП.

Наряду с сегрегационно-шлировыми криотекстурами в СТС, хотя и значительно реже, встречаются цементно-шлировые. Они характерны в основном для трещиноватых коренных пород и возникают в результате водного, сублимационного и сублимационно-водного цементного льдообразования в них. Небольшая роль этих пород в сложении СТС определяет неширокое распространение криотекстур данной группы. Они

возможны в горных районах с очень неглубоким залеганием коренных пород. Наиболее вероятны средние и редкие вертикально- и косослоистые, а также беспорядочные средне-, толсто-, реже тонкошлировые.

Иногда при малой влажности верхнего горизонта СТС цементно-шлировые криотекстуры возникают и в рыхлых породах. В основном это редкая вертикально-слоистая средне- и толсто-шлировая криотекстура, образующаяся при заполнении льдом морозобойных трещин и трещин усыхания. Е.Б. Белопуховой (1961) она отмечена в бассейне р. Ирелях, Н.Г. Бобовым (1960 а) на Лено-Вилюйском междуречье, нами в Забайкалье (Втюрина, 1962) и на Чукотке в долинах рек Канчалан и Тавайваам. Правда, породы верхней части СТС редко бывают настолько слабо влажными, чтобы в них не сформировалась сегрегационно-шлировая криотекстура. Поэтому обычно цементно-шлировая криотекстура как бы накладывается на сегрегационно-шлировую в таких породах. В результате возникает смешанно-шлировая криотекстура, в образовании которой принимают участие шлиры разного генезиса: сегрегационные, цементные, изредка инъекционные. При этом цементно-шлировая криотекстура образует как бы текстуру первого порядка, сочетаясь с любым типом шлировых, неполно- и ложношлировых. В целом порода приобретает своеобразную сетчатую или ячеистую криотекстуру с сильно вытянутой по горизонтали ячеей.

Неполношлировые криогенные текстуры

Это группа криотекстур, переходных от шлировых к массивным. Они могут возникать как в результате сегрегационного, так и цементного льдообразования. В зависимости от состава пород и их влажности неполношлировые криотекстуры то ближе к шлировым, то к массивным. В СТС причиной их формирования чаще всего бывает недостаточная влажность. В тонкодисперсных породах в основном при небольших различиях в размере пор и влажности немного выше ММВ образуются неполнослоистые и неполносетчатые криотекстуры. На фоне массивной криотекстуры прослеживаются отдельные обособленные разобщенные прослойки льда, не создающие четкой слоистости. Неполнослоистая криотекстура, как правило, тонко- и микрошлировая. Интервал между прослойками как в плоскости их развития, так и по нормали к ней самый различный, чаще в несколько сантиметров. Иногда причиной ее образования служит состав пород: наличие очень тонких коротких разобщенных линз пылеватых и глинистых частиц среди песков обуславливает возникновение в них столь же разобщенных прослоек льда разной толщины.

Неполносетчатая криотекстура, для которой характерна незамкнутость ячеей, возникает, видимо, в более влажных породах, чем неполнослоистая.

Оригинальная криотекстура возникает в тонкодисперсных породах при больших различиях в размере пор. Замкнутая в крупных порах поперечником до 0,5 см вода, замерзая, образует гнезда льда, четко выделяющиеся на фоне однородной массивной криотекстуры. Такая криотекстура называется гнездовой. Она ближе к массивной, чем к шлировой.

В торфе наблюдается порфировидная неполношлировая криотекстура, создаваемая наличием крупных, до нескольких сантиметров, бесформенных, обычно удлиненных гнезд льда на фоне массивной или ложношлировой криотекстуры. Причины ее формирования пока неясны.

Неполношлировые криотекстуры могут возникнуть в любом горизонте СТС в зависимости от состава и влажности его пород. В верхнем горизонте СТС неполнослоистая и неполносетчатая криотекстуры наблюдались Е.Б. Белопуховой в 1958 г. на участках склонов в бассейне р. Ирелях, И.П. Новиковым и др. в 1966 г. в районе Нового порта, нами в 1961 г. в долине р. Волчья. В нижнем горизонте неполнослоистая криотекстура отмечена нами в районе Воркуты, на участках одностороннего промерзания. Гнездовая криотекстура нередко свойственна среднему горизонту СТС в зоне двухстороннего промерзания с более поздним началом его снизу. Неполношлировые криотекстуры в СТС встречаются реже, чем сегрегационно-шлировые.

Ложношлировая криотекстура

Эта криотекстура свойственна только слаборазложившемуся, незаиленному в основном осоковому торфу. Характерная особенность ее — соответствие в направлении прослоек льда и растительных остатков. Изучение мерзлого торфа с такой текстурой с помощью поляризационного микроскопа (Втюрина, 1963 б) показало, что это ложношлировая криотекстура. Впечатление микрослоистой сильно извилистой микрошлировой криотекстуры создается вследствие своеобразия формы и расположения самих растительных остатков, а не особенностей льдообразования. Лед между соседними частицами торфа представляет собой не самостоятельный шлик, а часть единого ледяного кристалла, включающего эти торфяные частицы. Длина ледяных кристаллов по вертикали 5–10 мм, иногда 14 мм, а расстояние между торфяными частицами в основном доли миллиметра.

Массивные криогенные текстуры

Массивная криотекстура довольно часто встречается в СТС как самостоятельно, так и в сочетании с другими типами. Это результат цементного льдообразования в горных породах за счет подземных и наземных вод. В формировании массивной криотекстуры участвует только первичный и вторичный лед-цемент. Она может быть свойственна любым по составу породам, но при определенной их влажности и типе промерзания. Самостоятельно как единственная по разрезу СТС она наблюдается в основном в песках и более грубых породах без мелкозема. Слаборазложившийся незаиленный торф также нередко имеет массивную криотекстуру. Исключение составляет зона, а также участки двухстороннего промерзания СТС с более ранним началом его снизу. Здесь массивная криотекстура по всему СТС наблюдается или при торфяном составе нижнего горизонта СТС, или при малой влажности грубозернистых пород в нем.

При тонкодисперсном составе СТС массивная криотекстура по всему слою наблюдается очень редко, обычно сочетается со шлировой и атак-

ситовой, будучи свойственна или среднему (при двухстороннем промерзании СТС) или среднему и нижнему (при одностороннем промерзании сверху) горизонтам СТС.

В зависимости от вида льда-цемента в СТС, как и в ММП, различается порово-, пленочно- и контактно-массивная криотекстура.

Поскольку массивная криотекстура встречается в СТС не только как самостоятельная, единственная по разрезу, но обязательно участвует в формировании сегрегационно-шлировой криотекстуры, ее можно считать самой распространенной криотекстурой СТС, особенно порово-массивную.

Базально-атакситовые криогенные текстуры

Это весьма своеобразные криотекстуры, формирующиеся в строго определенных условиях. Базальная характерна грубодисперсным породам, атакситовая – неотторфованным и слабоотторфованным тонкодисперсным любого генезиса. Обе они встречаются только в нижнем горизонте СТС и никогда не бывают единственными по СТС. Но даже в нижнем горизонте СТС они возникают лишь при увлажнении пород до полной влагоемкости, а главное только при условии, что промерзание их снизу начинается раньше, чем промерзание СТС сверху. Для обеих криотекстур характерна разобшенность льдом обломков или агрегатов пород, как бы взвешенность во льду (см. рис. 14), что отличает эти криотекстуры от массивных и от шлировых, к которым их относили. Общность типа льдообразования и внешнее сходство позволяют, по нашему мнению, рассматривать эти криотекстуры как самостоятельный класс, хотя механизм их образования пока нельзя считать выясненным.

Знание условий образования базальной и атакситовой криотекстур дает возможность ограничить область их развития. В основном это самая северная часть области СТС, а также отдельные участки к югу от нее, где наблюдается двустороннее промерзание СТС с более ранним началом его снизу при высокой влажности нижнего горизонта СТС. Температура ММП здесь не выше -5° .

Атакситовая криотекстура встречается чаще, чем базальная, из-за преобладания тонкодисперсных пород в составе СТС. Наличие ее в нижнем горизонте СТС и в самой верхней части ММП независимо от генезиса пород отмечали: П.Ф. Швецов (1938), С.П. Качурин (1938, 1950), П.А. Соловьев (1947), Б.И. Втюрин (1964), Ш.Ш. Гасанов (1967, 1969), Е.А. Втюрина (1963 а, 1966), Л.А. Жигарев и В.С. Савельев в 1961 г. на равнинах и склонах гор Чукотки, Н.Ф. Григорьев в 1951 и 1954 гг. на Яно-Индибирской низменности, на Ляховских островах, Е.М. Катасонов (1954, 1958) в долине р. Яны, О.Г. Боярский в 1960 г. в бассейне р. Оленек, Е.Г. Катасонова (1961) в бассейне р. Далдын, Б.И. Втюрин в 1965 г. в низовьях р. Енисей, Н.А. Вельмина и В.В. Узембло (1959) на склонах и у подножья гор Южной Якутии и т.д. Мощность прослойки с атакситовой криотекстурой в основном до 4–5 см (см. рис. 6, 14, 20).

Своеобразная атакситовая криотекстура наблюдается в морских соленых илах: агрегаты грунта, как правило, более мелкие и более часто расположенные, чем в несоленых отложениях.

Базальная криотекстура в нижнем горизонте СТС наблюдается в основном в горных районах, в верхнем геокриологическом поясе, а также на ряде арктических островов, где в составе СТС доминируют грубообломочные породы, а температура мерзлых толщ ниже -5° . Описания ее встречаются реже, чем атакситовой, как в силу меньшей роли грубообломочных пород в составе СТС, так вследствие более слабой изученности горных районов. Так, Ю.А.Билибин (1938, 1956) отмечает наличие базальной криотекстуры ("гольцового льда") на склонах гор, Г.Ф.Гравис (1965) на склонах хр. Удокан, Н.Ф. Брахина (1966) на Эвотинских гольцах, Т.Н. Каплина в 1967-1968 гг. в отрогах Селенняхского хребта, нами она наблюдалась на склоне сопки в бассейне р. Канчалан, Н.М. Сватковым (1963) на Новой Земле и др. Мощность горизонта с базальной криотекстурой различная, от нескольких сантиметров до 1 м и более. Однако до сих пор точно не определено, какая часть его относится к СТС. По-видимому, в СТС мощность горизонта с базальной криотекстурой немного больше, чем с атакситовой, но вероятно также невелика, примерно около 7-15 см. Иногда впечатление большой мощности горизонта с базальной криотекстурой создается вследствие развития линзовой толстошлировой криотекстуры в вышележащих грунтах.

Таким образом, породам СТС свойствен весьма многообразный комплекс криогенных текстур, из которых часть формируется только в СТС.

2. КЛАССИФИКАЦИЯ КРИОГЕННЫХ ТЕКСТУР СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Изучение криогенной текстуры СТС позволяет существенно дополнить имеющиеся классификации и предложить классификацию криогенных текстур СТС, построенную с учетом не только характера распределения текстурообразующего льда (класс криотекстур), особенностей расположения ледяных шпиров и типа льда-цемента (тип криотекстур), но и типа льдообразования (подкласс криотекстур). При выделении подтипа и вида криогенной текстуры учитывались соответственно величина интервала между ледяными шпирами и их толщина (табл. 3).

Класс	Под-класс	Тип	Подтип *	Вид **	Условия, необходимые для возникновения данного типа криотекстуры		Распространение и горизонт преимущественного развития данного типа криотекстуры при разных типах промерзания СТС	
					породы	влажность пород		
Шлировая	Сегрегационно-шлировая	Слоистая	Средне-, часто-, микрослоистая	Средне-, тонко-, микрошлировая	Тонко- и грубодисперсные породы с большим содержанием пылевато-глинистых частиц, слабо- или незаторфованные, хорошо разложившийся торф	Выше максимальной молекулярной влагоемкости (ММВ)	Часто встречается в пределах всей области СТС. В зоне одностороннего промерзания сверху в основном в верхнем горизонте СТС, реже при дополнительном подтоке влаги по всему СТС; в зоне двухстороннего промерзания СТС при более раннем начале его снизу - в верхнем или в верхнем и среднем, а при более позднем начале его снизу, чем сверху - в верхнем и нижнем горизонтах СТС. Преимущественно часто- и микрослоистая тонко- и микрошлировая	
		Сетчато-слоистая	Средне-, часто-, микросетчато-слоистая	Тот же	Те же	Та же	Встречается также часто, как предшествующая, часто в сочетании с ней, в тех же горизонтах СТС при тех же типах промерзания, преимущественно частая сетчато-слоистая тонкошлировая	
		Сетчатая	Средне-, мелко-, микросетчатая	"	Тонко- и грубодисперсные породы с большим содержанием пылевато-глинистых частиц сильно и слабозаторфованные и незаторфованные, хорошо разложившиеся, заиленный торф	"	Встречается часто, реже двух предшествующих, в любом горизонте СТС при любом промерзании. Закономерна лишь в верхней части нижнего горизонта СТС при двухстороннем промерзании с более ранним началом его снизу, преимущественно тонко- и среднешлировая мелкосетчатая	
		Ячеистая	Средне-, мелко-, микроячеистая	"	Те же	"	Встречается, по-видимому, не реже сетчатой в тех же горизонтах СТС при тех же типах промерзания	
		Линзовая	Средне-, частолинзовая	Толсто-, средне- и тонкошлировая	Грубодисперсные породы с примесью пылевато-глинистых частиц, тонкодисперсные, содержащие обломочный материал	"	Встречается реже предшествующих, в основном в горных районах; при одностороннем и двухстороннем промерзании слоя с более поздним началом его снизу возможна в любом горизонте СТС, а при более раннем начале промерзания СТС снизу - в верхнем и среднем горизонтах	
		Беспорядочная	Средняя, частая	Средне-, тонко-, микрошлировая	Тонкодисперсные породы сильно, равномерно оторфованные, заиленный слабо-разложившийся торф	Близкая к полной влагоемкости	Встречается часто, особенно в верхнем горизонте СТС при любом типе промерзания, возможна в каждом горизонте СТС и по слою в целом	
	Цементно-шлировая	Слоистая	Редко-, средне-слоистая	Толсто-, средне-, реже тонко-шлировая	Трещиноватые коренные породы, слабовлажные рыхлые породы с морозобойными трещинами и трещинами усыхания	Трещины заполняются водой до, после или в период охлаждения и промерзания пород или сублимационным льдом после охлаждения ниже 0°. Влажность тонкодисперсных пород ниже ММВ	Встречается редко, преимущественно в горных районах на участках выхода коренных пород, в верхнем горизонте СТС или по всему слою, в рыхлых породах преимущественно в верхнем горизонте при любом типе промерзания, в основном вертикально-слоистая	
		Сетчатая	Крупно-, среднесетчатая	Тот же	Трещиноватые коренные породы	Та же	Встречается редко, преимущественно в горных районах на участках выхода коренных	
		Беспорядочная	Редкая, средняя	"	Те же	"	То же	
	Смешанно-шлировая	Сетчатая	Средне- и мелко-сетчатая	Средне-, тонко- и неравномерношлировая	Тонко- и грубодисперсные породы с мелкоземом, хорошо разложившийся и заиленный торф, подверженные интенсивному морозобойному растрескиванию или растрескиванию при образовании инъекционного льда (редко)	Выше ММВ, трещины заполняются водным и сублимационным льдом после промерзания	Встречается в основном в верхнем горизонте СТС, преимущественно в малоснежных районах	
		Ячеистая	Тот же	Тот же	Те же	Та же	То же	
	Неполношлировая	Сегрегационная	Неполнослоистая	Редкая, средняя	Тонко-, микрошлировая	Тонко- и грубодисперсные породы с содержанием пылевато-глинистых частиц, часто заторфованные, заиленный торф	Немного выше ММВ	Встречается редко, при двухстороннем промерзании СТС возможна в среднем горизонте, при одностороннем сверху- в среднем, иногда в нижнем
			Неполносетчатая	Крупная, средняя	Тот же	Те же, преимущественно сильно заторфованные	Та же	Встречается редко, преимущественно в верхнем горизонте СТС, иногда в верхнем и среднем
			Порфири-видная	Средняя, частая	Средне- и тонко-шлировая	Торф, реже тонкодисперсные породы, особенно засоленные	Торф - по полной влагоемкости, тонкодисперсные - немного выше ММВ	Встречается редко, преимущественно в среднем и верхнем горизонтах СТС

Смешанно-шлировая	Сетчатая	Средне- и мелко-сетчатая	Средне-, тонко- и неравномерношлировая	Тонко- и грубодисперсные породы с мелкоземом, хорошо разложившийся и заиленный торф, подверженные интенсивному морозобойному растрескиванию или растрескиванию при образовании инъекционного льда (редко)	Выше ММВ, трещины заполняются водным и сублимационным льдом после промерзания	Встречается в основном в верхнем горизонте СТС, преимущественно в малоснежных районах	
		Ячеистая	Тот же	Тот же	Те же	Та же	То же
Неполношлировая	Сегрегационная	Неполнослойная	Редкая, средняя	Тонко-, микрошлировая	Тонко- и грубодисперсные породы с содержанием пылевато-глинистых частиц, часто заторфованные, заиленный торф	Немного выше ММВ	Встречается редко, при двухстороннем промерзании СТС возможна в среднем горизонте, при одностороннем сверху-в среднем, иногда в нижнем
		Неполносетчатая	Крупная, средняя	Тот же	Те же, преимущественно сильно заторфованные	Та же	Встречается редко, преимущественно в верхнем горизонте СТС, иногда в верхнем и среднем
		Порфировидная	Средняя, частая	Средне- и тонкошлировая	Торф, реже тонкодисперсные породы, особенно засоленные	Торф - до полной влагоемкости, тонкодисперсные - немного выше ММВ	Встречается редко, преимущественно в среднем и верхнем горизонтах СТС
	Цементная	Гнездовая	Редко-, частогнездовая	Крупно-, средне-, мелко-гнездовая	Тонкодисперсные породы с наличием макропор	Немного выше ММВ	Встречается редко, при двухстороннем промерзании СТС преимущественно в среднем горизонте, при одностороннем в среднем и нижнем
Ложношлировая	Цементная	Слойная	Преимущественно микро-слоистая	Преимущественно микрошлировая	Незаиленный слабо-разложившийся преимущественно осокновый торф	До полной влагоемкости	Встречается часто в пределах всей области СТС, в основном в верхнем горизонте, реже по всему слою.
Массивная	Цементная	Контактно-массивная			Песок и более грубые породы без мелкозема, слабоблажные тонкодисперсные породы с четкой макроструктурой	Грубодисперсных меньше капиллярной влагоемкости, тонкодисперсных - менее ММВ	Встречается преимущественно в среднем и верхнем горизонтах СТС, реже по всему слою на хорошо дренированных участках в горных районах; в тонкодисперсных породах наблюдается редко, в основном в среднем горизонте СТС
		Пленочно-масивная			Те же	Та же	То же
		Порово-массивная			Тонко- и грубодисперсные породы без мелкозема, торф	Грубодисперсные и торф - до полной влагоемкости; тонкодисперсные - ниже ММВ	Встречается часто в пределах всей области СТС; при двухстороннем промерзании с более ранним началом его снизу в грубых породах в верхнем и среднем горизонтах СТС, в тонкодисперсных - в среднем; при более позднем начале промерзания снизу, чем сверху в грубых породах - по всему СТС, в тонкодисперсных - в среднем горизонте; при одностороннем промерзании СТС сверху только в тонкодисперсных породах в среднем и нижнем горизонтах; в торфе по всему СТС
Базально-атакситовая	Сегрегационно-цементная	Атакситовая			Тонкодисперсные и грубые породы с большим содержанием мелкозема	Выше нижнего предела текучести	Встречается часто, но только в северной части области СТС, а также на отдельных участках с двухсторонним промерзанием СТС при более раннем начале его снизу, всегда приурочена к нижнему горизонту СТС
		Базальная			Грубодисперсные породы без мелкозема или с незначительным его содержанием	В нижнем горизонте СТС - до полной влагоемкости	Встречается только в нижнем горизонте СТС при двухстороннем его промерзании с более ранним началом снизу, должна часто наблюдаться в горных районах

*Подтипы криотекстур по интервалу между шлирами: редкослойная, крупносетчатая - более 100 мм; среднеслойная, среднесетчатая - 10-100 мм; частослойная, мелкосетчатая - 1-10 мм; микро-слоистая, микро-сетчатая - менее 1 мм.

** Виды криотекстур по толщине шлиров льда: толстошлировая - более 10 мм; среднешлировая - 5-10 мм; тонкошлировая - 1-5 мм; микрошлировая - менее 1 мм.

1. КОМПЛЕКСНОСТЬ КРИОГЕННЫХ ТЕКСТУР СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ, ЕЕ ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Как уже было показано, криотекстура даже одинаковых по составу пород редко остается неизменной по всему СТС. Несмотря на малую мощность данного слоя, комплексность криотекстур можно считать характерной чертой его криогенного строения.

Основные причины этого – разный характер промерзания СТС и неоднородность его состава. Тонкодисперсный состав пород СТС и их достаточно высокая влажность на большей части области предопределяют ведущую роль характера промерзания, различий в его направлении (одно- или двухстороннее) и в соотношении по времени начала промерзания пород сверху и снизу (сверху раньше, чем снизу; одновременно; снизу раньше, чем сверху), т. е. типа промерзания.

Столь тесная связь изменений криотекстуры по вертикальному профилю СТС в основном с одним природным фактором обуславливает их строгую закономерность. Поскольку изменение типа промерзания СТС подчиняется законам широтной зональности и высотной поясности, то этим законам должно подчиняться и изменение криотекстур по профилю СТС тонкодисперсного состава. В каждой зоне, районе, участке с определенным типом сезонного промерзания такому СТС свойствен характерный комплекс криотекстур, не встречающийся при иных типах промерзания. Это позволяет при знании типа промерзания СТС предугадывать возможный комплекс криотекстур и закономерность их смены по профилю в тонкодисперсных породах СТС. И наоборот, знание основных особенностей криогенного сложения таких пород позволяет судить о типах промерзания СТС.

Комплексность криотекстур в вертикальном профиле СТС обуславливается также существенными изменениями состава пород, главным образом чередованием пород способных и неспособных к сегрегационному льдообразованию. Это при любых типах промерзания предопределяет возможность развития в разных по составу горизонтах СТС лишь определенных типов льдообразования, текстурообразующих льдов и криотекстур.

Таким образом, влияние этого второго фактора очень значительно. Однако оно не столь закономерно, как первого: появление грубодисперсных пород и слаборазложившегося незаиленного торфа в каком-либо горизонте СТС не подчиняется законам широтной зональности и высотной поясности. Значит не может подчиняться им и изменение криотекстуры

по профилю СТС, обусловленное этой причиной. В данном случае без изучения состава пород СТС нельзя предугадать, какой комплекс криотекстур, обусловленный неоднородностью их состава, будет характерен для того или иного района. Может быть бесчисленное множество различных сочетаний криотекстур в зависимости от характера смены состава пород, частоты их переслаивания, увлажнения грубозернистых и торфяных прослоев, возможности подтока воды в них.

Влияние состава пород проявляется всегда в совокупности с влиянием особенностей промерзания. Оно как бы накладывается на закономерную смену криотекстур по профилю СТС, предопределяемую типом промерзания. В зависимости от степени увлажнения грубозернистых пород и торфа и возможности подтока влаги в них появление их в каком-либо горизонте СТС не только коренным образом меняет характер криотекстуры данного горизонта, но нередко оказывает сильное влияние также и на криотекстуру других его горизонтов.

Хотя комплексность криотекстур – одна из характерных черт строения СТС, в природе встречается СТС, в вертикальном профиле которого прослеживается криотекстура одного класса и даже типа. Такое строение СТС можно наблюдать в любой части области его распространения, а в некоторых районах оно встречается не реже, чем комплексное. Это указывает на то, что в данном случае тип промерзания не играет существенной роли. Неизменность класса, реже типа криотекстуры по профилю СТС обуславливается в основном составом пород. Но оба эти вывода правильны лишь при дополнительных оговорках, поскольку однотипная криотекстура пород СТС возможна практически при любом их составе, но в определенных условиях увлажнения и промерзания. В данном случае можно говорить лишь о наиболее действенном факторе и таким фактором служит состав пород.

Таким образом, для характеристики криогенного строения СТС недостаточно знать класс, тип, вид криотекстуры какого-либо его горизонта. Для этого нужно знать изменяется или не изменяется криотекстура по профилю СТС, каков порядок ее смены и насколько он закономерен для данной зоны или района, т. е. иметь представление об особенностях криогенного сложения пород СТС (Втюрина, 1968а).

2. КЛАССИФИКАЦИЯ КРИОГЕННОГО СЛОЖЕНИЯ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

В зависимости от того, изменяется класс криотекстуры в вертикальном профиле СТС или остается постоянным, можно выделить два класса криогенного сложения его пород: 1) простое, при отсутствии изменения класса криотекстуры и 2) сложное, при смене класса криотекстуры в профиле слоя (табл. 4).

Простое криогенное сложение

Имеется группа пород, которым независимо от характера промерзания СТС в природных условиях может быть свойственна криотекстура лишь

определенного класса и типа. Это прежде всего сильно, равномерно заторфованные супеси и суглинки при слабом разложении растительных остатков и сильно заиленный слабообразовавшийся торф, местами целиком слагающие СТС. Для них по всему СТС характерна беспорядочная, реже сетчатая или ячеистая тонко- и микрошлировая криотекстура.

К этой группе относятся также трещиноватые коренные породы, для которых в пределах СТС независимо от типа их промерзания характерны лишь цементно-шлировые криотекстуры. Простое криогенное сложение в любой зоне обычно имеет СТС, представленный незаиленным слабообразовавшимся торфом. Как уже было показано, такому торфу в СТС может быть свойственна массивная, ложношлировая (в основном, осокловому водонасыщенному) или реже неполношлировая гнездовая криотекстура. Образование той или иной криотекстуры зависит от каких-то особенностей самого торфа, пока невыясненных, но не зависит от типа его промерзания.

Другую группу образуют пески и более грубозернистые породы, а также неотторфованные и слабоотторфованные тонкодисперсные породы, целиком слагающие СТС, которым простое криогенное сложение свойственно лишь при определенном промерзании и увлажнении. Если грубозернистые породы без мелкозема перед промерзанием слабо влажные и в нижней части СТС, сложенного ими, нет свободной воды, то независимо от типа промерзания такой СТС имеет простое сложение, обусловленное массивной криотекстурой всех его горизонтов. То же касается тонкодисперсных пород СТС, если влажность их в любой части СТС менее ММВ, но это редко наблюдается в природе.

При более высоком увлажнении СТС указанного состава характер его криогенного сложения определяется типом промерзания. При одностороннем промерзании и двухстороннем с более поздним началом его снизу СТС грубозернистого состава имеет преимущественно простое сложение и массивную криотекстуру. При двухстороннем промерзании с более ранним началом его снизу, оно, как правило, сложное: в большей верхней части его массивная криотекстура, в нижней небольшой – базальная. В СТС тонкодисперсного состава при слабой отторфованности и высокой влажности пород простое сложение наблюдается очень редко. Оно возможно в основном в зоне одностороннего промерзания СТС, реже двухстороннего с более поздним началом его снизу при постоянном подтоке влаги извне. По всему СТС формируется шлировая криотекстура.

В зависимости от класса криотекстуры СТС простое криогенное сложение можно разделить на четыре типа: 1) массивный, 2) шлировый, 3) неполношлировый и 4) ложношлировый (см. табл. 4).

Поскольку главный фактор, определяющий тип простого сложения СТС – состав и в меньшей степени влажность пород – изменение в характере распространения СТС с разными типами простого криогенного сложения в пределах СССР подчиняется в основном тем же закономерностям, что и изменение состава его пород. СТС с простым массивным сложением встречается преимущественно в зоне сплошного распространения данного слоя, особенно в двух южных ее подзонах, где грубозер-

Классификация криогенного сложения пород субэарального

эзоннопротаивающего слоя

Класс	Подкласс	Тип	Условия, при которых возможен дан		Этот тип криогенного сложения		Распространение
			породы		влажность	тип промерзания	
Простой		Массивный	Песок и более грубодисперсные породы без мелкозема или при незначительном его содержании, а также слаборазложившийся, слабозаиленный торф		Слабо влажные. Сильно влажные до полной влагоемкости	При любом типе промерзания. Грубозернистые породы при двухстороннем промерзании с более поздним началом его снизу, торф - при любом типе промерзания	Встречается во всех зонах и поясах области распространения СТС, особенно в двух южных подзонах сплошного распространения и в подзоне редкоостровного распространения СТС
			Тонкодисперсные породы с примесью грубых обломков и без них; песок и более грубые породы со значительным содержанием мелкозема		Ниже максимальной молекулярной влагоемкости (ММВ)	При любом типе промерзания	
		Шлировый	Тонкодисперсные породы сильно равномерно оторфованные, сильно заиленный торф		Выше максимальной молекулярной влагоемкости	То же	Встречается в любой зоне области СТС, особенно в зоне сплошного его распространения
			Трещиноватые коренные породы		Трещины заполняются водой до, во время или после охлаждения пород до отрицательной температуры	"	
		Неполношлировый	Тонкодисперсные породы с наличием макропор; слаборазложившийся торф		Преимущественно немного выше ММВ; торф - при любой влажности	То же, чаще при промерзании сверху	Возможен в любой зоне, но встречается редко, особенно при тонкодисперсном составе СТС
		Ложношлировый	Незаиленный, слабо заиленный слаборазложившийся в основном осоковый торф		При влажности, близкой к полной влагоемкости или равной ей	То же	Встречается в любой зоне СТС, особенно в западной и восточной части зоны его островного распространения и в подзоне сплошного распространения
Сложный	Закономерно-чередующийся	Шлирово-массивный (двухчленный)	Тонкодисперсные породы с примесью грубых обломков и без них; песок и более грубые породы с большим содержанием мелкозема		Выше ММВ	Одностороннее сверху, от дневной поверхности	Типичен для подзоны редкоостровного распространения СТС, где температура многолетнемерзлых пород не ниже $-0,5^{\circ}$. В остальных подзонах на отдельных участках при тех же условиях
		Шлирово-массивно-шлировый (трехчленный)	Те же		Те же	Двухстороннее при более позднем начале промерзания снизу или одновременном сверху и снизу	Типичен для южной части зоны сплошного распространения СТС и подзоны его частоостровного распространения, где температура многолетнемерзлых пород от $-0,5^{\circ}$ до -5° . В подзоне редкоостровного распространения в верхнем поясе, а в северной части зоны сплошного распространения СТС на отдельных участках при тех же условиях

Класс	Подкласс	Тип	Условия, при которых возмо		даный тип криогенного сложения		Распространение
			породы		влажность	тип промерзания	
Сложный	Закономерно-чередующийся	Шлирово-массивно-шлирово-атакситовый (четырёхчленный)	Тонкодисперсные породы с примесью грубых обломков и без них; песок и более грубые породы с большим содержанием мелкозема		Выше ММВ	Двухстороннее промерзание с более ранним началом его снизу	Типичен для северной части зоны сплошного распространения СТС, где температура многолетнемерзлых пород не выше -5° . На остальной территории области СТС возможен в верхнем геокриологическом поясе при тех же условиях
		Шлирово-атакситовый (двучленный)	Те же		Та же	Тот же	Типичен для крайней северной части зоны сплошного распространения СТС, где температура многолетнемерзлых пород ниже -5° , а мощность СТС не более 50 см
		Массивно-базальный (двучленный)	Песок и более грубые породы с незначительным содержанием мелкозема или без него		В верхней части СТС любая, в нижней до полной влагоемкости	"	Встречается в зоне сплошного распространения СТС, где температура многолетнемерзлых пород не выше -5° , видимо, доминирует в верхнем геокриологическом поясе при тех же условиях
	Незаконно-чередующийся	Массивно-шлировый	Торф, песок или более грубодисперсные породы в верхней части СТС и тонкодисперсные незаторфованные в нижней части СТС		В верхней части СТС любая, в нижней выше ММВ	Одностороннее промерзание сверху или двухстороннее с более поздним началом его снизу или одновременным сверху и снизу	Встречается довольно часто в зоне островного и южных подзонах сплошного распространения СТС
		Шлирово-массивный	Тонкодисперсные слабо оторфованные породы в верхней части слоя, торф, песок и более грубые породы без мелкозема или небольшим его содержанием в нижней части СТС		В верхней части СТС выше ММВ, в нижней любая.	При переслаивании с торфом, при любом типе промерзания, при переслаивании с песком и более грубыми породами - при одностороннем промерзании и двухстороннем с более ранним началом его сверху или одновременным сверху и снизу	Встречается довольно часто в любой зоне при наличии торфа в нижнем горизонте СТС; при наличии в нем грубодисперсных пород - только в двух южных подзонах сплошного и в зоне островного распространения СТС, в крайней северной подзоне заменяется трехчленным шлирово-массивно-базальным
		Массивно-шлирово-атакситовый	Торф, песок и более грубодисперсные породы в верхней части СТС, тонкодисперсные в нижней его части		В верхней части СТС любая, в нижней до полной влагоемкости	Двухстороннее промерзание с более ранним началом его снизу	Встречается только в северной части зоны сплошного распространения СТС, где температура многолетнемерзлых пород ниже -5°
		Многочленный массивно-шлировый	Частое переслаивание тонкодисперсных пород или грубодисперсных с большим содержанием мелкозема с песком и более грубыми породами без мелкозема и со слаборазложившемся незаявленным торфом		Тонкодисперсных выше ММВ, грубых без мелкозема и торфа любая	При любом типе промерзания, если торф в нижнем горизонте СТС, при одностороннем промерзании и двухстороннем с более ранним началом его сверху или одновременном сверху и снизу, если в этом горизонте рыхлые минеральные породы	Встречается в любой зоне области распространения СТС, типичен для солифлюкционных отложений

нистый по составу СТС всегда имеет простое криогенное сложение. В верхнем геокриологическом поясе СТС простого массивного криогенного сложения, видимо, преобладает.

Роль торфа в составе СТС, а следовательно, и свойственных ему типов простого криогенного сложения особенно велика в крайней северной и южной частях области СТС.

Шлировый тип простого криогенного сложения также возможен в любой зоне СТС на участках, где СТС сложен сильно заиленным торфом или сильно оторфованными супесями и суглинками, трещиноватыми коренными породами, а также на участках развития верховодки, обеспечивающей подток воды к фронту промерзания тонкодисперсных пород.

Поскольку в природных условиях образование того или иного типа простого криогенного сложения СТС определяется почти исключительно составом грунтов и не зависит от режима промерзания, в разных зонах и подзонах СТС, сложенный одинаковыми по составу породами, независимо от их генезиса имеет простое сложение одного и того же типа. Например, слабовлажные грубообломочные породы любого генезиса без мелкозема в любой подзоне имеют только массивное криогенное сложение, трещиноватые коренные – только шлировое и т. д.

Следовательно, типы простого криогенного сложения СТС азональны и изучение их не дает возможности установить какие-либо закономерности криогенного строения СТС. Оно позволяет говорить лишь о площадном распространении СТС с тем или иным типом простого сложения.

Сложное криогенное сложение

В зависимости от причины, обусловившей возникновение сложного криогенного сложения, его можно подразделить на два подкласса: закономерно-чередующийся, если он обусловлен только различиями в режиме промерзания пород и закономерно-чередующийся, обусловленный различиями не столько в режиме промерзания, сколько в составе пород по профилю СТС.

Закономерно-чередующийся подкласс представляет наибольший интерес. Изучение его доказывает строгую закономерность криогенного строения СТС. Этот подкласс доминирует на большей части области СТС. Даже в тех регионах, где он не является преобладающим по площади, он остается основным по значению. Криогенное строение СТС, на всю мощность сложенного незаторфованными суглинками и супесями с влажностью в среднем по слою выше ММВ, является эталоном для определения основного типа криогенного сложения СТС в данной зоне или подзоне.

В зависимости от характера чередования горизонтов с разным классом криотекстуры закономерно-чередующийся подкласс криогенного сложения подразделяется на четыре основных типа: 1) шлирово-массивный (двучленный); 2) шлирово-массивно-шлировый (трехчленный); 3) шлирово-массивно-шлирово-атакситовый (четырёхчленный), 4) шлирово-атакситовый (двучленный). Образование того или иного типа зависит исключительно от режима промерзания СТС, предопределяющего особенности сегрегационного и возможность сегрегационно-цементного

льдообразования в нем. Поэтому изменение типов данного подкласса сложного криогенного сложения подчиняется тем же закономерностям, что и режим промерзания СТС: широтной зональности и высотной поясности. Особенно важны наличие и интенсивность промерзания снизу. По имеющимся данным, криотекстура верхнего и среднего горизонтов СТС мало меняется с изменением широты места. Как в зоне островного, так и в зоне сплошного распространения СТС верхний горизонт его, сложенный суглинками, обычно имеет тонко-, реже микрошлировую частую и микрослоистую или сетчато-слоистую криотекстуру. Встречается также мелкосетчатая, реже микросетчатая криотекстура. В среднем горизонте во всех подзонах доминирует массивная криотекстура. Реже наблюдается микрошлировая частослоистая или сетчато-слоистая криотекстура, местами неполношлировая неполносетчатая и гнездовая. Характер криотекстуры в этих горизонтах больше зависит от влажности и степени оторфованности суглинков СТС, чем от режима их промерзания. Даже толщина ледяных шпиров и интервал между ними в верхнем горизонте слоя меняются в небольшом диапазоне: от 0,1–0,5 мм до 1–1,5 см, обычно менее 1 см. Исключение составляют единичные, как правило, шпирь сегрегационно-сублимационного льда. Наиболее существенные изменения с возрастанием широты и высоты места претерпевает криотекстура нижнего горизонта СТС. Изменение ее определяет многообразие типов сложного закономерно-чередующегося криогенного сложения СТС и закономерности их смены с изменением широты и высоты места. Отсюда ясна важнейшая роль промерзания СТС снизу в формировании его криогенного строения. Его наличие и интенсивность определяют криотекстуру нижнего горизонта СТС, а значит и тип сложного закономерно-чередующегося криогенного сложения. Выше указывалось, что промерзание пород снизу возможно лишь при температуре ММП ниже $-0,5^{\circ}$. При отсутствии промерзания снизу ледяные шпирь концентрируются в верхнем горизонте СТС. Средний и нижний горизонты имеют массивную криотекстуру. Таким образом, изотерма ММП $-0,5^{\circ}$ служит северной границей зоны СТС с двучленным шпирово-массивным основным типом криогенного сложения.

При температуре ММП от $-0,5^{\circ}$ до -5° в нижнем горизонте СТС формируется криотекстура другого класса – шпировая. Согласно имеющимся данным, это почти исключительно сегрегационно-шпировая криотекстура, обычно частослоистая или сетчато-слоистая; тонкошлировая. С продвижением к северу и северо-востоку в пределах СССР, с понижением температуры ММП от $-0,5^{\circ}$ до -5° она не претерпевает существенных изменений. Тип ее сохраняется, несколько возрастает толщина ледяных прослоек, частота их расположения и общая мощность нижнего шпирового горизонта. Появление шпировых криотекстур в нижнем горизонте СТС предопределяет смену основного типа криогенного сложения слоя с двучленного шпирово-массивного в зоне к югу от изотермы $-0,5^{\circ}$ на трехчленное шпирово-массивно-шпировое в зоне, ограниченной изотермами ММП $-0,5^{\circ}$ и -5° .

В пределах зоны ММП с температурой -5° и ниже в нижнем горизонте СТС меняется характер шпировой криотекстуры: она сохраняется

в верхней части этого горизонта, но не слоистая или сетчато-слоистая, доминирующая в предыдущей зоне, а мелко- и среднесетчатая тонко-, реже среднешлировая. В нижней части нижнего горизонта появляется атакситовая криотекстура. Появление ее обуславливает смену основного типа криогенного сложения с трехчленного в зоне, ограниченной изотермами ММП $-0,5$ и -5° , на четырехчленное шлирово-массивно-шлирово-атакситовое в зоне севернее изотермы -5° .

Таким образом, учет типа сложного закономерно-чередующегося криогенного сложения позволяет разделить область СТС на три зоны, в каждой из которых основным является СТС со строго определенным его типом. Естественно, что граница между этими зонами — не линия, а некоторая переходная зона, как и граница между температурными зонами ММП. В северной части каждой из зон, на отдельных участках с наиболее низкотемпературными для нее ММП, характерными для более северной зоны, может появляться СТС с несвойственным ей основным типом сложного криогенного сложения. Правда, в большинстве районов это наиболее заторфованные участки, а заторфованность, как указывалось, весьма существенно меняет тип и даже класс криогенного сложения слоя. Поэтому, хотя, например, в северной части зоны с трехчленным основным типом сложения на отдельных участках и создаются условия для возникновения четырехчленного типа закономерно-чередующегося криогенного сложения, реализуются они далеко не всегда из-за оторфованности пород по всему СТС.

Исследования криогенного строения СТС в долине р. Волчьей показали, что в северных районах СТС, сложенный суглинком, не всегда имеет четырехчленное криогенное сложение. На многих участках в среднем горизонте была не массивная, а микрошлировая мелко- и тонко-слоистая криотекстура, т. е. слой имел своеобразное двучленное шлирово-атакситовое криогенное сложение. Учитывая небольшую мощность СТС в северных районах и переувлажненность его грунтов, есть основания рассматривать двучленное шлирово-атакситовое криогенное сложение, как один из типов сложного закономерно-чередующегося криогенного сложения СТС. Образование его обусловлено не только интенсивным промерзанием снизу, но и переувлажнением суглинков в очень маломощном СТС. Южной границей зоны его распространения можно считать границу зоны СТС преобладающей мощностью менее 50 см.

Формирование закономерно-чередующегося сложного криогенного сложения СТС, как и простого, не зависит от генезиса пород СТС, каково бы ни было происхождение супесчано-суглинистых пород СТС, при достаточной влажности и одностороннем промерзании сверху они всегда будут иметь двучленное шлирово-массивное сложение, если нет дополнительного подтока влаги. При двухстороннем промерзании в зависимости от его интенсивности, но также независимо от генезиса, они будут иметь трехчленное, четырехчленное и двучленное шлирово-атакситовое сложение.

В зоне и на участках двухстороннего промерзания СТС с более ранним началом его снизу не только тонкодисперсные, но и грубодисперсные породы, слагающие СТС, имеют сложное закономерно-чередующее-

еся криогенное сложение. Но в отличие от тонкодисперсных, им свойствен лишь один его тип: массивно-базальный (двучленный).

Незакономерно-чередующийся подкласс сложного криогенного сложения не так азонален, как типы простого сложения СТС, и не так зонален, как типы закономерно-чередующегося. Он свойствен неоднородному по составу слою и образуется в результате искажения характерного для данной зоны основного типа сложения. Так, появление песков и более грубых пород без мелкозема в нижней части слоя существенно изменяет тип криогенного сложения СТС в зоне его двухстороннего промерзания (см.рис.5). В зонах СТС с трех- и четырехчленным закономерно-чередующимся криогенным сложением это приводит к образованию участков с двух- и трехчленным сложением, в зоне с двучленным шлирово-атакситовым сложением - к образованию участков с двучленным, но шлирово-базальным сложением при малой мощности грубозернистых пород и трехчленным шлирово-массивно-базальным сложением при большой их мощности. Появление таких пород в верхней части СТС всегда приводит к замене шлировой криотекстуры на массивную и соответствующему изменению типа криогенного сложения пород СТС.

Большая мощность торфяного горизонта, 50% и более от мощности СТС, также обуславливает появление массивной (или ложношлировой) криотекстуры в верхней части слоя. В зонах СТС с трех- и четырехчленным сложением благодаря этому возникают участки соответственно с двучленным массивно-шлировым и трехчленным массивно-шлирово-атакситовым типами сложения. В зонах с двучленным криогенным сложением в одном случае это приводит к замене его на простое массивное или двучленное массивно-шлировое (южная часть области СТС), в другом - к смене шлирово-атакситового на массивно-атакситовый или на массивно-шлирово-атакситовый (северная часть области СТС) в зависимости от мощности торфяного горизонта.

При большой мощности торфа, когда на отдельных небольших участках она равна мощности СТС, нижняя граница его приобретает весьма сложные очертания (Втюрина, 1966). Проникающие в торф языки суглинка сильно льдистые: горизонты со шлировой, в основном мелкосетчатой криотекстурой сочетаются в них с атакситовой, в каком бы горизонте слоя они не располагались. В слое такого состава преобладает массивная или ложно-шлировая криотекстура с отдельными участками шлировой и атакситовой в минеральных тонкозернистых породах.

Тип криогенного сложения СТС меняется также при оторфованности пород других его горизонтов. Оторфованность среднего горизонта в зонах трех- и четырехчленного криогенного сложения обуславливает появление в нем шлировых и неполношлировых криотекстур взамен массивной и соответствующую смену типа сложения слоя. Исключение составляют зоны с двучленным криогенным сложением: в южной это приводит лишь к увеличению мощности верхнего шлирового горизонта, в северной - влияет лишь на подтип и вид криотекстуры в нем.

Оторфованность нижнего горизонта, во-первых, приводит к исчезновению атакситовой криотекстуры, замене ее шлировой и соответствующему изменению типа криогенного сложения в зоне четырехчленного и в северной зоне его двучленного сложения. В зоне трехчленного сло-

жения СТС это вызывает лишь изменение подтипа и вида шлировой криотекстуры и нередко увеличение мощности нижнего шлирового горизонта. В южной зоне двучленного криогенного сложения СТС оторфованность тонкодисперсных пород нижнего горизонта может обусловить появление здесь шлировой криотекстуры.

При частом переслаивании торфа, мелко- и грубодисперсных пород без мелкозема в вертикальном профиле СТС возникает многочленное криогенное сложение. Число и положение шлировых горизонтов в вертикальном профиле слоя в этом случае определяются в основном числом и положением горизонтов пород, способных к сегрегационному льдообразованию.

Зональность сложного незакономерно-чередующегося криогенного сложения слоя проявляется в том, что никакой порядок напластования разных по составу пород не может обеспечить появление атакситовой криотекстуры в нижнем горизонте слоя, если этому не способствуют условия промерзания его снизу. В табл. 4 указаны наиболее часто встречающиеся типы незакономерно-чередующегося сложения СТС.

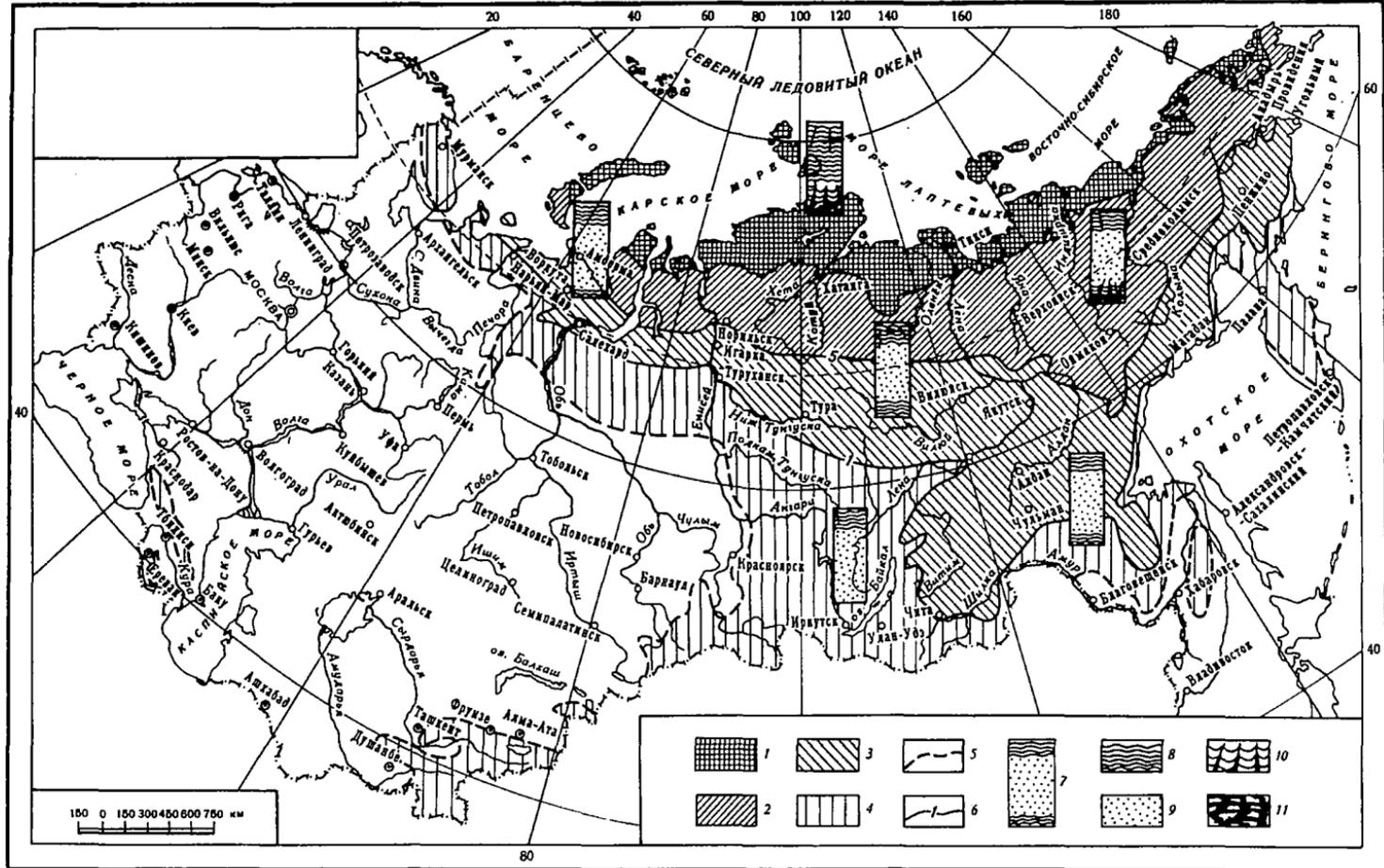
Таким образом, основные закономерности криогенного строения СТС, присущие данной зоне или подзоне, можно познать, лишь установив основной тип сложного закономерно-чередующегося криогенного сложения его пород. Простое и сложное незакономерно-чередующееся сложение СТС — результат искажения этого основного типа под влиянием состава пород. Их типы преимущественно азональны. Появление их сильно осложняет общую картину криогенного строения СТС. Преобладание их в том или ином районе необходимо учитывать при районировании СТС.

На рис. 26 показаны зоны с определенным основным типом закономерно-чередующегося криогенного сложения СТС. Граница северной зоны СТС с двучленным шлирово-атакситовым основным типом сложения совпадает, как было показано выше, с границей зоны, в которой преобладающая мощность его менее 50 см. Зона СТС с четырехчленным основным типом криогенного сложения с юга ограничена геоизотермой -5° . Положение ее показано в соответствии с геокриологической картой И. Я. Баранова (1956). На геокриологических картах до сих пор не отражалось положение геоизотермы $-0,5^{\circ}$. Поэтому на составленной нами схематической карте мы не смогли показать южную границу зоны СТС с трех-



Рис. 26. Схематическая карта типов закономерно-чередующегося криогенного сложения пород СТС. Составила Е.А.Втюрина.

1 — зона СТС с двучленным шлирово-атакситовым криогенным сложением; 2 — зона СТС с четырехчленным шлирово-массивно-шлирово-атакситовым криогенным сложением; 3 — зона СТС с трехчленным шлирово-массивно-шлировым криогенным сложением; 4 — зона СТС преимущественно с двучленным шлирово-массивным криогенным сложением; 5 — граница области СТС; 6 — граница зон с разными типами криогенного сложения СТС; 7 — колонка, отображающая тип закономерно-чередующегося криогенного сложения СТС. Криогенная текстура: 8 — слоистая; 9 — массивная; 10 — сетчатая; 11 — атакситовая



членным основным типом сложения. Вместо нее пришлось показать границу, к северу от которой лежит зона со свойственным ей трехчленным криогенным сложением СТС, а к югу зона с двумя основными типами его сложения: с трехчленным на участках ММП с температурой ниже $-0,5^{\circ}$, и двучленным на участках, где она выше $-0,5^{\circ}$. Доминирует особенно в южной ее части, вероятно, второй из них. Границей между этими двумя зонами служит геозотерма -1° , положение которой показано также в соответствии с геокриологической картой И. Я. Баранова.

Знание основного типа криогенного сложения СТС, свойственного той или иной зоне, позволяет прогнозировать его сложение на участках с неоднородным составом пород, а также предсказывать возможные изменения криогенного сложения СТС каждой зоны при изменении природных условий.

3. КРИОГЕННОЕ СЛОЖЕНИЕ ПОРОД КАК ОДИН ИЗ ОСНОВНЫХ ПРИЗНАКОВ КЛАССИФИКАЦИИ И РАЙОНИРОВАНИЯ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Неоднородность криогенного сложения СТС и строгие закономерности его изменения в пространстве указывают на возможность учета его как одного из основных классификационных признаков СТС. Примерно до 1960–1961 гг. особенности криогенного строения вообще не учитывались при классификации и районировании СТС. В последнее время такие попытки предпринимались, однако из-за незнания основных закономерностей криогенного строения СТС было неясно, какую из характеристик, входящих в это понятие, следует учитывать. Так, Е. Г. Катасонова (1961) для района среднего течения р. Далдын сделала попытку отразить на карте "криолитологические разновидности" СТС, учитывая фашиальную принадлежность пород и их криотекстуру, причем как характерный для СТС указан в основном один ее тип. Однако такой подход справедлив лишь в отношении СТС простого сложения. При сложном криогенном сложении СТС характерными для него являются все наблюдающиеся в нем виды, типы и классы криотекстуры. Указание лишь одной из них как основной создает ложное впечатление исключительно простого криогенного сложения СТС на исследуемом участке.

В 1961 г. нами, а в 1966 г. И. И. Шамановой была предпринята попытка при районировании СТС учесть особенности изменения криотекстуры по вертикальному профилю. Однако это никак не отображалось на картах, указывалось лишь в описании каждого типа СТС, выделенного по другим признакам.

Изучение криогенного строения СТС показало, что одним из основных принципов классификации и районирования СТС должен быть характер криогенного сложения, его класс, подкласс и тип (Втюрина, 1968а, 1969а). Это комплексная характеристика, в изменении которой особенно четко проявляются закономерности криогенного строения СТС. В сочетании с криотекстурой она позволяет судить об изменении характера льдообразования в СТС, типа подземного льда, льдистости его пород. Строгая зависимость типа криогенного сложения СТС от состава пород и режи-

ма их промерзания делает этот признак применимым как при мелко-масштабном, так и при крупномасштабном районировании и картографировании СТС.

Не менее важно, что учет характера криогенного сложения СТС позволяет сократить число признаков, отображаемых на картах СТС без ущерба детальности его характеристики.

Показ характера криогенного сложения СТС, особенно в сочетании с районированием его по мощности, позволяет почти полностью пренебречь отражением на картах, преимущественно мелкомасштабных, состава пород, если не требуется детальная характеристика. Сложное закономерно-чередующееся криогенное сложение может служить надежным признаком довольно однородного супесчано-суглинистого состава СТС, а незакономерно-чередующееся — переслаивания супесей и суглинков с торфом, песком и более грубыми породами.

Несколько сложнее с участками СТС простого криогенного сложения. Если простое массивное сложение СТС показано в зоне островного его распространения, это служит в основном указанием на торф в его составе в нижнем геокриологическом поясе и грубообломочные породы — в верхнем. В зоне сплошного распространения это может быть торф, песок и более грубозернистые породы без мелкозема в любом высотном поясе. В таком случае определить состав слоя помогает его мощность: в торфе она наименьшая, в грубозернистых грунтах наибольшая для данной зоны. То же касается СТС с простым шлировым сложением. Это в основном сильно, равномерно оторфованные тонкодисперсные породы, реже трещиноватые коренные, глубина протаивания которых резко различна. Лишь ложношлировая криотекстура слоя с простым типом сложения в любой зоне служит указанием на торф в его составе.

Кроме того, отражение на картах характера криогенного сложения СТС позволяет почти полностью пренебречь отражением режима промерзания пород, также если не требуется его детальная характеристика. О закономерностях промерзания СТС: двухстороннее или одностороннее, с более ранним началом его сверху, снизу, одновременным сверху и снизу, можно судить по типу сложного закономерно-чередующегося криогенного сложения. Четырехчленное сложение с характерной для него атакситовой криотекстурой в нижней части слоя — надежный признак двухстороннего промерзания СТС с более ранним началом его снизу. Трехчленное со слоистой или сегчато-слоистой криотекстурой в нижнем горизонте слоя — показатель двухстороннего промерзания с одновременным началом его сверху и снизу при большой мощности этого горизонта и более позднего начала промерзания снизу при малой его мощности. Двучленное сложение — показатель одностороннего промерзания СТС сверху. О режиме промерзания СТС с простым криогенным сложением можно судить по режиму его на соседних участках со сложным закономерно-чередующимся сложением слоя.

Таким образом, учет при классификации, районировании и отображение на картах типа криогенного сложения СТС повышает детальность его характеристики, дает возможность передать и получить значительно большую информацию о данном слое, чем показ состава пород, их средней влажности и скорости промерзания при меньшей нагрузке карты.

ПРАКТИЧЕСКОЕ И НАУЧНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ
КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Знание основных характеристик СТС необходимо при любом виде хозяйственного освоения области его распространения, особенно мощности СТС. Необходима была разработка методов ее определения по разновременным разовым замерам или расчетным путем с учетом климатических условий и тепловых характеристик пород. Изучение криогенного строения СТС позволяет предложить еще один довольно точный метод определения его мощности, практически независимый от времени полевых исследований – криотекстурный. Попытки разработать этот метод предпринимались неоднократно. В 1961 г. А.М.Пчелинцев предложил по различию криотекстуры СТС и ММП определять максимальную за многолетний период мощность данного слоя. Он справедливо оговорил применимость этого метода только к районам с эпигенетическими ММП.

Однако установленные выше закономерности криогенного строения СТС показывают возможность разработки криотекстурного метода определения его современной годичной мощности. Такая попытка была предпринята нами в 1963 г. применительно к району пос. Анадьрь. В основу этого метода были положены различия в криотекстуре не нижней части СТС и верхней части ММП, а различия ее в вертикальном профиле самого СТС. В том случае, когда самая верхняя часть мерзлой толщи сингенетическая по типу формирования, ее криотекстура почти не отличается от криотекстуры нижнего горизонта СТС. Различия же в криогенной текстуре по вертикальному профилю СТС наблюдаются почти всегда, кроме участков СТС с простым криогенным сложением.

Криотекстурный метод применим в основном к СТС со сложным закономерно-чередующимся криогенным сложением. Поскольку такое сложение наиболее характерно для СТС, область применения криотекстурного метода весьма обширна. Практически это почти вся область СТС, за исключением участков, на которых нижняя часть СТС имеет массивную криотекстуру. Это участки СТС с простым, двучленным шлирово-массивным и незакономерно-чередующимся криогенным сложением, обусловленным грубозернистостью нижнего горизонта.

В СТС с закономерно-чередующимся криогенным сложением текстура нижнего горизонта, как было показано, не остается постоянной. Поэтому нельзя какой-то один тип ее рекомендовать в качестве отличительного признака данного горизонта для всей области СТС. Так, смена с глубиной массивной криотекстуры на слоистую или сетчато-слоистую служит указанием на появление нижнего горизонта слоя лишь

в подзоне СТС с трехчленным сложением. Севернее геоизотермы -5° маркирующей для нижнего горизонта является атакситовая криотекстура. Однако для более точного определения мощности слоя криотекстурным методом необходимо знать среднюю мощность его нижнего горизонта, поскольку криотекстура его нередко весьма сходна с текстурой верхней части мерзлой толщи. По имеющимся данным, мощность нижнего горизонта с атакситовой криотекстурой 4–7 см. Следовательно, при четырехчленном и двучленном шлирово-атакситовом криогенном сложении слоя нижняя поверхность его лежит на 4–7 см ниже положения поверхности горизонта с атакситовой криотекстурой. Бóльшей мощности нижний горизонт слоя при атакситовой текстуре его пород может достигать на арктических островах, где температура ММП ниже -10° . Но данных об этом нет. При трехчленном закономерно-чередующемся сложении СТС маркирующим является нижний шлировый горизонт. Но криотекстура верхней части ММП нередко сходна с криотекстурой нижней части СТС. Поэтому для определения мощности СТС при трехчленном криогенном сложении необходимо знать возможную в данных условиях мощность его нижнего шлирового горизонта. Как указывалось, при естественной влажности пород СТС она зависит в основном от интенсивности охлаждения снизу, показателем которой может служить температура ММП. Имеющиеся данные позволяют указать следующую величину его в зависимости от температуры ММП.

Температура много- летнемерзлых пород, °С	-0,5 - 1	-1 - 3	-3 - 5
---	----------	--------	--------

Мощность нижнего шли- рового горизонта, см	от 1-2 до 5	от 5 до 8-10	от 8-10 до 15-20
---	-------------	--------------	------------------

Следовательно, нижняя поверхность СТС в зависимости от температуры ММП находится на расстоянии от 1–2 до 15–20 см ниже поверхности нижнего шлирового горизонта, имеющего обычно слоистую или сетчато-слоистую криотекстуру. Ошибка определения мощности СТС при четырехчленном и двучленном шлирово-атакситовом криогенном сложении не превышает 2–3 см, т.е. 5–10%, а при трехчленном 5–10 см, т.е. также примерно 5–10%. Большинство расчетных методов дают меньшую точность определения мощности СТС.

Основным преимуществом расчетных методов определения мощности СТС по сравнению с методом экстраполяции (Тумель, 1945 и др.) и даже натурными определениями считается возможность прогноза ее изменений с изменением природных условий. Знание закономерностей криогенного строения СТС позволяет повысить точность такого прогноза. Увеличение мощности СТС происходит в результате протаивания самой верхней части ММП, обычно сингенетической. Криотекстура ее близка к текстуре нижнего горизонта СТС. Поэтому знание криотекстуры и льдистости пород нижнего горизонта СТС позволяет точнее рассчитать величину смещения его границы при изменении природных условий.

Рассчитывать приращение мощности СТС следует с учетом осредненных теплофизических и влажностных характеристик не только СТС, но и верхней части ММП. По осредненным характеристикам СТС можно подсчитать лишь тепловой поток к его нижней поверхности при изменении условий. Для расчета же увеличения его мощности необходимо знать теплофизические характеристики верхней части мерзлой толщи или нижнего горизонта слоя, существенно отличные от средних по СТС. Даже в южных районах, как указывает П.Н.Каптерев (1938), льдистость мерзлой толщи нередко в два раза больше, чем СТС. Тем более это касается северных районов. Если изменение условий ведет к уменьшению СТС, для прогноза его будущей мощности также необходимо знание криогенного строения слоя. В этом случае для расчетов следует брать значения влажности и льдистости СТС: а) несколько меньше средних для него значений при первоначальных условиях, если слой имеет трех- и четырехчленное криогенное сложение и двухчленное шлирово-атакситовое, б) увеличить немного их значения при шлирово-массивном сложении слоя, соответственно изменив значения теплофизических характеристик. В первом случае сокращение мощности слоя ведет к исключению из его состава наиболее льдистого нижнего горизонта или части его, и следовательно, уменьшению средней влажности слоя, во втором - к некоторому увеличению ее, поскольку исключается слабовлажный массивный горизонт или часть его. Это необходимо учитывать при расчетах, независимо от того, какой будет влажность слоя после протаивания в новых условиях. Это своего рода первый этап прогноза изменения мощности СТС. Затем необходимо рассчитать мощность СТС в новых условиях, приводящих нередко к изменению также криогенного сложения СТС, влажности его пород. Изменение мощности СТС может существенно повлиять на его состав и сложение. При увеличении мощности СТС в его составе могут браться породы, резко отличные от слагающих его ранее, например, грубодисперсные или торф при супесчано-суглинистом составе СТС до начала изменений или наоборот. Это неизбежно скажется на криогенном строении и свойствах пород СТС. Закономерно-чередующееся криогенное сложение может смениться незакономерно-чередующимся с соответствующим изменением влажности и льдистости нижнего горизонта и средних по СТС. При уменьшении мощности СТС может наблюдаться и обратная смена подклассов сложного криогенного сложения и даже смена его простым. Кроме того, необходимо учитывать диапазон возможных изменений температуры ММП, поскольку она предопределяет режим промерзания (одностороннее, двухстороннее) и характер криогенного сложения СТС. При существенных изменениях температуры ММП меняется характер закономерно-чередующегося криогенного сложения СТС даже без изменения состава его пород. Все это влияет на мощность СТС и должно учитываться при прогнозе ее изменений.

Тесная связь между характером сложного закономерно-чередующегося криогенного сложения СТС и температурой подстилающих ММП позволяет приближенно оценить данную температуру по особенностям криогенного строения СТС. Это также имеет большое практическое

значение, особенно если учитывать, что температура ММП довольно изменчива в пространстве, а глубоких скважин, специально оборудованных для температурных наблюдений, не так уж много. Изучение криогенного строения СТС в этом случае позволяет несколько детализировать представление о температуре мерзлых толщ исследуемого района.

Изучение криогенного строения СТС позволяет определить участки, наиболее опасные в отношении солифлюкционного смещения, оплывания и просадок грунтов при изменении природных условий. К ним относятся, прежде всего, участки СТС со шлирово-атакситовым двучленным и четырехчленным криогенным сложением и участки с наличием крупных масс подземных льдов.

Знание основных закономерностей криогенного строения СТС позволяет в какой-то мере предугадывать динамику и относительную величину пучения грунтов при промерзании. Как известно, пучинистыми считаются породы, увеличивающие свой объем при промерзании более чем на 9%, т.е. более, чем на величину объемного расширения свободной воды при переходе в лед. Пучение промерзающих пород более чем на 9% связано в основном с сегрегационным и сегрегационно-цементным льдообразованием. Поэтому интенсивность и закономерности проявления данных типов льдообразования в породах СТС неизбежно должны предопределять интенсивность и особенности режима пучения данных пород при промерзании. Исходя из особенностей криогенного строения СТС, можно высказать следующие соображения о возможном режиме морозного пучения пород СТС при разных геокриологических условиях. На участках со шлирово-массивным сложением СТС оно проявляется в основном в начальный период промерзания продолжительностью около 1-1,5 месяца, когда формируется верхний шлировый горизонт. Это подтверждается наблюдениями В.О.Орлова (1962) в районе г.Игарки. СТС экспериментальной площадки сложен пылеватými супесями и суглинками, средней влажностью 34-36% при влажности предела текучести от 34,9 до 42,5% и предела раскатывания от 21,4 до 27,1%. Некоторые различия в составе и влажности пород обусловили неоднородность пучения в разных точках площадки. Однако по всем 30 точкам максимум пучения приходится на октябрь - первую половину ноября.

В подзоне трехчленного закономерно-чередующегося криогенного сложения СТС с более поздним началом промерзания пород снизу, чем сверху, режим пучения пород сходен с вышеописанным, но несколько растянут во времени. По нашим наблюдениям в районе г.Воркуты в 1962-1963 гг., на участках пятнистой тундры, где температура ММП около $-1,0^{\circ}$ $-1,5^{\circ}$, промерзание СТС снизу начинается на 1-1,5 месяца позднее, чем сверху. За это время успевает сформироваться верхний шлировый горизонт, обуславливающий довольно интенсивное пучение. По данным А.В.Голубева за 1954 г., на таких участках к середине ноября пучение наибольшее и достигает 80 мм. Формирование нижнего шлирового горизонта, во времени сменяющее формирование верхнего, удлиняет период пучения. Оно продолжается до конца ноября и, по данным А.В.Голубева, увеличивает общую величину пучения пород на 3-4 мм.

Таким образом, более позднее начало промерзания СТС снизу, чем сверху, не увеличивает интенсивность пучения, но несколько удлиняет его период и общую величину, по сравнению с более южной подзоной. Максимальная интенсивность пучения в этой подзоне приходится на начало периода промерзания.

В северной части подзоны с тем же основным типом криогенного сложения СТС, но при условии одновременного начала промерзания его сверху и снизу, пучение при промерзании пород идет более интенсивно и более неравномерно во времени. Максимальной интенсивности оно достигает в первый месяц промерзания, когда идет одновременное формирование шлировой криотекстуры в верхнем и нижнем горизонтах СТС. Позднее при формировании массивной криотекстуры в среднем горизонте пучение пород должно вообще прекращаться.

В подзоне четырехчленного сложения СТС с началом промерзания пород снизу развивается и процесс их пучения. Через одну-две недели в зависимости от разницы во времени между началом промерзания слоя снизу и сверху интенсивность пучения резко возрастает. Пучение за счет льдообразования в нижнем горизонте усиливается сегрегационным льдообразованием в верхнем горизонте слоя. Позднее, через 1-2 недели, оно или совсем прекращается, или проявляется весьма незначительно.

Наиболее интенсивное пучение пород СТС при промерзании должно быть свойственно северной подзоне со шлирово-атакситовым сложением. Здесь оно продолжается весь период промерзания слоя при максимальной интенсивности в середине периода, когда промерзание пород снизу начинает сочетаться с промерзанием их сверху.

Таким образом, по динамике и интенсивности пучения супесчано-суглинистых пород СТС при промерзании область его распространения можно разделить на пять зон: 1) зона наименее интенсивного пучения, наблюдающегося только в начальный период промерзания. Занимает южную часть области СТС, где промерзание пород одностороннее и слой имеет шлирово-массивное криогенное сложение; 2) зона интенсивного пучения промерзающих пород на протяжении большей части периода их промерзания. Расположена севернее первой, ограничена геоизотермами $-0,5^{\circ}$ и -4° . Промерзание пород слоя двухстороннее с более поздним началом промерзания снизу. Сложение слоя трехчленное; 3) зона очень интенсивного пучения пород в начальный период промерзания при отсутствии его во второй половине периода. Ограничена геоизотермами -4° и -5° . Промерзание СТС двухстороннее с одновременным началом сверху и снизу. Сложение слоя трехчленное; 4) зона интенсивного пучения пород слоя в начале периода промерзания, очень интенсивного в середине его и практического отсутствия его в конце периода. Расположена к северу от геоизотермы -5° . Промерзание слоя двухстороннее с более ранним началом промерзания снизу; сложение слоя четырехчленное; 5) зона очень интенсивного пучения практически на протяжении всего периода промерзания слоя. Занимает самую северную часть области. Промерзание слоя двухстороннее с более ранним началом промерзания снизу. Криогенное сложение двучленное шлирово-атакситовое. Положение названных зон показано на составленной нами схемати-

ческой карте (рис. 27). Данная карта построена на основе особенностей криогенного строения СТС с закономерным-чередующимся сложением. Она дает лишь общее представление об изменении динамики пучения промерзающих тонкодисперсных грунтов с изменением широты места. Но поскольку динамика этого процесса находится в прямой связи с динамикой сегрегационного льдообразования, изучение криогенного строения СТС дает возможность более детально предсказывать особенности процесса пучения на разных участках даже небольшого района.

Указанные основные различия в динамике пучения промерзающих тонкодисперсных пород СТС в пределах СССР будут сохраняться до тех пор, пока кардинально не изменится его криогенное сложение. Но это — одна из очень устойчивых характеристик СТС. Для общего не локального изменения его необходимо общее изменение температуры ММП в зоне с нулевыми годовыми амплитудами. А это очень длительный процесс.

Знание динамики пучения промерзающих тонкодисперсных пород с закономерным-чередующимся криогенным сложением позволяет предсказывать также режим пучения пород СТС с незакономерно-чередующимся сложением. Если породами, неспособными к сегрегационному льдообразованию, сложена средняя часть СТС, то режим пучения останется без изменения в зоне трехчленного и двухчленного шлирово-массивного его сложения. В зоне шлирово-атакситового сложения, где пучение тонкодисперсных пород СТС наблюдается весь период промерзания, при указанном составе пород оно будет развиваться лишь в первую половину периода промерзания. Наличие пород, неспособных к сегрегационному льдообразованию, в нижнем горизонте СТС сближает режим пучения пород СТС в зонах его двухстороннего промерзания с режимом данного процесса в зоне его одностороннего промерзания сверху. Появление таких пород в верхней части СТС в зонах с двухчленным шлирово-массивным и трехчленным основными типами сложения резко меняет режим пучения пород СТС, обуславливая его развитие лишь во второй половине периода. В зонах четырехчленного и двухчленного шлирово-атакситового типов криогенного сложения в таком случае лишь несколько уменьшается интенсивность пучения в первую половину периода промерзания.

Возможность подтока влаги со стороны в промерзающие породы СТС, как правило, удлиняет период их пучения и интенсивность его проявления. Исключение составляют две северных зоны с двух- и четырехчленным основным криогенным сложением, где породы СТС обычно увлажнены до полной влагоемкости. Подток влаги обуславливает локальное очень интенсивное пучение на протяжении преимущественно большей второй половины периода промерзания СТС и формирование сезонных бугров сегрегационного пучения.

Знание криогенного строения СТС позволяет правильнее разобраться в причинах оползания и оплывания откосов и разработать рациональные приемы борьбы с ними.

Научное значение изучения криогенного строения СТС недооценивается до сих пор. Изложенные выше представления о закономерностях криогенного строения СТС показывают важность и перспективность

изучения этой проблемы. СТС – уникальная природная лаборатория, позволяющая исследовать не только практически все природные механизмы льдообразования в грунтах, но и относительную роль каждого из них в формировании криогенного строения грунтов. Несмотря на незначительную по сравнению с ММП мощность СТС, ему присущи практически все типы льдообразования и текстурообразующих льдов и все основные типы криогенных текстур. Поэтому изучение криогенного строения СТС, не требующее столь большого объема земляных работ, как изучение этой характеристики ММП, позволяет уточнить, детализировать, а иногда и пересмотреть представления о механизме образования подземных льдов и криогенных текстур, о зависимости их от ряда природных факторов. Особенно важно, что, изучая особенности криогенного строения СТС, исследователь точно знает условия его формирования. В пределах СССР, как уже было показано, прослеживается вся гамма возможного криогенного строения СТС при самых различных климатических и геокриологических условиях. Познавание основных закономерностей криогенного строения СТС послужило основой для создания криотекстурного метода изучения ММП, ведущего метода литокриологии (Втюрин, Втюрина, 1973). В комплексе с другими методами современной палеогеографии и палеоклиматологии он позволяет установить тип формирования ММП и палеогеокриологические, а следовательно, и палеогеографические условия в период накопления сингенетических ММП.

Таким образом, с изучением криогенного строения СТС связан целый ряд проблем, имеющих большое научное и практическое значение. Нами названы лишь те проблемы, связь которых с изучением этой характеристики СТС на современном этапе не вызывает сомнений. Но изучение литокриологии СТС еще только начинается. Поэтому сейчас трудно полностью оценить ее значение. Можно высказать лишь предположение, что, по-видимому, большая часть проблем геокриологии так или иначе связана с необходимостью детального изучения криогенного строения СТС.

Рис. 27. Схематическая карта режима пучения пород СТС при промерзании без дополнительного подтока влаги. Составила Е.А.Втюрина.

1 – зона очень интенсивного пучения пород на протяжении всего периода промерзания СТС; 2 – зона интенсивного пучения пород СТС в начале периода промерзания, очень интенсивного в середине его и практического отсутствия пучения в конце периода; 3 – зона очень интенсивного пучения пород СТС в начале периода промерзания при практическом отсутствии его во второй половине периода; 4 – зона интенсивного пучения пород СТС на протяжении всего периода промерзания; 5 – зона наименее интенсивного пучения, наблюдающегося преимущественно в начальный период промерзания, с участками интенсивного, аналогичного пучению в зоне 4; 6 – граница области СТС; 7 – границы зон с разным режимом пучения пород СТС

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ
СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Различаются два периода исследований: подготовительный и основной.

Подготовительный период. До начала полевых работ необходимо ознакомиться с имеющимися данными по природным условиям района, по основным характеристикам СТС.

Основная задача в этот период – организация и проведение наблюдений за режимом промерзания грунтов, изменением их влажности и температуры, пучением грунтов при промерзании, изменением высоты снежного покрова, плотности снега и т.д.

Путем маршрутного обследования района и дешифрирования аэро-снимков составляется карта природного микрорайонирования с учетом распространения и мощности СТС.

В пределах каждого микрорайона или на наиболее характерных, с одной стороны, и наиболее разнящихся по характеристикам – с другой, оборудуются стационарные площадки, устанавливается комплекс измерительной аппаратуры. Основное требование при этом – как можно меньше нарушать природные условия при установке приборов и работе с ними.

Наряду с естественными следует оборудовать площадки с нарушенными условиями: 1) без растительного покрова, 2) без снежного покрова, 3) без растительного и снежного покровов. Это позволит детальнее разобраться в вопросе о влиянии скорости промерзания на криогенное строение грунтов.

Обязательное требование ко всем стационарным площадкам – они не должны быть слишком малы по размерам и влиять одна на другую. Приборы должны устанавливаться в центре площадки, где воздействие окружающей местности наименьшее.

Комплекс приборов на площадках примерно одинаков. Это приборы, предназначенные для измерения температуры грунтов, хода их промерзания, пучения, высоты снежного покрова, теплоточков в СТС и т.д. Методы определения характера площадного распространения СТС, мощности, состава пород, а также методы изучения температурного, влажностного режима СТС, режима промерзания его пород рассмотрены ранее (Втюрина, Чернядьев, 1971).

Если прежде на выбранном участке не проводилось детальных геокриологических исследований и неизвестна температура ММП в зоне с нулевыми годовыми амплитудами, на каждой площадке нужно пройти по одной глубокой скважине в целях определения температуры.

Оборудование площадок должно быть закончено не менее, чем за полмесяца до начала промерзания грунтов, чтобы восстановилась их

температура, нарушенная при установке приборов. Показания приборов следует снимать через 1-2 дня на протяжении периода промерзания грунтов. Отбор проб на влажность производится 2-3 раза в месяц не только на площадках, но и за их пределами. Это позволит составить представление о влажностном режиме грунтов в период промерзания на различных типах местности, о миграции влаги к фронту промерзания или ее отсутствию. При отборе проб, кроме глубины, следует отмечать, из талого или мерзлого грунта она взята. По каждой скважине, где и когда бы она не проходила, ведется подробное описание состава и сложения пород и отбираются пробы на влажность.

Плотность снега определяется 1-2 раза в месяц с помощью плотномера. Если высота снежного покрова превышает высоту снегомерного цилиндра, плотность снега следует определять по соседству с площадкой в аналогичных условиях, чтобы не нарушать естественные условия снегонакопления. Исключение составляют лишь площадки с нарушенными природными условиями, которым не будет природных аналогов. На таких площадках проходку шурфов в снегу следует производить как можно дальше от места установки приборов, а шурф зарыть после замера плотности снега, пометив место его проходки.

Зная из климатического справочника или по предшествующим наблюдениям срок полного летнего протаивания грунтов в данном или соседних районах, провести съемку и составить карту мощности СТС.

В результате наблюдений, проведенных в подготовительный период, исследователь получает представление о сроках и режиме промерзания грунтов СТС на каждой площадке, о содержании и распределении влаги в грунтах до промерзания и изменении их в процессе промерзания грунтов, о градиентах температуры в промерзающих сверху и снизу частях слоя и талой его части до полного промерзания, о режиме морозного пучения грунтов СТС, о величине теплоточков в нем. На основе полученных данных составляются термоизоплеты грунта, графики хода его промерзания и пучения, графики высоты и плотности снежного покрова и т.д. Поскольку изучение криогенного строения пород СТС невозможно без проходки шурфов и канав, работу на стационарных площадках не следует планировать на длительный срок.

Основной период начинается с проходки шурфа или канавы на той площадке, на которой закончилось промерзание СТС. Глубина выработки должна на 30-50 см превышать мощность СТС, чтобы была возможность сравнить криотекстуру его нижней части и верхней части ММП.

Изучение криогенного строения пород СТС начинается с установления класса, подкласса и типа их криогенного сложения: простой или сложный (дву-, трех- или четырехчленный), закономерно- или закономерно-чередующийся. Путем визуального обследования стенок выработки устанавливается число горизонтов с разными классами криотекстуры (массивной, шлировой и т.д.), определяется их мощность, глубина залегания, порядок напластования, протяженность вдоль стенок выработки. Если какие-либо горизонты выклиниваются, указывается изменение их мощности по простиранию. Отмечается приуроченность горизонтов с разными классами криотекстуры к прослойкам грунтов

определенного состава, наличие отдельных участков с иным типом криотекстуры, несвойственным горизонту в целом и приуроченность их к грунтам определенного состава. Указывается характер верхней и нижней поверхности горизонтов с разными классами криотекстуры: ровная, неровная и причины извилистости или волнистости, параллельная дневной поверхности или наклонная к ней, совпадает с направлением первичной слоистости пород или сечет ее, отклонения от основного направления на участках развития микроформ рельефа, их направление и амплитуда. В масштабе, позволяющем в дальнейшем отразить характер криотекстуры каждого горизонта, вычерчивается литологический разрез выработки, позднее уточняемый по результатам анализов. Затем приступают к детальному изучению особенностей криотекстуры СТС.

Изучение криотекстуры каждого горизонта начинают с установления ее подкласса, типа, подтипа и вида (класс криотекстуры определяется при изучении криогенного сложения слоя). Проще всего это сделать по отношению к горизонтам с массивной криотекстурой. По характеру распределения льда в породе и степени заполнения им пор выделяют типы массивной текстуры: контактно-, пленочно-, порово-массивную. Если в данном горизонте наблюдается несколько типов массивной криотекстуры, указывают порядок их взаимопереходов по разрезу, мощность прослоек с каждым ее типом, их связь с составом грунтов. Особо отмечается наличие горизонта с базально-массивной криотекстурой и его мощность. Сложнее определить подтип и вид шлировой криотекстуры. Визуально определяется лишь тип шлировой криотекстуры (сетчатая, слоистая, сетчато-слоистая). Все остальные характеристики: толщина и длина шлиров, интервал между ними по нормали к плоскости шлиров и в направлении плоскости их развития измеряются с помощью линейки и измерительной лупы. Устанавливается преобладающий, максимальный и минимальный размер названных характеристик, степень их однородности и закономерности их изменения по разрезу (утолщение или утоньшение шлиров, увеличение или уменьшение интервалов, изогнутости шлиров, незамкнутости сетки их и т.д.). Следует также обратить внимание на особенности сочленения горизонтальных и вертикальных шлиров при сетчатой криотекстуре: наличие и направление (вверх, вниз) отклонений горизонтальных шлиров на контакте с вертикальными, угол отклонения, изменение толщины шлиров льда и т.д. Возможно, это поможет понять причины отклонений.

При сопоставлении данных о криогенном строении СТС с режимом промерзания грунтов и режимом их влажности в период промерзания, градиентами температуры в промерзающей сверху и снизу частях слоя, выявляется зависимость криотекстуры грунта от скорости промерзания грунта, интенсивности охлаждения и влажности данного горизонта перед промерзанием. Сопоставление криотекстуры грунтов с ходом их пучения при промерзании позволяет установить, при каком виде шлировой криотекстуры пучение наибольшее (наименьшее) и какой режим промерзания благоприятствует (противодействует) пучению грунтов данного состава и данной влажности. Если были установлены дифференциальные пучиномеры, интересно сравнить величину и ход пучения грун-

тов при формировании верхнего шлирового горизонта, промерзающего сверху и при формировании нижнего, промерзающего снизу.

Если в разрезе наблюдается горизонт с атакситовой криотекстурой, обращается внимание на форму, расположение грунтовых включений, замеряется их размер (преобладающий, максимальный, минимальный), расстояние между ними по горизонтали и вертикали. Весьма интересно сравнить величину пучения грунтов, обусловленную формированием этого горизонта с величиной пучения при формировании шлировых горизонтов.

Характер криотекстуры пород изображается на чертеже рядом с литологической колонкой. Это удобно, поскольку позволяет видеть зависимость вида или типа криотекстуры грунтов от их состава.

Из каждого горизонта с разными типами, подтипами и видами криотекстуры отбирают образцы мерзлого грунта для определения влажности пород, объемного веса, гранулометрического, микроагрегатного и минералогического состава, состава обменных катионов, содержания органических примесей, определения влажностных характеристик (гигроскопическая влажность и максимальная молекулярная влагоемкость), пластических свойств пород (предел раскатывания, предел текучести, число пластичности), удельного веса. В полевых условиях обычно определяются две характеристики – влажность и объемный вес мерзлого грунта. Целесообразно определять суммарную влажность (цементную и шлировую) и цементную влажность грунтовых прослоек между шлирами льда в горизонтах со шлировой и атакситовой криотекстурой, а также цементную влажность при разных типах массивной криотекстуры. Для того чтобы судить, есть подток влаги извне в промерзающие породы СТС или нет, следует определить среднюю по слою влажность методом бороздки и сравнить ее со средней влажностью его грунтов до начала промерзания. Объемный вес мерзлого грунта определяется методом гидростатического взвешивания, прибором Крохиной и методом кольца. Все остальные анализы грунтов производятся в специальных лабораториях.

Наряду с изучением криогенного сложения и криотекстуры пород СТС исследуются наблюдающиеся в нем подземные льды. Изучение их обычно ведется комбинированным методом: полевым и лабораторным в полевой лаборатории или специально оборудованной холодильной камере.

Нередко исследователи ограничиваются полевыми методами изучения подземных льдов; особенно при маршрутных работах в теплый сезон. Они включают, прежде всего, детальное описание условий залегания данного класса, подкласса, типа и т.д. подземного льда: элемент рельефа, к которому они приурочены, поверхностные условия, характер вмещающих пород, глубина залегания, приуроченность к определенному горизонту СТС.

Детально изучается морфология (форма выхода, характер контактов и т.д.) и морфометрия льда, его текстура (наличие и характер слоистости, причина ее возникновения, наличие и особенности распределения грунтовых и газообразных включений во льду, их форма, размеры, относительное содержание, направление вытянутости или сплюснутости

пузырьков газа, наличие сортировки минеральных включений и т.д.). Все это помогает установить генезис подземного льда.

Структура подземных льдов СТС изучается как в полевых, так и в лабораторных условиях с помощью поляроидов, поляризационного микроскопа и столика Федорова.

Методика изготовления шлифа, изучения структуры льда и обработки полученных данных изложены П.А.Шумским (1955) и Б.А.Савельевым (1963). Следует лишь помнить, что при изготовлении шлифов направления "а", "b", "с" — текстурные, а не структурные и далеко не всегда совпадают с последними. Поэтому целесообразно начинать с определения ориентировки кристаллов, чтобы в дальнейшем более точно определять размеры их по трем основным структурным направлениям.

В летний период при отсутствии холодильной камеры определение структуры льда весьма затруднительно. Изготовление шлифов толщиной менее 1 мм возможно только из льдов, имеющих достаточную мощность (хотя бы более 1 см). При просмотре шлифа в поляроидах определяют форму и размеры зерен льда (максимальный, минимальный, средний, преобладающий), интенсивность их интерференционной окраски, особенно наличие и количество серых и черных зерен, размер, расположение (внутри зерен льда, по их границам) включение грунта и пузырьков газа, наличие изменений размеров и окраски зерен льда близ включений, к верхней и нижней поверхности шлифов. Шлиф в поляроидах фотографируют, лучше на цветную пленку или зарисовывают структуру льда, наложив на поляроид кальку. Об ориентировке кристаллов и ее упорядоченности судят приблизительно, по интерференционной окраске. Точное определение ее в летний период возможно по "цветам Тиндала", но это явление не всегда наблюдается. Без знания кристаллографической ориентировки льда нельзя судить о его структуре и форме роста кристаллов. Поэтому исследования льда с помощью поляроидов дают представление лишь о его зернистости в наиболее крупных шлифах. Из-за небольшой толщины преобладающей части ледяных шлифов изучение структуры основной массы подземных льдов СТС возможно только при наличии холодильной камеры и в зимний период.

Изучение текстуры и структуры подземных льдов, наряду с их морфологией и морфометрией позволит уточнить представления об их генетической принадлежности, установить роль разных по генезису льдов в криогенном строении СТС. Используя полученные данные, можно составить представление также о влиянии направления и интенсивности промерзания, начальной влажности и состава пород на структуру и текстуру льда. Эти данные помогут более детально разобраться в механизме формирования подземных льдов. Пока сведений о строении подземных льдов СТС очень мало. Поэтому сейчас трудно предугадать полностью их значение. По-видимому, текстура и структура льда в дальнейшем будут одними из основных показателей генезиса подземных льдов.

Сопоставление всего комплекса данных, полученных на опытных стационарных площадках, позволяет дать детальную характеристику криогенного строения пород СТС, отразив зависимость его от ряда природных факторов, составить детальную карту районирования СТС на изучаемом участке, отражающую особенности его криогенного строения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема литокриологии СТС обширна, сложна и еще недостаточно изучена. Нами сделана лишь первая попытка разобраться в особенностях криогенного строения пород СТС. Обобщение и систематизация имеющихся материалов, многолетняя работа автора позволили сделать вывод, что криогенное строение СТС подчиняется строгим закономерностям, вскрыть характер этих закономерностей и показать научную и практическую актуальность изучения данной проблемы. Однако остается ряд весьма важных вопросов, требующих дальнейшего изучения. Так, совершенно не изучено криогенное строение субквального СТС и его закономерности.

Необходимо дальнейшее изучение типов льдообразования в СТС, их зависимости от ряда природных факторов. Особое внимание должно быть обращено на сегрегационное, сегрегационно-цементное и инъекционное льдообразование, вопрос о механизме которых еще нельзя считать решенным.

Почти нет данных о строении разных генетических типов подземного льда СТС, о текстурных и структурных признаках, позволяющих распознавать каждый из них и отличать их от аналогичных по генезису льдов ММП. Для этого необходимы не только детальные полевые наблюдения, но и лабораторные исследования.

Требуют дальнейшего изучения особенности криогенного сложения пород СТС, криогенная текстура разных его горизонтов, зависимость ее характеристик от природных факторов.

Необходима более детальная разработка криотекстурного метода определения мощности СТС в разных широтных зонах и высотных поясах.

Познание особенностей криогенного строения СТС позволит в основных чертах разработать криотекстурный метод изучения ММП – основной метод познания палеогеографических условий их формирования и развития, а также обосновать и развить мерзлотно-фациальный метод их изучения как дополнительный метод определения фациальной принадлежности мерзлых пород.

ЛИТЕРАТУРА

- А болин Р.И. Постоянная мерзлота грунтов и ископаемый каменный лед. - Зап. Чит. Отд. Приамурского отдела ИРГО, вып. IX, 1913.
- Баранов И.Я. Южная окраина области многолетней мерзлоты, М.-Л., Госгеол-издат, 1940.
- Баранов И.Я. Схематическая геокриологическая карта СССР. М., 1956.
- Баранов И.Я. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. М., "Наука", 1965.
- Белопухова Е.Б. Особенности льдовыделения в сезонно-мерзлом слое долины р.Ирелях. - В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 1. Изд. МГУ, 1961.
- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей М. - Л. ГОНТИ, 1938.
- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей, изд. 3, М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Бобов Н.Г. Современное образование грунтовых жил и мелкополигонального рельефа на Лено-Вилуйском междуречье. - Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева, т. 16, М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Бобов Н.Г. Торфяные бугры Камчатки. - Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева, т. 16, М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Бобов Н.Г. Значение развития обособленных жилок льда в увеличении льдистости многолетнемерзлых пород. - Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 17, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бобов Н.Г. Формирование пластовых залежей льда. - Изв. АН СССР, серия геогр. 1969, № 6.
- Бондарев Л.Г. Ледник Колпаковского. Работы Тянь-Шаньской физико-геогр. станции. - Гляциология, вып. 1. Фрунзе, 1958.
- Боярский О.Г., Протасьева И.В., Толстов А.Н. Бугристые образования. - В кн.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Брахина Н.Ф. Криогенное строение многолетне- и сезонномерзлых пород южной части Алданского района. В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 6. Изд-во МГУ, 1966.
- Вельмина Н.А., Узембло В.В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Втюрин Б.И. Подземный лед. Канд. дисс., 1955.
- Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений. М., Изд-во "Наука", 1964.
- Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений в низовьях Енисея. - Материалы к научн.-техн. конференции 1966 г. Производственный и научно-исследоват. ин-т по инж. изыск. в стр-ве (ПНИИИС), М., 1966.
- Втюрин Б.И. Криогенное строение мерзлых толщ и их инженерно-геологическая оценка. Инженерные изыскания для стр-ва, серия 5, информац. вып. 4. М., Изд. ПНИИИС, 1967.
- Втюрин Б.И. Рекомендации по методике изучения подземных льдов и криогенного строения многолетнемерзлых грунтов. Ротапринт, М., Изд-во ПНИИИС, 1969.

- Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. Докт. дисс., М., 1971.
- Втюрин Б.И., Втюрина Е.А. Зимние наблюдения за образованием морозобойной трещины в ледяной жиле. — Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 16 М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Втюрин Б.И., Втюрина Е.А. Генетическая классификация подземных льдов. — В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 9. Изд-во МГУ, 1969.
- Втюрин Б.И., Втюрина Е.А. Криотекстурный метод в геокриологии и палеогеографии. В сб.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., "Наука", 1973.
- Втюрин Б.И., Гасанов Ш.Ш. К истории формирования многолетнемерзлых пород Нижне-Анадырской низменности. — Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 18. М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Втюрин Б.И., Гасанов Ш.Ш. Мерзлотно-фациальный метод и его значение. — Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 18, М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Втюрин Б.И., Данилова Н.С., Каплина Т.Н., Корейша М.М., Мухин Н.И. Мерзлотные условия Таэ-Енисейского междуречья. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, вып. 4.
- Втюрин Б.И., Литвинов А.Я. Криогенные текстуры и приближенный метод определения суммарной влажности многолетнемерзлых пород. — Материалы к научно-технич. конференции по инженерным изысканиям 11-15 мая 1967. Тезисы доклада. Изд-во ПНИИИС, М., 1967.
- Втюрина Е.А., Геокриологические явления и создаваемые ими формы рельефа в Юго-Восточном Забайкалье. — Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 18 М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Втюрина Е.А. Основные закономерности формирования криогенной текстуры пород сезоннопротаивающего слоя и криотекстурный метод определения его мощности. — В сб.: Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР, М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Втюрина Е.А. Структура сегрегационного льда в мерзлых породах в районе поселка Анадырь. — В сб.: Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Втюрина Е.А. Криогенное строение сезонноталого слоя в пределах жильных пологонив на Чукотке. — Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода, 1966, № 31.
- Втюрина Е.А. К вопросу об основной причине миграции влаги в промерзающих тонкодисперсных породах. — Материалы к научно-технической конференции по инженерным изысканиям 11-15 мая 1967 г. Тезисы доклада. М. Изд-во ПНИИИС, 1967.
- Втюрина Е.А. Типы криогенного сложения сезоннопротаивающего слоя. Материалы к научно-технической конференции ПНИИИС 21-24 мая 1968 г. М., 1968а.
- Втюрина Е.А. Классификация криогенных текстур сезоннопротаивающего слоя. — Материалы к научно-технической конференции ПНИИИС 21-24 мая 1968. М., 1968б.
- Втюрина Е.А. Криогенное строение пород как один из основных принципов классификации и районирования сезоннопротаивающего слоя (СТС). — В кн.: Материалы к научно-технической конференции ПНИИИС, апрель 1969 г., М., 1969а.
- Втюрина Е.А. Типы льдообразования в сезоннопротаивающем слое. В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 9. Изд-во МГУ, 1969б.
- Втюрина Е.А. Роль пленки на кристаллах льда в процессе миграции влаги при промерзании тонкодисперсных пород. — Труды ПНИИИС, т. XI, 1971.
- Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Льдообразование в горных породах. М., "Наука", 1970.
- Втюрина Е.А., Чернядьев В.П. К методике изучения сезонноталого и сезонномерзлого слоев грунта. — Труды ПНИИИС, т. VIII, М., 1971.

- Гасанов Ш.Ш. Морфогенетическая классификация криогенных текстур рыхлых отложений. Труды Сев.-Вост. компл. науч.-иссл. ин-та, вып. 3, сб. 1. Магадан, 1963.
- Гасанов Ш.Ш. Подземные льды Чукотского полуострова. Труды СВКНИИ, вып. 10 "Вечная мерзлота Чукотки". Магадан, 1964.
- Гасанов Ш.Ш. Инъекционные льды. - Материалы VIII Всес. междуведомств. совещ. по геокриологии, вып. 2, Якутск, 1966.
- Гасанов Ш.Ш. Криогенное строение и история формирования рыхлых отложений Восточной Чукотки. - Канд. дисс., 1967.
- Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М., "Наука", 1969.
- Горбунов А.П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе. Изд-во ИЛИМ, 1967.
- Гравис Г.Ф. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потоков. - В сб.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гравис Г.Ф. Гольцовый лед и закономерности его образования. В сб.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во МГУ, 1965.
- Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М., "Наука", 1966.
- Данилова Н.С. Некоторые особенности строения сезоннопротаивающего слоя Центральной Якутии. - В сб.: Сезонное протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М., Изд. АН СССР, 1966.
- Дементьев А.И. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты. - Мерзлотоведение, 1946, т. 1, вып. 2., 1946.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1967.
- Жесткова Т.Н. Состав и строение мерзлых четвертичных отложений Воркутского района. - Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 17. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Жесткова Т.Н., Катасонова Е.Г., Пчелинцев А.М., Хомичевская Л.С. Исследование слоя сезонного промерзания и протаивания почв (горных пород). - В кн.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Жуков В.Ф. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты. - Труды Ин-та мерзлотоведения, т. IV, М., Изд-во АН СССР, 1944.
- Каплина Т.Н. О некоторых формах морозного растрескивания в районах северо-востока СССР. - Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 16, 1960.
- Каплина Т.Н. Особенности криогенного строения рыхлых пород, слагающих склоны сноса. - Материалы к научно-технической конференции ПНИИИС, апрель 1969 г., М., 1969.
- Каптерев П.Н. О термическом режиме грунтов в Сквородине (ДВК). - Труды Комитета по вечной мерзлоте, т. VI, М.-Л., 1938.
- Карпов Н.Н. Наблюдения за растрескиванием грунтов в районе Березовского месторождения в Забайкалье. - В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 1. Изд-во МГУ, 1961.
- Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. Кандид. дисс. 1954.
- Катасонов Е.М. Ледяные жилы и причины изгибания слоев в мерзлых четвертичных отложениях. - Материалы к основам учения в мерзлых зонах земной коры. вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Катасонов Е.М. О понятиях "структура", "текстура" и "строение" применительно к мерзлым породам. Криогенные структуры. - Изв. Сиб. отд. АН СССР, геол. и геофиз., 1959, № 2.
- Катасонов Е.М. Предварительная классификация криогенных текстур многолетнемерзлых делювиальных отложений. - Труды Сев.-вост. отделения Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, вып. 2, Якутск, 1960а.

- Катасонов Е.М. Криогенные текстуры многолетнемерзлых аллювиальных отложений. – Труды Сев.-Вост. отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, вып. 2. Якутск, 1960б.
- Катасонов Е.М. Исследование состава и криогенного строения многолетнемерзлых горных пород. – В кн.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода Сибири. В сб.: Основные проблемы изуч. четв. периода, М., "Наука", 1965.
- Катасонов Е.М. Лды в морских отложениях, "Природа", 1967, № 6.
- Катасонова Е.Г. Формирование текстуры многолетнемерзлых пород в пределах сезонномерзлого слоя. – Труды Ин-та мерзлотоведения имени В.А.Обручева, т. 17, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Качурин С.П. Мерзлотные и геоморфологические наблюдения в устье р. Анадырь в 1935 г. – Труды Комитета по вечн. мерзлоте, т. VI, М.-Л., 1938.
- Качурин С.П. Вечная мерзлота на Крайнем Северо-Востоке СССР. – Труды Ин-та мерзлотоведения, т. 7, 1950.
- Климовский И.В. О высотной зональности перигляциальных процессов в северном Забайкалье. – В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., "Наука", 1967.
- Климочкин В.В. Процессы конденсации в формировании подземных вод Западного Забайкалья. – Труды II совещания по подземным водам и инж. геологии Вост. Сибири, вып. III. Иркутск, 1959.
- Коннова О.С. Некоторые результаты исследования строения мерзлых пород. – Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коннова О.С. Структурные особенности сегрегационного текстурообразующего льда в мерзлых дисперсных горных породах. Кандид. дисс., 1960.
- Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд. АН СССР, 1957.
- Кушев С.Л. Вечная мерзлота на Камчатке. – Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева, т. 7, М., Изд-во АН СССР 1950.
- Максимова Л.Н. О процессах морозобойного трещинообразования в грунтах на северо-западе Амурской области. В сб.: Мерзлотные исследования, вып. 1, Изд-во МГУ, 1961.
- Орлов В.О. Криогенное лучение тонкодисперсных грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Основные понятия и термины геокриологии (мерзлотоведения). М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пономарев В.М. Вечная мерзлота и подземные воды района Усть-Енисейского порта. – Труды Ин-та мерзлотоведения, т. 10, 1952.
- Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда. – Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд. МГУ, 1967.
- Пчелинцев А.М. О структуре и текстуре мерзлых грунтов. Кандид. дисс., 1948.
- Пчелинцев А.М. Криогенное сложение и его влияние на некоторые физико-механические свойства мерзлых горных пород. – В кн.: Материалы по физике и механике мерзлых грунтов, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пчелинцев А.М. Определение максимальной глубины сезонного протаивания горных пород по их криогенной текстуре. – Труды Игарской науч.-исслед. мерзлотной станции. М., Изд-во АН СССР, т. 2, 1961.
- Пчелинцев А.М. Строение и физико-механические свойства мерзлых грунтов. М., "Наука", 1964.

- Рейнюк И.Т. Конденсация как один из источников питания подземных вод в области многолетнемерзлых пород (вечной мерзлоты). – Материалы по общему мерзлотоведению VII междуведомственного совещания по мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Савельев Б.А. Руководство по изучению свойств льда. Изд. МГУ, 1963.
- Сватков Н.М. Некоторые результаты изучения мерзлотных процессов в Русской Гавани в 1957–1959 гг. – В кн.: Исследование ледников и ледниковых районов., вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соловьев П.А. Лед в вечномерзлых грунтах в районе поселка Анадырь. "Недра Арктики", 1947, № 2.
- Соловьев П.А. Булгуняхи Центральной Якутии. – В сб.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3, 1952.
- Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Суходовский В.Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях. М., "Наука", 1967.
- Тебер С. Промерзание и оттаивание грунтов как факторы разрушения дорожных одежд. 1930. – В кн.: Пучины на автогужевых дорогах и борьба с ними, Л., Гострансиздат, 1936.
- Толстихин Н.И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. – Труды Комисс. по изуч. вечной мерзлоты, т. 1, 1932.
- Толстов А.Н. Некоторые наблюдения над буграми-могильниками в среднем течении р. Бурей. – Труды Ин-та мерзлотоведения, т. 8, 1950.
- Толстов А.Н. Промерзание пород в низовьях Индигирки. "Колыма", 1965, № 9.
- Тумель В.Ф. О мерзлотной съемке. – Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. 9, № 2, 1945.
- Фотиев С.М. К вопросу о роли наледей в формировании морфологии наледных участков речных долин. В кн.: Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. М., "Наука", 1964.
- Хомичевская Л.С. Опыт определения глубины сезонного протаивания по текстуре мерзлых горных пород в районе Игарки. – Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, т. 16, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Цытович Н.А. Некоторые исследования вечной мерзлоты в низовьях р. Енисей летом 1930 г. – Труды Комисс. по изуч. вечной мерзлоты АН СССР, т. 1, 1932.
- Шаманова И.И. Сезонное промерзание и протаивание грунтов центральной части Печорского угольного бассейна. Кандид. дисс. М., 1966.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Швецов П.Ф. Вечная мерзлота и инженерно-геологические условия Анадырского р-на. Изд-во Главсевморпути, 1938.
- Швецов П.Ф. Подземные воды и ископаемые льды районов Анадыря и бухты Угольной. "Недра Арктики", 1947, № 2.
- Швецов П.Ф., Седов В.П. Гигантские наледы и подземные воды хребта Тас-Хаяхта. Изд-во АН СССР, 1941.
- Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шумский П.А. Строение мерзлых пород. – В кн.: Материалы по лабор. исследованиям мерзлых грунтов, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Шумский П.А. Подземные льды. – В кн. Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. 1, 1959.
- Шумский П.А., Втюрин Б.И. Подземные льды. Докл. на Междунар. конф. по мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ясько В.Г. К вопросу о подземных (ископаемых) льдах северо-западного Забайкалья. – Труды Сев.-Вост. отд. Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева, вып. 2. Якутск, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ	5
Глава II ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ	13
1. Внутригрунтовые льды	18
Цементные льды	19
Первичный цементный лед	20
Вторичный цементный лед	23
Сегрегационный лед	31
Особенности сегрегационного льдообразования в сезоннопротаивающем слое	32
Форма залегания, размер и строение сегрега- ционного льда	44
Сегрегационно-цементные льды	60
Инъекционный лед	69
2. Первично-поверхностные погребенные льды	72
3. Классификация подземных льдов сезоннопротаивающего сло я	75
Глава III КРИОГЕННАЯ ТЕКСТУРА СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ	
1. Основные типы криогенной текстуры сезоннопротаива- ющего слоя	77
Шлировые криогенные текстуры	77
Неполношлировые криогенные текстуры	89
Ложношлировая криогенная текстура	90
Массивные криогенные текстуры	90
Базально-атакситовые криогенные текстуры	91
2. Классификация криогенных текстур	92
Глава IV КРИОГЕННОЕ СЛОЖЕНИЕ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ	
1. Комплексность криогенных текстур сезоннопротаива- ющего слоя, ее основные причины и закономерности.	93
2. Классификация криогенного сложения сезоннопротаива- ющего слоя	94
Простое криогенное сложение.	94
Сложное криогенное сложение	100
3. Криогенное сложение пород как один из основных признаков классификации и районирования сезоннопро- таивающего слоя	106
Глава V ПРАКТИЧЕСКОЕ И НАУЧНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ	103
Глава VI МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ	116
Заключение	121
Литература	122

Екатерина Алексеевна Вторина

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ ПОРОД
СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Утверждено к печати Производственным
и научно-исследовательским институтом
по инженерным изысканиям в строительстве
Госстроя СССР

Редактор издательства Э. Б. Травицкая
Художественный редактор С. А. Литвак
Технический редактор Л. М. Сурикова

Подписано к печати 7/1-74 г. Т - 03606
Усл. печ. л. 8,0 п. л. + 2 вкл. Уч.-изд. л. 10,04
Формат 60x90¹/16. Бумага офсетная.
Тираж 700 экз. Тип. зак. 755 Цена 1 руб.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034,
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12.

20945

1 руб.

14

21737