АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# МАТЕРИАЛЫ ПО ЛАБОРАТОРНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

*СБОРНИК 3*

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ им. В. А. ОБРУЧЕВА

# МАТЕРИАЛЫ ПО ЛАБОРАТОРНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

*СБОРНИК 3*

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1957

Ответственный редактор
*член-корреспондент АН СССР Н. А. Цытович*

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник № 3 научно-исследовательских работ Центральной лаборатории Института мерзлотоведения состоит из двух разделов: первый посвящен некоторым обобщениям результатов прежних исследований физических явлений и процессов, возникающих в промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах (работы сотрудников лаборатории); во втором излагаются некоторые новые изыскания по отдельным вопросам физики и механики мерзлых грунтов как сотрудников лаборатории (девять работ), так и других лиц, работающих в контакте с лабораторией (семь работ).

Первый раздел «О физических явлениях и процессах в промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах» представляет труд коллектива авторов (Н. А. Цытовича, З. А. Нерсесовой, А. П. Боженовой, И. А. Тютюнова, Б. Н. Достовалова, П. А. Шумского, Ф. Г. Бакулина, Б. А. Савельева, В. Ф. Жукова, Г. А. Мартынова, С. С. Вялова, Е. П. Шушериной).

Составители этого раздела имели целью дать в доступном изложении общее описание физических явлений и процессов, протекающих в грунтах в период их промерзания, в мерзлом и оттаивающем состоянии на основе современных данных физики, физико-химии и механики дисперсных тел.

Материалы этого раздела дают оценку физическим явлениям и процессам в промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах лишь в первом приближении и нуждаются в дополнительном изучении и уточнении отдельных положений на базе дальнейших теоретических и экспериментальных изысканий. Авторы этого раздела будут считать свою задачу выполненной, если читатели составят правильное и ясное суждение о физике процесса промерзания грунтов, а публикуемая работа подтолкнет их на новые исследования, уточняющие и развивающие поставленные вопросы.

Раздел второй содержит работы А. П. Боженовой и Ф. Г. Бакулина, А. П. Боженовой, В. Д. Комарова, В. И. Ива-

нова, посвященные вопросам физики замерзающих и мерзлых грунтов, а именно: механизму передвижения влаги и оценке сил миграции при промерзании грунтов и первоначальным данным о водопроницаемости мерзлых песчаных и глинистых грунтов (последний вопрос освещается впервые).

Работы З. А. Нерсесовой и В. Г. Григорьевой освещают ряд вопросов физико-химии мерзлых грунтов (значение поверхностных явлений в мерзлых грунтах; влияние состава обменных катионов на незамерзание воды в дисперсных грунтах).

Работа О. С. Конновой в известной мере дополняет третью главу первого раздела некоторыми конкретными результатами исследования строения образцов мерзлых грунтов.

Работа Н. В. Золотарева освещает изменение коэффициента теплопроводности намывных песков в талом и мерзлом состоянии в зависимости от их суммарной влажности.

Работы С. С. Вялова, Н. К. Пекарской и Н. А. Цытовича, Н. К. Пекарской, Е. П. Шушериной и Н. А. Цытовича, В. Г. Березанцева, М. Н. Гольдштейна трактуют об отдельных вопросах механики мерзлых грунтов. Особое внимание в этих работах обращено на исследование сопротивления мерзлых грунтов сдвигу; результаты публикуются, по-видимому, впервые с оценкой роли трения и сцепления в мерзлых грунтах, общих условий прочности мерзлых грунтов и реологических процессов в них. Рассмотрен также вопрос о влиянии промораживания на сопротивление сдвигу оттаявших грунтов. В работе М. Н. Гольдштейна (ДИИТ) приводятся интересные данные о деформации оснований при их промерзании, полученные на опытах с моделями.

Работы последнего раздела (по механике мерзлых грунтов) освещают наиболее интересующую инженеров проблему — исследование прочностных свойств и деформируемости мерзлых грунтов, что позволяет лучше изучить эти свойства и более рационально их использовать в социалистическом хозяйстве.

Научный руководитель
член-корреспондент АН СССР
проф. *Н. А. Цытович*

*Раздел I*

*Под редакцией члена-корреспондента АН СССР*
*Н. А. Цытовича*

# О ФИЗИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ И ПРОЦЕССАХ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТАХ

(некоторые обобщения)

Н. А. ЦЫТОВИЧ, З. А. НЕРСЕСОВА, А. П. БОЖЕНОВА,
И. А. ТЮТЮНОВ, Б. Н. ДОСТОВАЛОВ, П. А. ШУМСКИЙ,
Ф. Г. БАКУЛИН, Б. А. САВЕЛЬЕВ, В. Ф. ЖУКОВ,
Г. А. МАРТЫНОВ, С. С. ВЯЛОВ, Е. П. ШУШЕРИНА

# О ФИЗИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ И ПРОЦЕССАХ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТАХ

## (некоторые обобщения)

### ВВЕДЕНИЕ

Мерзлые рыхлые горные породы (грунты и почвы) обладают совершенно особыми специфическими свойствами, обусловленными различным соотношением отдельных фаз содержащейся в них воды. Ранее, примерно до 1940 г. (см. «Общее мерзлотоведение», изд. 1940 г.), предполагалось, что в мерзлых почвах, грунтах и рыхлых горных породах вся вода превратилась в лед; при этом мерзлые грунты рассматривались как монолитные тела, состоящие из минеральных частиц, полностью сцементированных льдом. Были даже попытки подойти математическим путем к определению физических и механических свойств мерзлых грунтов, но эти попытки не увенчались успехом, так как они грубо схематизировали сложное строение мерзлых пород и не учитывали, что кроме твердых минеральных частиц и льда в дисперсных мерзлых породах всегда содержится некоторое количество незамерзшей воды. Учение о незамерзшей воде (Цытович, 1945) и принцип равновесного состояния воды и льда в мерзлых грунтах (Цытович, 1947) позволили подойти к дисперсным мерзлым породам с иной точки зрения. Оказалось, что мерзлые почвы, грунты и рыхлые горные породы не являются материалами «закаменевшими» со свойствами, не изменяющимися или чрезвычайно мало изменяющимися под влиянием внешних воздействий (температура, давление). Выяснилось, что ввиду наличия в мерзлых грунтах незамерзшей

воды и изменений ее содержания в зависимости от величины внешних воздействий (температуры, давления и пр.), мерзлые грунты являются материалом чрезвычайно чувствительным к этим изменениям. Достаточно ничтожного повышения или понижения их температуры, иногда не превосходящего десятых долей градуса, как свойства мерзлых грунтов могут резко измениться. Особенно эти изменения наблюдаются при температуре, близкой к нулю (от 0 до —5°). Так, например, изменение температуры мерзлого песка на 1° обусловливает уменьшение (при повышении температуры) или увеличение (при понижении) временного сопротивления сжатию на несколько (иногда до 10 и более) кг/см².

Если при строительстве, мелиорации и других работах, связанных с немерзлыми грунтами, почвами и вообще горными породами, колебания положительной температуры не учитываются, так как они вызывают лишь ничтожные изменения в физических свойствах этих пород, то при работах с мерзлыми, особенно с дисперсными грунтами температурное влияние должно учитываться в полной мере. Необходимо при этом учитывать беспрерывность изменений свойств мерзлых горных пород (в связи с изменениями фазового состава воды в них) под влиянием внешних воздействий.

Мерзлые грунты необходимо рассматривать как сложные многокомпонентные системы, состоящие из твердых минеральных частиц, включений льда (льда-цемента и льда избыточного), воды в жидкой фазе, паров и газов.

Особо существенное влияние на свойства мерзлых грунтов оказывает цементирующее действие льда и содержание незамерзшей воды.

Для понимания процессов и явлений, возникающих в дисперсных грунтах при их промерзании и оттаивании, необходимо установить основные закономерности в изменении фазового состава воды в этих породах и, в первую очередь, зависимость его от температуры. Поэтому температурные характеристики процесса промерзания и оттаивания грунтов являются важнейшими при изучении этих пород.

Изменения свойств талых грунтов в процессе их промерзания или мерзлых грунтов в процессе оттаивания сопровождаются рядом сложных физических, физико-химических и физико-механических процессов. Во-первых, при замерзании пóровой воды резко меняется физическое состояние грунтов: из пластичных или сыпучих пород они превращаются в монолитно-твердые или пластичные массы, сцементированные льдом. Во-вторых, промерзание сказывается на физико-химических свойствах грунтов: изменяются концентрация и состав содержащихся в них растворов, а также дисперсность грунтов.



В процессе промерзания грунтов возникает также ряд сложных физико-механических процессов, главнейшими из которых будут: миграция влаги в процессе замерзания пóровой воды и мерзлого состояния грунтов, трещинообразование, пучение и пр. Физические явления и процессы, возникающие при промерзании или оттаивании дисперсных грунтов, обусловливают своеобразную текстуру и структуру мерзлых и оттаявших грунтов и специфические особенности их свойств.

Для того чтобы правильно понимать, а затем и управлять явлениями и процессами, возникающими в грунтах и вообще в дисперсных горных породах при их промерзании и оттаивании, необходимо детально изучить физическую сущность этих процессов и сопутствующих им явлений. Это позволит широко использовать полученные знания в народном хозяйстве как при круглогодичном (включая и зимний период) строительстве, так и в практике освоения новых районов Севера.

*Глава I*

# МЕРЗЛЫЕ ГРУНТЫ КАК СЛОЖНЫЕ МНОГОФАЗНЫЕ СИСТЕМЫ

## 1. ОСНОВНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ[1]

Мерзлые грунты представляют собой сложные многофазные и многокомпонентные системы.

По признаку агрегатного состояния в мерзлых породах следует выделить четыре основные составляющие:

1) скелет (минеральный и органоминеральный);

2) криогенные минералы (лед, некоторые кристаллогидраты и криогидраты);

3) жидкую фазу (вода, связанная поверхностью минеральных частиц, и растворы солей);

4) пары и газы.

Первая и вторая являются твердыми составляющими, третья — жидкой и четвертая — газообразной.

1. Скелет мерзлых грунтов представлен обычно минеральными, реже органоминеральными отложениями. Величина удельной поверхности, химический и минералогический состав минерального скелета, в особенности наиболее активной тонкодисперсной — коллоидной его части, оказывают существенное влияние на физические и механические свойства мерзлых грунтов. При этом большое значение имеет не только количественное соотношение льда и скелета грунта, но и их взаимное расположение, т. е. сложение.

2. Криогенные минералы. Лед в мерзлых породах подразделяется (Шумский, 1955) на три основных типа: лед, представляющий самостоятельную мономинеральную породу; лед, являющийся породообразующим минералом, и лед сублимационный (непородообразующий минерал).

[1] Составлено З. А. Нерсесовой.



Для физики и механики мерзлых пород наибольшее значение имеет второй тип льда, который, в свою очередь, можно подразделить на лед, оттаивающий в пределах отрицательной температуры, и лед, оттаивающий при 0°С. О роли остальных криогенных минералов известно еще очень мало.

3. Жидкая фаза. Количество и состав жидкой фазы определяют направление и интенсивность физико-химических процессов в мерзлых породах. Кроме того, многие физические и физико-механические свойства мерзлых грунтов зависят от содержания жидкой фазы, особенно в области отрицательной температуры вблизи 0°.

Количество жидкой фазы в мерзлых грунтах определяется следующими основными факторами:

а) природой минерального скелета: величиной удельной поверхности, минералогическим составом тонкодисперсных фракций, физико-химическими особенностями (величиной обменной способности и составом обменных катионов);

б) содержанием и составом водорастворимых соединений, главным образом солей;

в) влиянием внешних воздействий (температура, давление), т. е. подчиняется уравнению состояния, что находит выражение в принципе равновесного состояния воды в мерзлых грунтах (Цытович, 1945, 1947).

4. Газообразная составляющая мерзлых грунтов может находиться в свободном, замкнутом или адсорбированном состоянии. Количество свободных газов определяется свободной пористостью. Количество адсорбированных газов зависит от удельной поверхности, минералогического и химического состава скелета грунта и пористости. Оно резко увеличивается при наличии в грунте органических веществ. Защемленные газы находятся в микропорах, в которых сохраняются даже при воздействии больших нагрузок. По данным М. М. Филатова (1936), покровная и юрская глины, находясь в состоянии естественной влажности, содержали газы даже после уплотнения нагрузкой в 2000 кг/см².

## 2. КАТЕГОРИИ ВЛАГИ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ[1]

Для мерзлых грунтов категории влаги можно выделить по следующим классификационным признакам:

а) прочности и характеру связи со скелетом породы;

б) агрегатному состоянию.

Большинство современных классификаций видов воды в почвах и грунтах дополняет и развивает классификацию А. Ф. Лебедева (1936), который подразделяет почвенную влагу

[1] Составлено З. А. Нерсесовой.

на следующие основные категории: воду в форме пара, гигроскопическую, пленочную, гравитационную (капиллярную, подвешенную и находящуюся в состоянии падения), воду в твердом состоянии, кристаллизационную и, наконец, химически связанную.

В последние годы в связи с исследованиями взаимодействия между молекулами воды и поверхностью минеральных частиц воду в почвах и грунтах подразделяют на свободную, не испытывающую действия силового поля поверхности почвы или грунта, и связанную, находящуюся под воздействием этого поля. При этом последнюю подразделяют на прочносвязанную и рыхлосвязанную (Долгов, 1948; Приклонский, 1949; Роде, 1952; Сергеев, 1952). Так, например, В. А. Приклонский разделяет воду в почвах и грунтах на свободную и связанную поверхностью частиц. Связанная вода подразделяется на гигроскопическую, или воду твердого оводнения, и на осмотическую, или воду диффузных оболочек, включающую прочносвязанную и слабосвязанную воду.

Категории прочно- и слабосвязанной воды в классификациях С. И. Долгова и В. А. Приклонского резко отличаются. По классификации Долгова максимальное количество рыхлосвязанной воды характеризуется величиной максимальной гигроскопичности, а по классификации Приклонского нижним пределом слабосвязанной воды считается максимальная молекулярная влагоемкость.

Следует отметить, что термины «свободная вода» и «связанная вода» достаточно условны в зависимости от того, что́ положено в основу классификации. Так, например, в классификации геологов (Белянкин, 1933; Вернадский, 1933), где в основу положено участие воды в строении минерала, к связанной воде относятся конституционная, кристаллизационная и частично цеолитная вода. Гигроскопическая вода рассматривается как вода свободная.

В классификациях почвоведов, грунтоведов, гидрогеологов (Долгов, 1948; Лебедев, 1936; Приклонский, 1949; Роде, 1952; Сергеев, 1952) гигроскопическая вода, связывание которой происходит с выделением тепла, оценивается как прочносвязанная вода.

Таким образом, единого критерия, позволяющего отнести ту или иную категорию влаги к связанной или свободной воде, не существует, так как каждая наука создает свою классификацию видов воды в соответствии со своими требованиями и задачами.

Наиболее теоретически обоснованными являются классификации, в основу которых положен характер связи воды со скелетом породы (Попов, 1941; Ребиндер, 1950).



Согласно классификации академика П. А. Ребиндера[1], выделяются следующие основные формы связи влаги с материалом:

| | |
|---|---|
| I. Химическая (связь в точных количественных соотношениях) | ионная связь, молекулярная связь |
| II. Физико-химическая (связь в различных не строго определенных соотношениях) | адсорбционная связь, осмотическая связь, структурная связь |
| III. Физико-механическая (удержание воды в неопределенных соотношениях) | связь в микрокапиллярах ($r<10^{-5}$ см), связь в макрокапиллярах ($r>10^{-5}$ см), связь смачивания |

Физико-химическая и физико-механическая связи (за исключением связи в макрокапиллярах) обусловливают в основном содержание жидкой фазы в незасоленных мерзлых грунтах за счет действия силового поля поверхности.

Кроме того, в мерзлых грунтах часть влаги может находиться в жидком состоянии в случае, когда в ней содержатся водорастворимые соединения, т. е. вследствие ориентирующего действия ионов в растворах.

Зависимость количества жидкой фазы от термодинамических параметров, определяющих состояние системы, и, в частности, от содержания водорастворимых соединений, отличает ее от соответствующих категорий связанной воды, выделяемых химиками, почвоведами, грунтоведами и гидрогеологами для области положительной температуры.

Поэтому для мерзлых пород кроме классификации категорий влаги, основанной на характере связи ее со скелетом породы, следует выделить категории влаги в зависимости от ее агрегатного состояния.

Академик В. И. Вернадский (1933), рассматривая возможные классификации природных вод, предложил классификацию, основанную на физическом состоянии воды и включающую: 1) газообразные воды (пары воды); 2) жидкие воды (растворы); 3) твердые воды (льды).

Взяв в основу классификации агрегатное состояние воды и фазовые превращения ее в области отрицательной температуры, можно выделить следующие основные категории влаги в мерзлых грунтах:

[1] Цит. по А. В. Лыкову. Теория сушки, Госэнергоиздат, М. 1950.

1) вода в газообразной фазе;

2) вода переменного фазового состояния (твердая или жидкая; замерзает и оттаивает при температуре ниже 0° С);

3) вода, не изменяющая своего агрегатного состояния при изменении температуры или давления;

4) вода в твердой фазе (обычный лед; замерзает при температуре 0° С, не оттаивает в области отрицательной температуры).

Указанные категории влаги в мерзлых грунтах отличаются от категорий влаги, обычно выделяемых для грунтов. Так, например, количество жидкой фазы в зависимости от природы грунта, засоления и температурных условий изменяется в широких пределах от величин, близких к количеству прочносвязанной воды, до значений, превышающих максимальную молекулярную влагоемкость. При этом область интенсивных фазовых превращений (замерзания воды или оттаивания льда) ограничивается для большинства связных грунтов интервалом температуры от —2 до 0° С. В этой области температуры количество жидкой фазы резко возрастает, и мы вправе ожидать, что область интенсивных фазовых превращений является одновременно областью интенсивных физико-химических процессов взаимодействия минеральной части мерзлого грунта и жидкой его фазы.

### 3. ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ [1]

Как указывалось выше, содержание в мерзлом грунте жидкой фазы для данных условий температуры и давления зависит от величины удельной поверхности, химического и минералогического состава, а также физико-химических особенностей его, а в случае засоленных грунтов — кроме того от содержания и состава водорастворимых соединений.

Влияние величины удельной поверхности на содержание жидкой фазы отчетливо проявляется при анализе данных табл. 1, характеризующих фазовый состав воды в зависимости от температуры для кварцевого песка различной степени измельчения.

Можно предположить, что фракция кварцевого песка $<0{,}001$ мм содержит значительное количество коллоидных частиц состава $H_2SiO_3$.

Выявить в чистом виде влияние обменных катионов на фазовый состав воды в мерзлых почвах и грунтах не представляется возможным, так как изменение состава обменных катионов, например замена иона Ca на ион Na, сопровождается соответствующим изменением дисперсности, т. е. удельной поверхности грунта.

[1] Составлено Н. А. Цытовичем и З. А. Нерсесовой.



Таблица 1

**Фазовый состав воды в различных по гранулометрическому составу фракциях кварцевого песка (цикл оттаивания)**

(по данным З. А. Нерсесовой)

| Температура, °С | Фракция 1,0—0,05 мм; $w = 16\%$* | | Фракция 0,05 — 0,01 мм; $w = 39\%$ | | Фракция $<0{,}001$ мм; $w = 57\%$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Относительная льдистость $i_{отн.}$ | Количество жидкой фазы $w_{н.}$**, % | Относительная льдистость $i_{отн.}$ | Количество жидкой фазы $w_{н.}$, % | Относительная льдистость $i_{отн.}$ | Количество жидкой фазы $w_{н.}$, % |
| —0,2; —0,3 | 0,97 | 0,3 | — | — | — | — |
| —0,5; —0,6 | 0,97 | 0,3 | 0,98 | 1,1 | 0,80 | 14,2 |
| —1,0; —1,3 | 0,99 | 0,2 | 0,99 | 0,9 | 0,90 | 6,4 |
| —2,0; —2,1 | 0,99 | 0,2 | 1,0 | 0,0 | 0,95 | 2,8 |
| —4,5; —5,1 | 1,0 | 0,0 | 1,0 | 0,0 | 0,97 | 2,0 |

* $w$ — влажность в % к весу сухого грунта.

** $w_{н.}$ — количество жидкой фазы в % к весу сухого грунта;

Удается проследить лишь суммарный эффект действия обменных катионов. Как известно, насыщение грунтов и почв ионами натрия способствует повышению электрокинетического потенциала и, кроме того, увеличению дисперсности по сравнению с действием иона кальция.

Это отчетливо проявляется во всех водных свойствах грунтов, насыщенных Na- или Ca-ионами. В табл. 2 приведены данные, характеризующие различные категории влаги в образцах каолина и аскангеля, насыщенных катионами Ca и Na.

Таблица 2

**Некоторые категории влаги в образцах каолина и аскангеля при насыщении их ионами Ca и Na (% к весу сухого грунта)**

| Грунт | Гигроскопичность | Максимальная гигроскопичность | Максимальная молекулярная влагоемкость |
|---|---|---|---|
| Ca-каолин . . . . . | 0,5 | 9 | 30 |
| Na-каолин . . . . . | 0,5 | 9,5 | 32 |
| Ca-аскангель . . . . | 8 | 23 | 57 |
| Na-аскангель . . . . . | 8 | 24 | 98 |

Однако в фазовых соотношениях воды при отрицательной температуре влияние обменных катионов сказывается главным образом при значениях влажности, превышающих количество пленочной воды, и для области температуры выше —2° (табл. 3).

Таблица 3

**Содержание жидкой фазы (% к весу сухого грунта)**

(по данным З. А. Нерсесовой)

| Грунт | Температура, °С | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | —0,2 | —0,5; —0,6 | —1 | —2 | —5 | —10 | —30 |
| Na-каолин | 37,5 | 15,4 | 6,5 | 2,8 | 0,9 | — | — |
| Са-каолин | 32,5 | 12,6 | 6,4 | 2,8 | 0,9 | — | — |
| Na-аскангель | 114 | 60,4 | 51,5 | 45,6 | 40,0 | 37,4 | 22,0 |
| Са-аскангель | 51,4 | 45,8 | 43,2 | 39,5 | 35,2 | 32,5 | 18,0 |

Резкое отличие каолиновой глины (каолина) от бентонитовой (аскангеля) обусловлено различным строением кристаллической решетки: в каолине решетка обладает неизменностью параметров элементарной ячейки; в аскангеле, в основном состоящем из монтмориллонита, расстояние между слоистыми пакетами изменяется при сорбции воды и набухании. В связи с этим удельная поверхность бентонитовой глины (аскангеля) велика и количество жидкой фазы даже при —30° составляет для Са- и Na-образцов, соответственно, 18 и 22%.

Влияние засоления на фазовый состав воды в мерзлых грунтах можно рассчитать в случае, если известны содержание и состав водорастворимых соединений. Однако практически проще получить экспериментально кривые изменения количества незамерзшей воды для грунта, содержащего водорастворимые соединения, и после удаления последних, в зависимости от температуры.

В табл. 4 приведены данные об изменении содержания жидкой фазы в юрской глине при промораживании и в той же глине после многократной водной вытяжки [1].

Аналогичные данные получили Айерс и Кемпбелл (Ayers a. Campbell, 1951).

[1] Плотный остаток водной вытяжки юрской глины составляет ~ 1,5 г на 100 г сухого грунта и представлен в основном сульфатами и карбонатами Са и Mg.



Таблица 4

**Содержание жидкой фазы в мерзлой юрской глине**

(% к весу сухого грунта)

| Грунт | Температура, °С | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | —0,2; —0,3 | —0,6 | —1,3 | —2,3 | —5,0 | —30,0 |
| Юрская глина естественная | — | 40,1 | 35,3 | 31,8 | 28,6 | 22,0 |
| Юрская глина после десятикратной водной вытяжки | 41,0 | 34,2 | 30,1 | 30,0 | 25,0 | 17,0 |

* * *

В мерзлых породах часть воды переменного фазового состояния будет находиться в твердой фазе, часть — в жидкой и часть (по весу наименьшая) — в парообразной.

Весьма важной характеристикой состояния мерзлых грунтов является содержание в них жидкой фазы. Знание количества жидкой фазы имеет существенное значение при оценке физико-механических свойств мерзлых грунтов. От количества содержащейся в мерзлых грунтах жидкой фазы зависит степень их сцементированности льдом, обусловливающая ряд основных особенностей их. Кроме того, все тепловые расчеты, связанные с замораживанием пород и их оттаиванием, не будут достоверны, если в них не учитывается фазовый состав воды и его изменения под влиянием внешних воздействий.

Данные о содержании жидкой фазы в мерзлых грунтах в зависимости от величины отрицательной температуры совместно с другими данными (объемный вес, влажность, удельный вес) позволяют вычислить количественное соотношение отдельных составляющих мерзлой породы (твердые минеральные частицы, лед, жидкая фаза, пары и газы), а также дают возможность рассчитать льдистость, эффективную теплоемкость, коэффициент теплопроводности в области значительных фазовых превращений воды, суммарную величину тепловой осадки и пр.

Для данной породы с определенными удельной поверхностью, химическим и минералогическим составом, физико-химическими особенностями, содержанием и составом водорастворимых соединений имеется вполне определенная характерная кривая изменения количества жидкой фазы в зависимости от величины отрицательной температуры.

В Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР были получены такие данные для ряда типичных грунтов: песков (среднезернистый — кварцевый и более мелкий — пылеватый) и глинистых грунтов различной дисперсности (с содержанием частиц <0,001 мм от 9 до 80,3%).

Гранулометрический состав исследованных грунтов приведен в табл. 5.

Таблица 5

**Гранулометрический состав некоторых типичных грунтов**

(% к весу сухого грунта)

| Грунт | Диаметр частиц, мм | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1,0—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | Из них <0,0002 |
| Песок кварцевый . . . | 25,0 | 75,0 | — | — | — | — | — |
| Песок пылеватый . . . | — | 78,5 | 16,2 | 1,9 | 1,2 | 2,2 | — |
| Супесь тяжелая, пылеватая . . . . . | 0,4 | 1,6 | 46,8 | 21,7 | 16,7 | 5,7 | 5,6 |
| Суглинок тяжелый, покровный . . . . . | 1,5 | 4,6 | 40,5 | 9,8 | 17,2 | 26,4 | 12,8 |
| Глина пылеватая . . . | 0,5 | — | 0,6 | 33,1 | 12,7 | 38,3 | 14,8 |
| Глина юрская (после удаления солей) . . . . | — | 26,2 | 41,6 | 8,3 | 15,9 | 9,0 | — |

Таблица 6

**Категории влаги некоторых типичных грунтов**

(% к весу сухого грунта)

| Грунт | Максимальная гигроскопичность* | Максимальная молекулярная влагоемкость** | Количество прочносвязанной воды*** |
|---|---|---|---|
| Песок кварцевый . . . . . | 0,3 | 0,5 | — |
| Песок пылеватый . . . . . | 1,8 | 2,2 | 1,6 |
| Супесь тяжелая, пылеватая . . . | 6,2 | 13,4 | 5,3 |
| Суглинок тяжелый, покровный . | 9,0 | 15,5 | 6,8 |
| Глина пылеватая . . . . . | 11,4 | 23,4 | 8,5 |
| Глина юрская (после удаления солей) . . . . . | 24,5 | 35,0 | 15,6 |

* По методу Николаева.
** По методу влагоемких сред Лебедева.
** По данным теплоты смачивания.



Для супеси и пылеватой глины приведены данные ультрамеханического анализа без разрушения карбонатов.

Остальные грунты подготовлены к анализу растиранием с дистиллированной водой до тестообразного состояния в течение 30 минут (Айдиньян, 1947).

Для этих грунтов были определены категории влаги. Полученные цифры приведены в табл. 6.

В табл. 7 приводятся результаты определения содержания жидкой фазы в зависимости от величины отрицательной температуры для описанных грунтов, полученные в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР.

Таблица 7

**Изменение количества жидкой фазы в мерзлых грунтах в зависимости от величины отрицательной температуры (цикл оттаивания)**

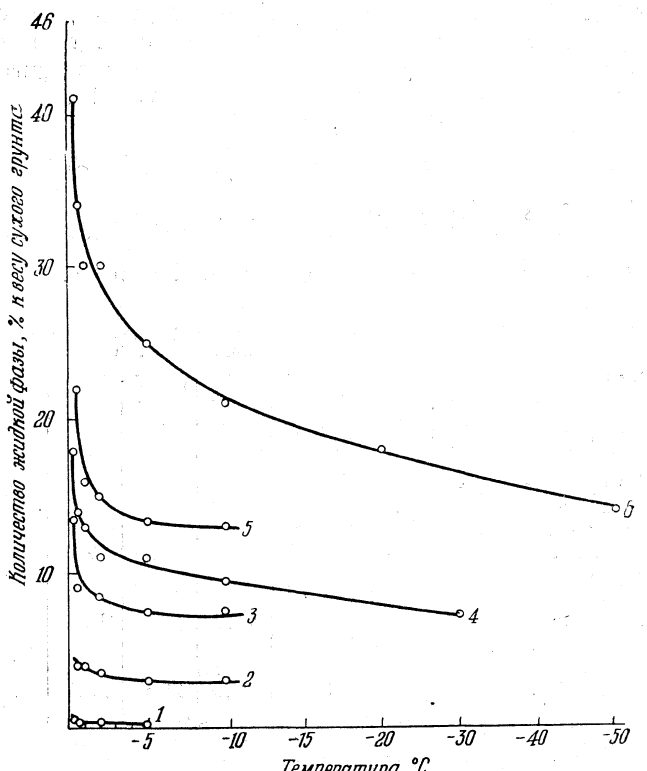
(по данным З. А. Нерсесовой и О. С. Конновой)

| Грунт | Количество жидкой фазы в % к весу сухого грунта при температуре, °С | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | −0,2; −0,3 | −0,5; −0,6 | −1,0; −1,3 | −2,0; −2,6 | −4,5; −5,1 | −10,0; −10,5 | −30; −32 | −50; −51 |
| Песок кварцевый | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,0 | — | — | — |
| Песок пылеватый | — | 3,9 | 3,9 | 3,6 | 3,1 | 3,0 | — | — |
| Супесь тяжелая, пылеватая . . . | 13,6 | 9,2 | 9,1 | 8,5 | 7,6 | 7,5 | — | — |
| Суглинок покровный тяжелый . | 18,1 | 14,1 | 12,9 | 10,9 | 10,8 | 9,3 | 6,8 | — |
| Глина пылеватая . | — | 21,7 | 15,9 | 14,9 | 13,4 | 13,1 | — | — |
| Глина юрская . . (после удаления солей) . . . . | 41,2 | 34,2 | 30,1 | 29,9 | 25,0 | 20,7 | 17,8 | 14,8 |

На фиг. 1 изображены кривые изменения количества жидкой фазы в мерзлых грунтах в зависимости от величины их отрицательной температуры, построенные по данным табл. 7. Кривые показывают, что величина отрицательной температуры является одним из основных факторов, определяющих фазовый состав воды в мерзлых грунтах: чем ниже температура, тем меньшее количество жидкой фазы остается в мерзлых грунтах.

Из данных табл. 6 и 7 следует, что количества жидкой фазы, содержащиеся в мерзлых грунтах при температуре —0,5, —0,6°, как правило, больше максимальной гигроскопичности,

определяемой обычным методом, и близки к максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву (данные для пылеватого песка, по-видимому, неточны). При достаточно же низкой температуре (например, при —30° и ниже) содержание жидкой фазы приближается к количеству прочносвязанной воды.




Фиг. 1. Кривые изменения количества жидкой фазы в мерзлых грунтах в зависимости от величины их отрицательной температуры.

*1* — песок кварцевый; *2* — песок пылеватый; *3* — супесь тяжелая, пылеватая; *4* — суглинок покровный, тяжелый; *5* — глина пылеватая; *6* — глина юрская (незасоленная).

При температуре, близкой к 0° (—0,2, —0,3), содержание жидкой фазы обычно превышает величину максимальной молекулярной, т. е. пленочной влаги.



## 4. ПРИНЦИП РАВНОВЕСНОГО СОСТОЯНИЯ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ [1]

Из приведенных в табл. 7 данных, а также из ранее опубликованных материалов (Цытович, 1945, 1947; Нерсесова, 1950, 1951, 1953 и др.) с очевидностью устанавливается прямая связь между количеством жидкой фазы, содержащейся в мерзлых грунтах, и величиной их отрицательной температуры.

На количество жидкой фазы существенное влияние может иметь также и внешнее давление, передающееся на минеральные частицы мерзлых грунтов. Даже при незначительной интенсивности равномерно распределенной внешней нагрузки (1—2 кг/см²), вследствие того что площадки соприкасания отдельных минеральных частиц могут быть весьма малыми, усилия, возникающие в точках контакта, как показывают соответствующие расчеты по теории упругости (Цытович и Сумгин, 1937), могут достигать величины от нескольких сот до нескольких тысяч и даже десятков тысяч килограммов на 1 см².

Таблица 8

**Влияние внешнего давления на количество незамерзшей воды, содержащейся в мерзлых грунтах**

| Грунт | Температура, °С | Начальные данные | | Количество незамерзшей воды (% от всей влаги) | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | давление, кг/см² | влажность $w_{общ.}$*, % | Замораживание без давления | Замораживание под давлением |
| Подмосковный суглинок | Отрицательная** | 2 | 22 | 50,2 | 61,5 |
| » » | То же | 10 | 22 | 72,7 | 74,2 |
| Глина бентонитовая . . | » | 2 | 49 | 59,3 | 66,1 |
| Подмосковный суглинок | —1,7 | 2 | 20 | 42,4 | 58,1 |
| Глина бентонитовая (аскангель) . . . . . | —5,8 | 5 | 46 | 42,5 | 45,6 |

* Содержание влаги в % по отношению к весу всего грунта (влажного).

** Температура грунта точно не замерялась.

Хорошо известно явление оттаивания льда при повышении давления (при увеличении давления на 1 кг/см² температура плавления льда понижается на 0°,007).

Таким образом, возникающие в точках контакта значительной величины усилия могут оказать существенное влияние на

[1] Составлено Н. А. Цытовичем.

оттаивание льда в контактных объемах влаги даже при отрицательной температуре грунтов. Последнее было установлено не только теоретически, но и экспериментально путем постановки соответствующих лабораторных опытов (Цытович, 1947). Данные этих и последующих опытов приведены в табл. 8.

Из сказанного вытекает основной принцип физики и механики мерзлых грунтов, который может быть сформулирован следующим образом: количество, состав и свойства незамерзшей воды, содержащейся в мерзлых грунтах, не остаются постоянными, а изменяются с изменением внешних воздействий, находясь в динамическом равновесии с последними (Цытович, 1945, 1947).

Этот принцип носит название принципа равновесного состояния воды в мерзлых грунтах; он применим как в вопросах общего, так и инженерного мерзлотоведения, а также, в известной части, в области общей биологии и физиологии растений.

При изменении отрицательной температуры интенсивность изменения фазового состава воды в мерзлых грунтах не одинакова для различных диапазонов отрицательной температуры. В начале замерзания происходят значительные изменения фазового состава воды, затем эти изменения уменьшаются и, наконец, при очень низкой температуре становятся такими, что величиной их можно в практических приложениях пренебречь (например, при теплотехнических расчетах).

Различают (Цытович, 1954) следующие три температурные области фазовых превращений воды в мерзлых грунтах:

1) область значительных или интенсивных фазовых превращений;

2) область переходную (незначительных фазовых превращений);

3) область практически (в теплотехническом отношении) замерзшего состояния.

Область значительных фазовых превращений воды можно практически ограничить изменениями количества жидкой фазы, равными (или бóльшими) одному проценту (по отношению к весу сухого грунта) на один градус.

Область же практически замерзшего состояния будет примерно соответствовать изменениям фазового состава воды в мерзлых грунтах менее одной десятой процента (по отношению к весу сухого грунта) на один градус.

*Глава II*

# ФИЗИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

## 1. ТЕМПЕРАТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССА ЗАМЕРЗАНИЯ ВОДЫ В ГРУНТАХ[1]

Процесс замерзания воды в грунтах начинается с возникновения центров кристаллизации и протекает в дальнейшем лишь вокруг них. Первая стадия процесса — образование центров кристаллизации характеризуется бóльшим или меньшим переохлаждением воды. Вторая стадия — кристаллизация воды сопровождается выделением тепла; начало кристаллизации отмечается скачкообразным повышением температуры.

Процесс замерзания воды в грунтах определяется двумя характерными температурами — температурой переохлаждения и температурой начала кристаллизации.

Замерзание воды в грунтах осложняется влиянием поверхности минерального скелета и характеризуется некоторыми особенностями по сравнению с замерзанием ее в больших объемах (в сосудах, природных водоемах).

В грунтах замерзание воды происходит при наличии огромного количества ядер кристаллизации, каковыми являются частицы породы. Вода в этих условиях, взаимодействуя с поверхностью минеральных частиц, становится качественно неоднородной и кристаллизуется постепенно в некотором интервале температуры.

Самая высокая и наиболее устойчивая температура, устанавливающаяся в грунте вслед за температурным скачком, является температурой начала кристаллизации воды. Температура переохлаждения воды численно равна разности между наинизшей температурой, наблюдающейся в грунте перед

[1] Составлено А. П. Боженовой.

температурным скачком, и температурой начала кристаллизации.

Явление переохлаждения воды при замерзании впервые наблюдал Фаренгейт в 1724 г. Изучению этого явления посвящено большое количество исследований, из которых лишь незначительная часть относится к переохлаждению воды в грунтах (Андрианов, 1936; Боженова, 1953; Вейнберг, 1940; Гольдштейн, 1948; Фукс, 1935).

Степень и длительность переохлаждения воды зависят от ряда факторов, среди которых наиболее существенное значение имеет активность затравки. Наиболее активной затравкой являются кристаллы льда, представляющие собой уже готовые центры кристаллизации. Внесение их в воду, находящуюся в переохлажденном состоянии, вызывает немедленную ее кристаллизацию (Боженова, 1953); наличие же кристаллов льда в охлаждаемой воде почти полностью исключает ее переохлаждение. Активность инородных тел значительно ниже вследствие того, что требуется дополнительная затрата работы на создание элементарной ячейки льда. Степень и длительность переохлаждения воды в этих случаях определяются объемом воды и интенсивностью ее охлаждения.

С уменьшением объема воды вероятность возникновения центров кристаллизации уменьшается, а длительность и степень переохлаждения возрастают. Особенно значительно устойчивость переохлажденного состояния воды возрастает в случае очень малых ее объемов — в тонких пленках, капиллярах малого диаметра, а также в тонких порах пород (Боровик-Романова, 1924, 1937; Сумгин, 1929).

Устойчивость переохлажденного состояния воды увеличивается также с уменьшением интенсивности охлаждения. Наблюдения показывают (табл. 9), что при температуре, близкой к 0°, переохлаждение воды длительно сохраняется, с понижением же температуры охлаждающей среды до некоторых значений вода быстро кристаллизуется, не достигая температуры среды.

Этими же наблюдениями установлено, что переохлаждение воды в грунтах до температуры окружающей среды имеет место в более узком интервале температуры, чем в случае охлаждения ее в сосуде. Это свидетельствует о меньшей устойчивости переохлажденного состояния воды при размещении ее в порах грунта вследствие наличия огромного числа ядер кристаллизации.

Температура переохлаждения воды в грунтах зависит также от степени их увлажнения. По мере уменьшения степени увлажнения грунта, действию частиц, ускоряющему зарождение центров кристаллизации, начинают противостоять силы, за-



Таблица 9

**Переохлаждение воды в зависимости от интенсивности охлаждения**

(по данным А. П. Боженовой)

| Температура охлаждающей смеси, °С | Температура переохлаждения воды, °С | | Длительность переохлажденного состояния воды | |
|---|---|---|---|---|
| | в порах песка | в сосуде | в порах песка | в сосуде |
| —2,9 | —2,9 | —2,9 | >7—8 суток | |
| —3,9 | —3,6 | —3,9 | около 2 час. | > 5 суток |
| —6,5 | —3,2 | —6,5 | 10—15 мин. | > 6 суток |
| —11,1 | от —0,2 до —1,9 | —3,8 | 5—10 минут | |

крепляющие молекулы воды у поверхности минеральных частиц и тем самым затрудняющие их перегруппировку в решетку льда. Вследствие этого с уменьшением влажности грунтов до значений, близких к максимальной молекулярной влагоемкости, температура переохлаждения воды в них понижается примерно на 1—2° (Боженова, 1953).

Суждение о том, что вода в грунтах может кристаллизоваться при температуре ниже 0°, высказывалось еще в 1905 г. П. А. Костычевым.

Н. А. Качинский (1927), наблюдая за глубиной промерзания почв буровым и термометрическим методами, установил, что мерзлая почва залегает много выше, нежели термометрический нуль. При 0° или весьма близкой к нему температуре кристаллизуется свободная вода (капиллярно-гравитационная, см. статью Григорьевой в настоящем сборнике), связанная же поверхностью частиц вода кристаллизуется при более низкой температуре, и тем более низкой, чем ближе к поверхности частиц расположены слои воды.

Температура кристаллизации воды понижается также с возрастанием количества растворенных в ней органических и минеральных веществ.

Следовательно, сила молекулярного взаимодействия воды с поверхностью частиц, поверхностное натяжение, наличие растворенных веществ — все, что ограничивает свободу движения молекул воды, понижает температуру ее кристаллизации.

Установлено, что температура начала кристаллизации воды в грунтах при отсутствии в ней значительного количества растворенных веществ определяется степенью их увлажнения и дисперсности (Андрианов, 1936;

Раковский, 1935 и др.). С повышением степени дисперсности (удельной поверхности) грунтов и понижением их влажности температура начала кристаллизации воды в них понижается (табл. 10).

Таблица 10

**Температура начала кристаллизации воды в грунтах в зависимости от степени их увлажнения и дисперсности**

(по данным А. П. Боженовой)

| Грунт | Полная водонасыщенность, % к сухой навеске | Объемный вес, г/см³ | Уплотнение, кг/см² | Влажность, % к сухой навеске | Температура начала кристаллизации воды, °С |
|---|---|---|---|---|---|
| Песок люберецкий | 18,0 | 1,65 | — | 18,0 | 0,00 |
| | | | | 7,0 | 0,00 |
| | | | | 1,6 | —0,31 |
| Суглинок бескудниковский | 38,0 | — | — | 36,0 | —0,05 |
| | | 1,90 | 0,5 | 32,8 | —0,10 |
| | | 1,94 | 1,0 | 28,5 | —0,25 |
| | | 2,12 | 10,0 | 19,4 | —0,84 |
| | | 2,15 | 20,0 | 16,8 | —1,18 |
| | | 2,18 | 65,0 | 13,1 | —1,70 |

Явление это наблюдается лишь при влажности, соответствующей рыхлосвязанной воде, так как в этих случаях с ее уменьшением возрастает связанность воды поверхностью минеральных частиц. Этим же объясняется понижение температуры начала кристаллизации воды с возрастанием удельной поверхности грунта.

Имеющиеся в настоящее время данные о температуре переохлаждения и начала кристаллизации воды в грунтах получены на образцах малого объема и нарушенного сложения. Максимальное переохлаждение, установленное для воды в этих условиях, равнялось —5°, а температура начала кристаллизации при достаточном увлажнении грунта и отсутствии в воде значительного количества растворенных веществ характеризовалась очень близкими к 0° показателями (—0,1 и —0,2°).

Температура переохлаждения и начала кристаллизации воды в грунтах при естественном их залегании до самого последнего времени не определялась, так как отсутствовал соответствующий метод наблюдений (Боженова, Шимановский, 1954).



Можно полагать, что в природных условиях переохлаждение воды будет иметь место лишь в течение непродолжительного времени в самом поверхностном слое грунта. Появление кристаллов льда в верхнем слое исключает возможность переохлаждения воды в нижележащих горизонтах.

Кристаллизация воды в грунтах при значительном их увлажнении и интенсивной миграции воды к поверхности промерзания обусловливает явление так называемой фазовой (нулевой по Сумгину) завесы, заключающейся в том, что выделение теплоты кристаллизации при замерзании воды в промерзающем слое грунта замедляет охлаждение нижележащих слоев (Сумгин и др., 1940).

## 2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ [1]

До последнего времени в литературе высказывается мнение о том, что почвы Крайнего Севера в зимний период находятся в своего рода анабиотическом состоянии, а многолетнемерзлые (вечномерзлые) породы обычно характеризуются как зона «химического покоя» (Сауков, 1951, стр. 294).

Такое утверждение основано, во-первых, на распространении известной в химии зависимости скорости химических реакций от температуры на мерзлые почвы и грунты и, во-вторых, на представлениях о мерзлых породах, как системах, в которых вода содержится лишь в твердой и газообразной фазах.

В настоящее время, когда не только доказано наличие в мерзлых породах жидкой фазы, но и установлены основные закономерности, определяющие количества ее в зависимости от природы грунта, содержания электролитов и внешних воздействий (температуры и давления), вопрос о физико-химических процессах при отрицательной температуре решается по-новому.

Существование в мерзлых грунтах жидкой фазы (незамерзшей или оттаявшей при данной отрицательной температуре) обусловливает возможность физико-химических процессов: окисления и восстановления, обмена катионов, коагуляции, пептизации и т. д. При этом отрицательная температура не только не препятствует течению химических реакций, но, вызывая соответствующие изменения фазового состава воды, может существенно повысить интенсивность и скорость физико-химических процессов вообще.

---

[1] Составлено З. А. Нерсесовой и И. А. Тютюновым.

## Окислительно-восстановительные процессы в мерзлых почвах и горных породах

Наблюдениями в естественных условиях установлено, что окраска мерзлых почв и горных пород непостоянна и часто меняется в зависимости от изменения температуры окружающей среды вообще и смены времен года, в частности. Слои почв и значительные толщи многолетнемерзлых пород, в пределах годовых изменений температуры, меняют свою окраску от палевой и темнокоричневой до сизой и сизозеленой. Чаще же один и тот же слой имеет пятнистую окраску: наряду с сизозелеными пятнами встречаются участки светлокоричневого и палевого тонов. Эта сезонная смена окраски того или иного слоя почвы и горной породы обусловлена течением окислительно-восстановительных процессов.

Ввиду того что окислительно-восстановительные процессы лежат в основе гальванических цепей, можно определять электродвижущую силу (ЭДС) грунтовой системы и получать таким образом представление об интенсивности этих процессов.

Окислительно-восстановительные процессы протекают в широком интервале отрицательной температуры. Было установлено, что величина ЭДС, обусловленная этими процессами, изменяется от 0,5 до 1,5 вольта; в немерзлых почвах и горных породах она обычно меньше, а в мерзлых больше.

В образцах почвы, выдержанных в течение нескольких дней при температуре от +45 до +50°, ЭДС равнялась 0,4 вольта, а в образцах, выдержанных при температуре от —45 до —50°, она достигала 1,47 вольта.

На основании измерений ЭДС в почвах и горных породах Крайнего Севера и под Москвой можно предполагать, что интенсивность окислительно-восстановительных процессов в обоих случаях близка; несколько интенсивней эти процессы протекают на Крайнем Севере.

## Реакции обмена катионов в мерзлых почвах и грунтах

Реакции катионного обмена в почвах и горных породах, по современным представлениям, происходят в соответствии с законом действующих масс и доннановским мембранным равновесием. Следовательно, изменение концентрации жидкой фазы породы вызывает нарушение равновесия катионного обмена. Для определенных температурных условий имеет место равновесие между обменными катионами породы и катионами раствора. Смещение равновесия реакции обмена катионов при отрицательной температуре определяется, с одной стороны, изменением концентрации жидкой фазы мерзлых грунтов в связи с изме-



нением льдистости их при повышении или понижении температуры, с другой стороны — процессами миграции влаги, которые обычно сопровождаются перемещением водорастворимых соединений.

Наличие реакций катионного обмена в мерзлых грунтах было в 1945 г. впервые доказано И. А. Тютюновым на основании данных об изменении состава обменных катионов ряда почв и грунтов в зимний период. Сравнение состава обменных катионов в осенний и зимний периоды показало, что передвижение влаги в мерзлом грунте сопровождается реакциями обмена катионов между почвой или породой и мигрирующей влагой.

Эти данные заставляют по-новому рассматривать вопрос о процессах химического выветривания при отрицательной температуре. Наряду с реакциями обмена катионов при отрицательной температуре имеют место и процессы химического выветривания горных пород и минералов, аналогично тому, как это происходит при положительной температуре.

## Процессы изменения дисперсности

Объем и характер физико-химических процессов в почвах и грунтах в значительной степени определяются величиной удельной поверхности их, которая резко возрастает при наличии коллоидной фракции. Работами ряда исследователей установлено, что активной частью почв и пород являются их тонкодисперсные фракции: глинистая и в особенности коллоидная (с диаметром частиц $<0{,}0002$ мм). Поэтому большой интерес представляют явления коагуляции и пептизации, связанные с изменением величины поверхности коллоидной фракции почв и пород.

Не останавливаясь на теории коагуляции, отметим лишь, что для гидрофильных коллоидов, каковыми являются большинство коллоидов почв и грунтов, одним из основных факторов, определяющих процесс коагуляции, является повышение концентрации электролитов в дисперсионной среде. В мерзлых грунтах, как указывалось выше, изменение концентрации электролитов обусловливается изменениями льдистости и миграцией влаги, содержащей водорастворимые соединения. В литературе коагуляция коллоидов, протекающая при отрицательной температуре, характеризуется обычно довольно неудачным термином «морозная коагуляция»; при этом отмечается обратимый характер этого вида коагуляции. Однако пылеватость, типичная для грунтов северных районов, в частности для многолетнемерзлых грунтов, связана с необратимой коагуляцией тонкодисперсной фракции.

Опыты, проведенные в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР, с грунтами, взятыми ниже границы сезонного промерзания, полностью подтверждают сказанное (табл. 11). Определение гранулометрического состава этих грунтов показало резкое понижение степени дисперсности после замораживания. Особенно отчетливо это проявилось у юрской глины, содержащей значительное количество водорастворимых солей (до 1,6%).

Таблица 11

**Гранулометрический состав тяжелого покровного суглинка и юрской глины* до и после замораживания (вес. %)**

| Грунт | Диаметр частиц, мм | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1,0—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 |
| Покровный суглинок | | | | | | |
| до замораживания . . . . . | 1,46 | 6,15 | 45,30 | 9,40 | 18,28 | 19,41 |
| после замораживания . . . . | 4,26 | 8,29 | 35,05 | 13,88 | 27,00 | 11,53 |
| Юрская глина | | | | | | |
| до замораживания . . . . . | 0,35 | 25,87 | 41,62 | 8,28 | 15,92 | 8,96 |
| после замораживания . . . . | 0,24 | 22,87 | 67,64 | 2,42 | 6,83 | 0,0 |

* После замораживания грунт был доведен до воздушно-сухого состояния. Подготовка грунта к гранулометрическому анализу состояла в кипячении его в течение 1 часа с добавлением 1 н NaOH.

Анализ кривых изменения количества жидкой фазы в зависимости от температуры для грунтов, насыщенных катионами Ca и Na, т. е. различных по степени дисперсности, показывает, что микроагрегирование, вызываемое Ca-ионом, проявляется наиболее четко в области значительных фазовых превращений воды.

Таким образом, процессам гипергенеза, т. е. широко распространенным на земной поверхности процессам изменения горных пород, безусловно подвержены и многолетнемерзлые горные породы.

В условиях отрицательной температуры и периодически изменяющихся напряжений в связи с сезонным промерзанием и оттаиванием, при наличии жидкой фазы в виде концентрированного раствора, в котором обычно содержится большое количество свободного кислорода и угольной кислоты, процессы гипергенеза протекают весьма интенсивно. Гипергенные процессы при отрицательной температуре — это специфические



процессы и их следует выделить в особый тип криогенных процессов — криогенез. Следовательно, криогенез — это совокупность процессов физического, химического и минералогического изменения и преобразования литосферы и гидросферы при отрицательной температуре. Специфической особенностью этого типа процессов является образование криогенных минералов и общее накопление продуктов криогенеза при чрезвычайно ослабленном выносе составных элементов коры выветривания.

Процессы криогенеза существенно влияют на состояние и свойства мерзлых пород.

## 3. ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

### Некоторые общие положения [1]

Промерзание влажных почв и грунтов сопровождается рядом физических и физико-механических процессов и явлений.

Прежде всего при замерзании поровой воды нарушается равновесие влаги, содержащейся в почвах и грунтах, возникает процесс миграции, т. е. перемещение влаги из одних мест в другие, главным образом по направлению к фронту промерзания. Распределение влаги в промерзающих грунтах резко меняется в процессе промерзания и даже в мерзлом состоянии дисперсных (например глинистых) грунтов. Эти изменения охватывают как общее содержание влаги на данных горизонтах промерзающих грунтов, так и локальные (местные) в зоне промерзания, где возникает дифференциация дисперсных пород на прослойки, линзы и вообще включения льда и на минеральные прослойки, как правило, более обезвоженные, из которых часть воды выжимается в процессе ее миграции.

Все это обусловливает внутриобъемное сжатие минеральных прослоек промерзающих грунтов (особенно глинистых), что, в свою очередь, резко сказывается на их механических свойствах.

При промерзании дисперсных почв и грунтов, кроме того, возникает ряд физико-химических явлений, связанных с миграцией в них влаги, сопровождающейся реакциями катионного обмена между минеральным скелетом и водой. Существенное значение при этом имеют изменения концентрации растворенных в поровой воде солей, вызывающие нарушения равновесия катионного обмена, явления коагуляции и микроагрегирования. Физико-химические явления, протекающие

[1] Составлено Н. А. Цытовичем.

главным образом в области значительных фазовых превращений воды (при температуре, близкой к 0°, или для глин при температуре до —2, —7°), существенно влияют и на механические свойства мерзлых дисперсных грунтов.

Миграция влаги в промерзающих и мерзлых грунтах вызывает увеличение их объема, так называемое пучение грунтов при промерзании.

Физико-механические процессы в замерзающих и мерзлых грунтах и сопровождающие их физико-химические явления обусловливают особое строение мерзлых пород, отличное от пород немерзлых, определяющее их механические свойства.

## Миграция воды и льдовыделение в промерзающих и мерзлых грунтах[1]

Явление передвижения (миграции) воды в промерзающих грунтах впервые было установлено в конце прошлого столетия русскими исследователями, наблюдавшими значительное возрастание влажности грунтов при промерзании (Близнин, 1890; Высоцкий, 1901; Штукенберг, 1885).

До 30-х годов большинство исследователей накопление воды в промерзающих слоях объясняло поступлением ее из нижележащих горизонтов в парообразном состоянии (Близнин, 1890; Лебедев, 1936; Тюремнов, 1924; Самбикин, 1926, и др.); лишь некоторые из них уже в то время говорили о возможности передвижения воды в промерзающих грунтах в жидком виде (Штукенберг, 1885).

В дальнейшем явление передвижения воды в промерзающих и мерзлых грунтах преимущественно в жидком виде получило широкое признание, было подтверждено наблюдениями в природных и лабораторных условиях (Боженова, 1940; Гольдштейн, 1948; Сумгин, 1929) и обосновано учением о замерзании части воды в грунтах при температуре ниже 0° (Цытович, 1945; Федосов, 1940; Нерсесова, 1950).

Обязательным условием передвижения воды из одной точки грунтов в другую является наличие разности сил, под действием которых находится влага в этих точках.

Кроме силы тяжести, имеющей постоянную величину, вода в грунтах испытывает действие адсорбционных, капиллярных и осмотических сил.

Природой сил, под действием которых находится вода в грунтах, определяется механизм ее передвижения — гравитационный, капиллярный, пленочный, кристаллизационно-пленочный и диффузионный. Эти механизмы передвижения воды

[1] Составлено А. П. Боженовой.



могут существовать в грунтах одновременно, причем в зависимости от условий тот или другой из них становится преобладающим.

Механизмом передвижения в значительной степени определяется скорость поступления воды из одного слоя грунта в другой. Скорость передвижения, кроме того, зависит и от степени заполненности пор водой. Наибольшая скорость передвижения воды наблюдается при сплошном заполнении пор водой и при увлажнении грунтов, близком к полной их водонасыщенности. С понижением степени увлажнения грунтов до влажности наименьшей влагоемкости и влажности разрыва капилляров, близкой пределу пластичности, нарушается сплошность сначала свободной, а затем и связанной воды. Скорость передвижения влаги при этом скачкообразно уменьшается, становясь крайне незначительной при увлажнении, меньшем влажности разрыва капилляров.

Факторами, нарушающими равновесное состояние воды в грунтах и вызывающими ее передвижение, являются градиенты: температуры, концентрации влаги и осмотического давления, причем основное значение имеют первые два.

Миграция воды в промерзающих и мерзлых грунтах характеризуется многими общими чертами с передвижением ее в породах талых, но имеет и ряд существенных особенностей, обусловленных переходом воды в лед.

В промерзающих грунтах наибольшее влияние на скорость передвижения воды оказывает величина отрицательной температуры, так как ею определяется количество воды в грунтах в жидкой фазе. С понижением температуры скорость передвижения воды непрерывно падает вследствие того, что в незамерзшем состоянии остается все более связанная ее часть (Цытович, 1954). С понижением температуры наблюдается возрастание вязкости воды, что также понижает скорость ее передвижения.

При промерзании грунтов в условиях замкнутой системы, в результате увеличения объема воды при переходе в лед, возникают напорные силы (гидростатические), достигающие в некоторых условиях значительной величины и обусловливающие передвижение больших масс воды или разжиженного грунта.

В отличие от талых грунтов, где влага накапливается в количествах, не превышающих объема пор, в промерзающих грунтах накопление влаги в виде льда может происходить в количествах, значительно превышающих объем пор, в результате чего цельность породы нарушается, образуется криогенная текстура и возникает процесс пучения.

Миграция воды в промерзающих песчаных грунтах характеризуется иными качественными и количественными показате-

лями, чем в грунтах глинистых и суглинистых, что объясняется их различиями в отношении величины и активности удельной поверхности, фильтрационных и других водных свойств.

В песчаных грунтах миграция воды крайне незначительна. При увлажнении, близком к полной водонасыщенности, влага в этих грунтах под действием напорных сил отжимается от поверхности промерзания в направлении наименьшего сопротивления ее движению, вследствие чего влажность промерзающих слоев понижается. При увлажнении, меньшем полной водонасыщенности, влажность промерзающих слоев несколько возрастает за счет передвижения воды главным образом в парообразном состоянии, но столь незначительно, что существенного влияния на свойства песчаных пород не оказывает.

В глинистых и суглинистых грунтах при достаточном увлажнении происходит интенсивное передвижение жидкой влаги к поверхности промерзания, где образуются различной мощности прослойки льда, вызывающие значительное пучение этих пород в процессе промерзания и осадку при оттаивании, что разрушительно действует на различного рода инженерные сооружения.

Физические причины миграции жидкой воды в промерзающих тонко-дисперсных грунтах были исследованы одновременно в двух направлениях. Внимание одних исследователей сосредоточилось на передвижении влаги под действием напорных сил при замерзании воды в замкнутой системе, других — на поступлении к поверхности промерзания капиллярной или пленочной влаги.

Избыточное накопление воды в промерзающих слоях грунта и обусловленное им явление пучения грунтов, а также механизм передвижения воды в промерзающих слоях впервые попытался объяснить русский инженер-исследователь В. И. Штукенберг (1885) в предложенной им гипотезе «пор замерзания». До него считали, что пучение грунтов является результатом увеличения при замерзании объема лишь наличной воды, без подтока ее извне. Штукенберг существенно изменил такие представления, показав, что пучение грунтов вызывается главным образом поступлением воды из талых в промерзающие слои и ее последующим замерзанием. Однако гипотезу «пор замерзания» нельзя в настоящее время считать удовлетворительной в отношении трактовки механизма передвижения воды в промерзающих слоях. По Штукенбергу, пучение грунтов происходит в результате капиллярного всасывания из талых в промерзающие слои воды по порам, образующимся при ее кристаллизации.

Данное утверждение гипотезы «пор замерзания» нельзя признать полностью правильным, так как при температуре весьма близкой, практически равной нулю градусов, капиллярная



влага уже переходит в лед. Поступление капиллярной воды в промерзающие слои грунта может осуществляться главным образом путем перехода ее в связанное состояние — в водные пленки минеральных частиц и кристаллов льда и затем уже в кристаллическую решетку (Гольдштейн, 1948). Основное значение капиллярного механизма в процессе миграции заключается в том, что он обеспечивает подток достаточного количества воды к фронту промерзания.

Явление увеличения объема воды при замерзании несколько позднее было привлечено Подьяковым для объяснения миграции воды под действием напорных сил.

Разработка теории напорной миграции была продолжена К. О. Никифоровым (1912), Р. И. Аболиным (1913), Д. А. Драницыным (1914) и М. И. Сумгиным (1929, 1940). Напорную миграцию влаги одни исследователи связывали с замерзанием воды, нисходящей по водонепроницаемому горизонту, другие — с промерзанием слоя, замкнутого между подстилающей мерзлой породой и слоем зимнего промерзания.

Теория пленочной миграции воды разрабатывалась А. Ф. Лебедевым, Д. Буюкосом (Boujoucos), С. Тэбером (Taber), Г. Бесковым (Beskow), М. Н. Гольдштейном и другими. Еще в 1919 г. А. Ф. Лебедев экспериментально установил, что связанная влага в почвах передвигается под действием молекулярных сил из мест, где ее пленки толще, в места, где они тоньше. Уменьшение толщины водных пленок он связывал главным образом с процессом испарения.

Такое же объяснение пленочной миграции влаги в промерзающих грунтах дал Г. Бесков (Beskow, 1947), указав, что замерзание внешней части пленки создает, аналогично испарению, дефицит давления, который и вызывает поступление влаги к поверхности промерзания.

Д. Буюкос (Boujoucos, 1923) и С. Тэбер (Taber, 1930) пленочную миграцию влаги объясняют действием сил кристаллизации, понимая под ними способность кристаллов льда подтягивать к себе воду из нижележащих горизонтов. По этой теории растущие кристаллы льда обволакиваются тонкой пленкой воды, похожей на адсорбированную. Когда молекулы воды в пленке перемещаются в направлении кристаллов льда и присоединяются к ним, их заменяют другие молекулы из прилегающих частиц воды; цельность пленки при этом, благодаря большой прочности воды на растяжение, не нарушается.

Для объяснения пленочной миграции воды М. Н. Гольдштейн (1948) привлекает действие осмотических сил. По его гипотезе, в результате замерзания части воды в гидратных оболочках минеральных частиц возникает разность осмотических дав-

лений, под действием которой вода подтягивается из менее концентрированных частей раствора, т. е. из гидратных оболочек нижерасположенных частиц, еще не захваченных промерзанием.

Широким распространением в настоящее время пользуются гипотеза сил кристаллизации Тебера и гидратационная — Гольдштейна. Для объяснения миграции воды в промерзающих грунтах обе гипотезы привлекают вместо основных сил (адсорбционных), второстепенные — силы кристаллизации и осмотические.

Силы кристаллизации, являющиеся по современным представлениям результатом определенного соотношения поверхностных натяжений на границе раздела растущего кристалла, питающей его жидкости и встречающегося на пути твердого тела, участвуют в процессе миграции влаги, но не являются основными и тем более единственными, как утверждает Тэбер (Боженова и Бакулин, статья в настоящем сборнике).

В своих теоретических построениях Тэбер совершенно не учитывает, что водные пленки, подводящие влагу к кристаллам льда, представляют собой пленки, адсорбированные поверхностью минерального скелета породы. Это обстоятельство не позволяет исключать действие адсорбционных сил.

Неправильное толкование Тэбером действия сил кристаллизации очевидно и из того, что в талых грунтах отсутствие сил кристаллизации не исключает пленочной миграции влаги к поверхности испарения.

Значимость в процессе миграции влаги осмотических сил, положенных М. Н. Гольдштейном в основу гидратационной гипотезы, как показывают данные ряда исследователей (Лебедев, 1930; Комарова, 1936; Чернов, 1939; Абрамова, 1953; Боженова, настоящий сборник), незначительна. Наблюдения вышеназванными исследователями проводились при небольших концентрациях почвенно-грунтового раствора. Экспериментальная же проверка гидратационной гипотезы самим автором осуществлена не была.

Ни одна из существующих гипотез в отдельности не освещает с достаточной полнотой процесса миграции жидкой влаги в промерзающих грунтах. Каждая из них объясняет передвижение влаги действием сил какой-либо одной природы, в то время как влага в грунтах находится под воздействием различных сил и в зависимости от условий преобладающее значение приобретают те или другие из них.

В настоящее время экспериментально показано, что передвижение воды происходит под одновременным действием различных сил, причем наибольшую значимость имеют адсорбционные силы и соответствующий им пленочный механизм передвижения воды (Боженова и Бакулин, статья в настоящем сборнике).



О значении в зимнем влагонакоплении парообразного механизма передвижения влаги нет единого мнения. Большинство исследователей все же считает, что передвижение парообразной влаги преобладающее значение приобретает лишь при очень малых степенях увлажнения грунтов, когда газопроницаемость их возрастает и не сопровождается значительным накоплением влаги.

Теория, позволяющая количественно оценить процесс миграции воды в промерзающих грунтах, в настоящее время отсутствует. Однако многочисленные лабораторные и полевые исследования дают возможность оценки влияния отдельных факторов на процесс миграции воды. Основными среди них являются: степень дисперсности и качество минеральных частиц, увлажнение грунтов, скорость их промерзания, а также плотность упаковки минеральных частиц грунтов, зависящая от давления, которое они испытывали или испытывают.

Как было отмечено выше, в зависимости от степени дисперсности грунтов процесс миграции влаги характеризуется различными не только количественными, но и качественными показателями.

Степень увлажнения грунтов определяет интенсивность процесса миграции воды. Наибольшей интенсивностью миграция характеризуется в условиях избыточного увлажнения грунтов, особенно при наличии близко расположенных к дневной поверхности грунтовых вод. Значительна она и при увлажнении грунтов от наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капилляров, причем основную значимость в этом диапазоне увлажнений для зимнего влагонакопления приобретает пленочный механизм миграции влаги, вызываемый действием адсорбционных сил и обусловливающий накопление большого количества льда в промерзающих слоях.

Дальнейшее понижение степени увлажнения резко снижает интенсивность миграции влаги. То же действие на процесс оказывает возрастание уплотнения грунтов и скорости их промерзания. Влияние скорости промерзания определяется соотношением между скоростью отвода тепла и скоростью притока влаги к кристаллам льда.

Из всего сказанного следует, что процесс миграции влаги является весьма сложным и при изучении его необходимо учитывать действие различных факторов и сил, которыми он вызывается. Впервые наиболее полно и всесторонне процесс миграции влаги в промерзающих грунтах был рассмотрен М. И. Сумгиным (1940). Однако схему миграции влаги Сумгина следует дополнить и уточнить, так как в ней отсутствует четкое разграничение между факторами, нарушающими равновесное состояние воды и силами, под действием которых осуществляется передвижение

**Схема миграции влаги**

| Факторы, нарушающие равновесное состояние воды в грунтах | | Силы, обусловливающие передвижение воды в грунтах | Механизмы передвижения воды в грунтах | Состояние передвигающейся воды |
|---|---|---|---|---|
| основные | второстепенные | | | |
| Градиенты температуры, концентрации влаги и гидростатического давления | осмотического давления и упругости пара | Адсорбционные, капиллярные, осмотические и гидростатические | Пленочный, капиллярный* кристаллизационно-пленочный, | Жидкое |
| | | | диффузионный, напорный | Парообразное Жидкое |

* Имеет место в слоях, залегающих ниже фронта промерзания.

влаги. Не отражена в схеме также значимость отдельных факторов и сил в интенсивности процесса миграции влаги.

Более полная схема миграции влаги в промерзающих грунтах представлена в табл. 12.

## Пучение рыхлых горных пород при промерзании [1]

Пучением рыхлых горных пород (почв и грунтов) при промерзании называется увеличение их объема в процессе промерзания, почти всегда неравномерное. Увеличение объема грунта происходит как за счет приращения (~ на 9%) объема воды, содержащейся в данном грунте при ее замерзании, так и (главным образом) за счет замерзания новых объемов воды, подтянутых к фронту промерзания в процессе миграции влаги.

Вследствие неоднородности состава грунтов, неравномерности распределения в них влаги, различий в гидрогеологических условиях — равномерного увеличения объема грунтов при

[1] Составлено Н. А. Цытовичем.



Таблица 12

**в промерзающих грунтах**

| Степень увлажнения грунта | Преобладающий механизм передвижения влаги в грунте | Интервалы отрицательной температуры преобладания отдельных механизмов передвижения влаги | Интенсивность процесса миграции влаги в зависимости от степени увлажнения и температуры |
|---|---|---|---|
| Близко к полной водонасыщенности грунта | Пленочный | От 0 до —2°,5 | Значительная с выделением большого количества прослоек льда |
| От наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капилляров | Пленочный | От 0 до —2°,5 | Еще достаточно значительная с выделением прослоек льда |
| От влажности разрыва капилляров до максимальной гигроскопической | Пленочно-диффузионный | При любой отрицательной температуре | Малая без выделения прослоек льда |
| Ниже максимальной гигроскопической | Диффузионный | То же | То же |

промерзании почти никогда, особенно на значительной территории, не наблюдается.

Неравномерное же увеличение объема грунтов при промерзании, т. е. пучение грунтов, наблюдается весьма часто и является вредным процессом (особенно для дорожных и аэродромных покрытий), приводящим покрытия к неизбежным разрушениям.

Если происходит пучение грунтов при промерзании лишь за счет поровой влаги без подтока воды извне, хотя и при наличии процесса перераспределения влаги, то такое пучение носит название пучения в закрытой или замкнутой системе (С. Тэбер, М. И. Сумгин и др.). Это пучение, как правило, невелико и измеряется величиной порядка нескольких процентов от толщины слоя промерзания грунта. Сказанное иллюстрируется данными, приведенными в табл. 13 и 14.

Из табл. 13 видно, что величина относительного пучения (отношение высоты подъема грунта к глубине его промерзания) зависит и от способа замораживания: при равномерном промерзании только сверху величина относительного пучения меньше, чем при промораживании со всех сторон; при понижении темпе-

Таблица 13

**Зависимость величины относительного пучения грунтов от условий промерзания**

(по опытам Н. А. Цытовича и И. С. Вологдиной)

| Грунт | Влажность $w_{общ.}$, % | Величина относительного пучения, % | |
|---|---|---|---|
| | | промерзание только сверху | промерзание со всех сторон |
| Песок (1—0,25 мм—60,2%; 0,25—0,05 мм—39,8%) | 18,7 | 0,42 | 1,6 |
| Пылевато-илистый суглинок (1—0,05 мм—3,7%; 0,05—0,005 мм—81,8%; <0,005 мм—14,5%) | 21,9 | 1,27 | Не испытывался |
| Глина (1—0,01 мм—3,7%; 0,01—0,005 мм—34,3%; <0,005 мм—62,0%) | 32,4 | 2,38 | 5,2 |

Таблица 14

**Зависимость величины относительного пучения суглинка от интенсивности охлаждения при промерзании**

(по опытам А. П. Боженовой)

| Грунт | Влажность $w_{общ.}$, % | Температура охлаждения, °С | Величина относительного пучения, % |
|---|---|---|---|
| Пылеватый суглинок (>1 мм—1,4%; 1—0,05 мм—5,2%; 0,05—0,01 мм—38,2%; <0,01 мм—55,2%) | 26,4 | —3,0; —3,5 | 1,59 |
| | 26,4 | —4,5; —5,0 | 1,48 |
| | 26,4 | —9,5; —10,0 | 0,71 |

ратуры промораживания величина относительного пучения уменьшается. Последнее объясняется тем, что при низкой температуре имеет место не только процесс миграции влаги, но и процесс ее фиксации, который при очень низкой температуре будет иметь превалирующее значение.

Заметим, что, по опытам Н. А. Цытовича, для плотных глинистых грунтов процесс интенсивной миграции наступает лишь при достаточно большой величине начального температурного градиента, т. е. необходим некоторый и довольно большой начальный температурный градиент, чтобы включился в действие пленочный механизм миграции влаги. Промораживание же песков (за исключением лишь очень тонких пылеватых) имеет ту особенность, что при свободном оттоке воды объем их при промерзании практически остается неизменным, так как напор воды, возникающий при росте кристаллов льда, быстро распространяется на соседние объемы песка, и излишняя вода отжимается в стороны, обезвоживая область промораживания.



При подтоке воды извне, когда уровень грунтовых вод расположен на глубине меньшей, чем высота всасывания грунта, т. е. когда грунт промерзает в условиях так называемой открытой системы, вертикальное пучение грунтов, связанное с миграцией влаги к фронту промерзания и фиксацией (по Ф. Г. Бакулину) ее в виде льда в промерзшем слое, значительно возрастает, достигая десятков процентов и более от глубины промерзания.

## Изменение объема рыхлых горных пород при промерзании и образование морозобойных трещин[1]

Наряду с описанными выше физическими и физико-химическими процессами дисперсных мерзлых пород очень большое практическое и генетическое значение имеют процессы их растрескивания под действием напряжений, возникающих при неравномерном изменении объема мерзлой толщи.

Изменения объема мерзлой толщи пород могут происходить под влиянием различных физических и физико-химических процессов. По характеру этих последних изменения объема мерзлой рыхлой породы можно подразделить на три типа: температурные, диагенетические и миграционные.

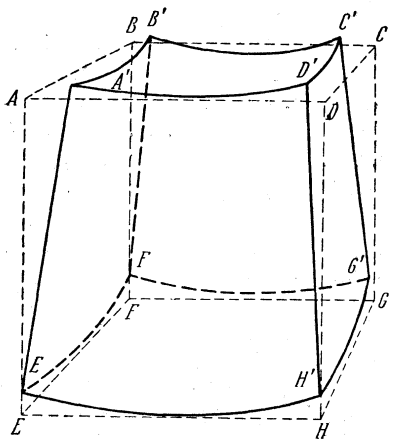
К первому типу относятся изменения объемов мерзлого грунта при охлаждении или нагревании в диапазоне отрицательной температуры,— ко второму типу (диагенетическому) можно отнести, например, изменения объема при кристаллизации воды в грунте, а также при его высыхании и, наконец, к третьему (миграционному) — изменения объема, обусловленные накоплением льда в связи с миграцией воды. Вследствие этих изменений объема, происходящих неравномерно, в мерзлых грунтах развиваются напряжения, часто превышающие их временные сопротивления и приводящие к образованию трещин.

1) Температурные изменения объема. Для выяснения характера возникающих напряжений при температурном изменении объема мерзлой породы рассмотрим в качестве примера напряжения и деформацию элементарного твердого кубика *ABCDEFGH*.

[1] Составлено Б. Н. Достоваловым.

При равенстве температуры во всех точках кубика температурных напряжений нет и он сохраняет кубическую форму, обозначенную пунктиром (фиг. 2).

При охлаждении сверху верхний горизонтальный слой площадью $ABCD$ стремится сократиться до размеров площади $A'B'C'D'$, но этому мешает связанный с ним лежащий ниже слой, температура которого выше, а площадь больше.




Фиг. 2. Схема деформаций элементарного объема замерзающего грунта.

Вследствие взаимодействия этих слоев в них возникают напряжения: верхний слой растягивается нижним, а нижний — сжимается верхним. То же можно сказать о любых двух соседних слоях, за исключением поверхностного слоя, который растягивается особенно сильно.

Если отделить рассматриваемый кубик от массива, в нем произойдет деформация сдвига и изгиба. Каждый горизонтальный слой будет сдвигаться к своей центральной точке относительно лежащих ниже слоев. Поверхность $ABCD$ станет вогнутой и займет положение $A'B'C'D'$, а поверхность $EFGH$ — выпуклой и займет положение $E'F'G'H'$.

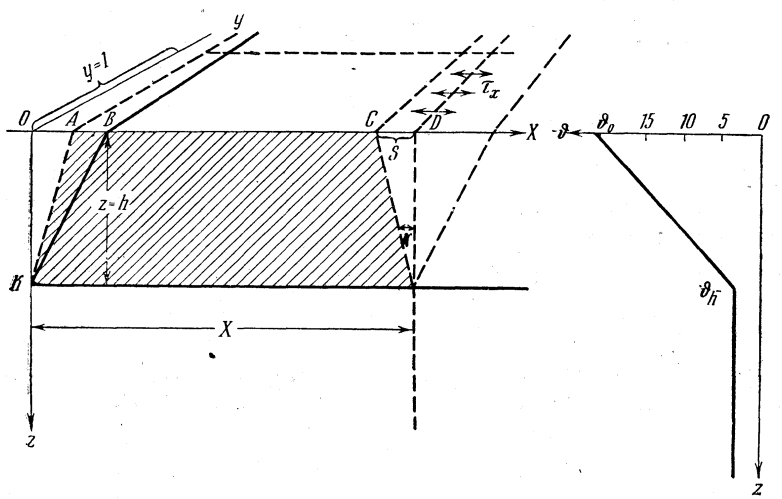
Таким образом, при охлаждении сверху каждый элемент объема мерзлой породы испытывает растягивающие, сжимающие, сдвигающие и изгибающие напряжения. Но до наступления разрывов в однородном бесконечно протяженном массиве температурные напряжения проявляются как растяжения или сжатия, а деформации — как сокращения или расширения по вертикали.

Сходные по характеру напряжения и деформации глинистые породы испытывают и при высыхании, представляющем второй — диагенетический — тип изменения объемов.

Рассмотрим приближенный расчет температурных напряжений в мерзлых глинистых породах при их охлаждении. С этой целью схематизируем нашу задачу следующим образом (фиг. 3).

Расположим систему прямоугольных координат $XYZ$, как показано на фиг. 3, и будем рассматривать мерзлый массив как нижнюю четверть пространства, ограниченную плоскостями $YZ$ и $XY$, которые в данном случае являются свободными поверхностями мерзлой породы. Пусть при этом температура представлена кривой в правой части фиг. 3. Тогда справа от плоскости $YZ$ в слое мощностью $z = h$ все верхние элементы объема будут стремиться сократиться относительно нижних и ребро $OY$ отойдет вправо на расстояние $OB$; в то же время в грунте возникнут растягивающие напряжения, уравновешиваемые в пределах упругости силами сцепления.

Определим эти напряжения, обозначаемые $\tau_x$, в сечении, параллельном плоскости $YZ$, на расстоянии $x$ от последней; при этом мы будем считать их касательными напряжениями, приложенными к поверхности грунта.




Фиг. 3. Схема распределения касательного напряжения в верхнем слое охлаждающегося мерзлого грунта.

Задача эта статически неопределимая, так как единственными данными являются равенство и противоположная направленность сил в любой точке выбранного сечения. Воспользуемся поэтому принципом совместности деформаций.

Рассечем мерзлую породу по плоскости, параллельной плоскости $YZ$ на расстоянии $x$ от последней, тогда силы сцепления уже не будут уравновешивать силы растяжения; в отсеченной части напряженного слоя произойдет деформация сдвига и линия $BD$ переместится влево на расстояние $S = {}^1/_2\, OB$ в положение $AC$ (фиг. 3).

Если бы все горизонтальные слои отсеченной части породы могли свободно передвигаться относительно друг друга и не были растянуты, то можно было бы считать длину $OB$ сокращением длины $x$ при охлаждении на $\Delta\upsilon = \upsilon_h - \upsilon_0$ градусов, т. е.

написать равенство

$$OB = 2S = \alpha x \Delta\vartheta$$

(где $\alpha$ — коэффициент линейного сокращения мерзлого массива), но на самом деле $OB < \alpha x \Delta\vartheta$ и мы можем приравнять эти две величины, умножив $\alpha x \Delta\vartheta$ на некоторый коэффициент $n < 1$, положив

$$OB = n\alpha x \Delta\vartheta = 2S. \qquad (1)$$

Если мы теперь восстановим действие сил сцепления, то последние произведут деформацию сдвига в обратном направлении, причем абсолютный сдвиг опять будет равен $S$.

Известно, что абсолютный сдвиг $S$ связан со сдвигающей касательной силой $Q$ следующим соотношением:

$$S = \frac{hQ_x}{FG}, \qquad (2)$$

где $h$ — расстояние от закрепленной плоскости тела до параллельной ей плоскости, по которой действует сила $Q$ (в нашем случае $h = z$); $F$ — площадь, по которой действует сила $Q$ (в данном случае $F = xy$); $G = \frac{E}{2(1+\mu)}$ — модуль упругости при сдвиге, где в свою очередь $E$ — модуль Юнга и $\mu$ — коэффициент Пуассона.

Приравнивая $S$ из равенств (1) и (2), получаем уравнение для определения силы $Q_x$, действующей в направлении $x$.

$$\frac{1}{2} n\alpha\Delta\vartheta x = \frac{hQ_x}{FG}, \qquad (3)$$

откуда

$$Q_x = \frac{1}{2} n\alpha GFx \frac{\Delta\vartheta}{h}. \qquad (4)$$

Вводя вместо силы $Q_x$ тангенциальное напряжение и имея в виду, что $\Delta\vartheta/h = \operatorname{grad}\vartheta_z$, получим окончательно

$$\tau_x = \frac{1}{2} n\alpha Gx \operatorname{grad}_Z \vartheta. \qquad (5)$$

При расчете градиента $\vartheta$, равного $\Delta\vartheta/h$ в формуле (5), за нормальную температуру ненапряженного массива естественно принимать температуру на глубине нулевых годовых амплитуд. Тогда слои при более высокой температуре будут относительно расширены и сжаты, а при более низкой — относительно сокращены и растянуты.

Таким образом, тангенциальное напряжение $\tau_x$ в охлаждающемся мерзлом массиве при наличии в нем свободной вертикальной поверхности $xy$ пропорционально градиенту температуры по вертикали ($\operatorname{grad}_z\vartheta$), расстоянию $x$ от свободной вертикальной



поверхности, модулю упругости при сдвиге $G$ и коэффициенту линейного расширения (сжатия) мерзлой породы $\alpha$.

Коэффициент пропорциональности в формуле (5) приближенно равен $^1/_2\, n$, причем коэффициент $n$ при малых деформациях должен незначительно отличаться от единицы.

Приравнивая $\tau_x$ временному сопротивлению при сдвиге $\tau_b$ из формулы (5), можно подсчитать расстояние $x_b$ от свободной вертикальной поверхности, на котором касательные напряжения достигнут предельных значений и произойдет разрыв, т. е. появится трещина.

Это расстояние равно:

$$x_b \approx \frac{2\tau_b}{\alpha G \operatorname{grad}_Z \vartheta}. \qquad (6)$$

Расчеты показывают, что расстояния между параллельными трещинами, получаемые по формуле (6), хорошо согласуются с наблюдаемыми в природе.

Рассмотрим теперь, как влияют входящие в формулу (5) величины на растрескивание сплошного мерзлого массива горных пород.

При достаточно больших линейных размерах массива и градиента температуры больше нуля напряжения обязательно превысят временное сопротивление и появится трещина. При этом в однородном массиве направление трещины должно быть прямолинейным. После образования первой трещины наступают существенные качественные изменения в процессе растрескивания: массив распадается на две части, причем каждая часть имеет по две свободных поверхности — горизонтальную и вертикальную.

Появление свободной вертикальной поверхности ($YZ$ на фиг. 3) обусловливает деформацию сдвига, которая частично уменьшит напряжения, причем уменьшение напряжений пропорционально углу сдвига. С удалением от свободной поверхности угол сдвига будет уменьшаться, а напряжения возрастать, пока опять не дойдут до предельного значения временного сопротивления при сдвиге.

При однородности материала расстояния от первой трещины, на которых напряжения достигают предельных значений, будут одинаковы и, следовательно, вторая трещина пойдет параллельно первой. Таким образом, поверхность однородного массива разбивается параллельными трещинами на ряд полос одинаковой ширины.

Осуществление сдвига у краев полос даст возможность грунту несколько деформироваться без разрыва в направлении вдоль полос, поэтому поперечные разрывы полос наступают на расстояниях, превышающих $x_b$ в первом случае, и охлаждающийся с по-

верхности однородный массив должен разбиваться трещинами не на квадраты, а на правильные прямоугольники, у которых короткие стороны образуются позже длинных.

Подтверждением сказанному может служить фиг. 4, на которой ясно видны правильные прямоугольники, образовавшиеся



Фиг. 4. Полигональное растрескивание поверхности почвы (фото Б. А.Тихомирова).

при растрескивании мерзлого массива. В левой части фиг. 4 правильность прямоугольников нарушается,по-видимому, вследствие залегания неоднородных пород.

Образовавшиеся трещины способствуют охлаждению грунта. Поверхности равной температуры располагаются параллельно стенкам трещин и горизонтальным поверхностям полос, а направления наибольших градиентов перпендикулярны им. Так как напряжения прямо пропорциональны градиентам, наибольшие напряжения должны развиваться в направлениях наибольших градиентов температуры, и, следовательно, вторичные — поперечные трещины должны образовываться перпендикулярно первичным — продольным.



Поэтому при сопряжении трещин можно утверждать, что основание образовалось раньше, а перпендикуляр позже (фиг. 5).

Так образуются тетрагональные почвы. При малых градиентах температуры образуются крупные прямоугольники. При возрастании градиентов температуры образуются все более



Фиг. 5. Характер сопряжения морозобойных трещин (фото Б. А. Тихомирова).

мелкие прямоугольники. Таким образом, размеры полигонов служат своего рода измерителем максимальных градиентов и минимальной температуры, т. е. резкости зимних температурных колебаний.

Заметим, кроме того, что в образовавшихся призматических отдельностях, охлажденных сверху, развиваются изгибающие напряжения (см. фиг. 2), также возрастающие с расстоянием, но уже по вертикали.

Следовательно, на некоторой глубине должны образовываться горизонтальные трещины в плоскостях, параллельных поверхности, и мерзлый однородный массив должен распадаться на прямоугольные параллелепипеды. Образование параллелепипе-

дальных отдельностей вследствие температурных напряжений действительно наблюдается в массивных горных породах.

И, наконец, следует иметь в виду, что реальные градиенты температуры имеют максимальные значения, обусловливающие наименьшие размеры прямоугольников (по-видимому, не меньше чем 4 × 6 м). Поэтому распадение твердых тел на более мелкие отдельности вызывается не температурными напряжениями, а другими причинами.

2) Диагенетические изменения объема горных пород. Эти изменения возникают вследствие различных физико-химических процессов, включая сюда и такие, как перекристаллизация минералов, высыхание и набухание дисперсных пород. В мерзлых дисперсных породах эти последние могут приводить к неравномерному изменению объемов и, следовательно, к развитию напряжений. Мы здесь коснемся только напряжений, возникающих вследствие изменений влажности дисперсных пород, т. е. вследствие их высыхания или увлажнения. Широко известным примером растрескивания талых глинистых пород вследствие высыхания являются так называемые такыры — трещиноватые глинистые почвы, распространенные в Кара-Кумах и Кызыл-Кумах.

На Севере трещины высыхания широко развиваются каждое лето на иловато-суглинистых участках низких пойм, выходящих на поверхность после спада весеннего паводка.

Подход к приближенному расчету напряжений, возникающих в рыхлых горных породах вследствие их неравномерного высыхания, или, другими словами, вследствие образования градиента влажности, может быть таким же, как и при определении температурных напряжений. Характер напряжений в обоих случаях будет одинаковым, а различие заключается лишь в количественных характеристиках. Вместо коэффициента линейного сокращения при охлаждении ($\alpha$) мы должны взять коэффициент линейной усадки при высыхании, а вместо градиента температуры — градиент влажности по вертикали ($\mathrm{grad}_z\, w$). Тогда, рассуждая таким же образом, как и в случае температурных напряжений, мы приходим к следующей формуле, выражающей тангенциальное напряжение $\tau_x$, вызывающее разрыв (трещину) в дисперсных породах при их высыхании при градиенте влажности по вертикали

$$\tau_x = \frac{1}{2} nkxG\, \mathrm{grad}_z\, w. \qquad (7)$$

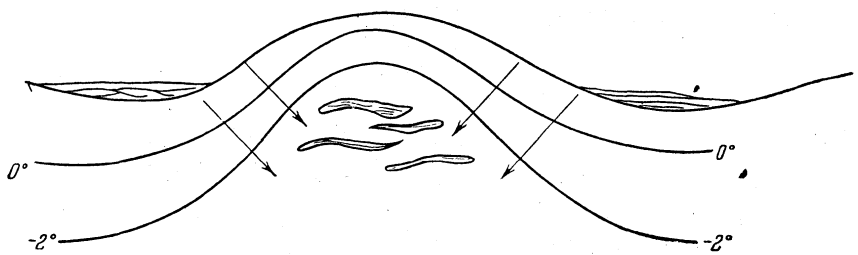
Разумеется, влажности в данном случае должны быть настолько малыми, чтобы грунт в какой-то мере обладал свойствами твердого тела.



Так как коэффициенты линейной усадки ($k$) по абсолютным величинам значительно больше коэффициентов линейного расширения ($\alpha$), параллельные диагенетические трещины образуются на меньших расстояниях, чем в случае температурных напряжений.

Диагенетические трещины усыхания развиваются последовательными генерациями, аналогично температурным трещинам и образуют параллелепипедальные отдельности размерами приблизительно от десятка до нескольких десятков сантиметров.

Подобные параллелепипедальные отдельности наблюдаются и в мерзлых глинистых породах, но здесь они часто разделены горизонтальными и вертикальными жилками льда, образующими так называемые «морозные текстуры».

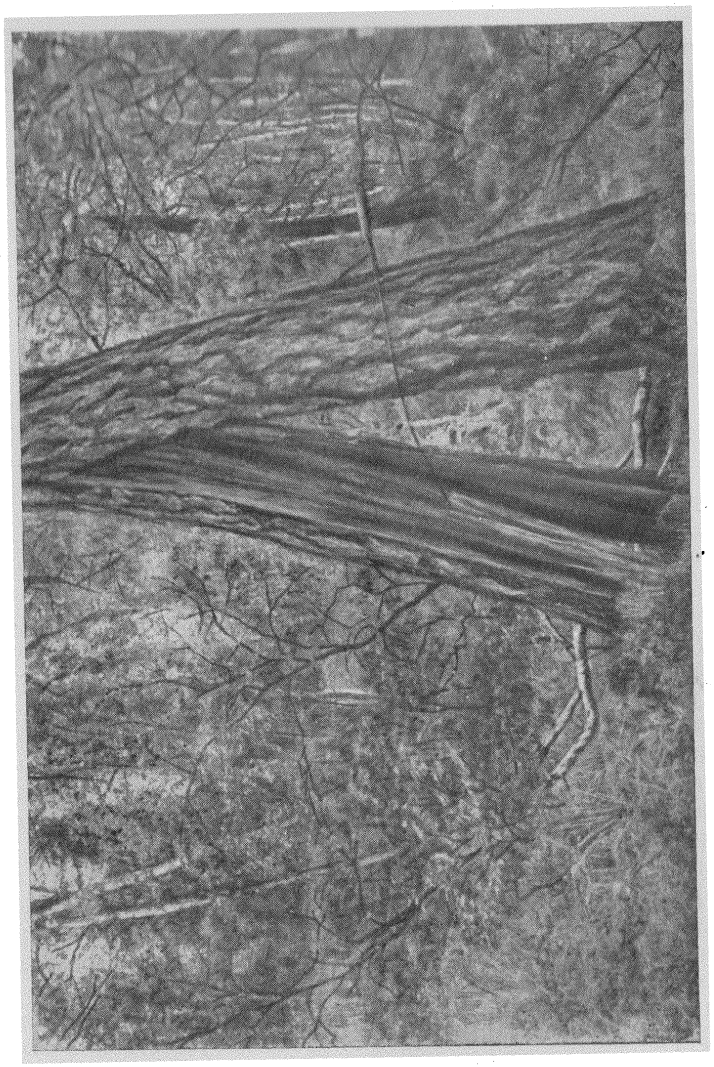



Фиг. 6. Схема расположения изотермических поверхностей и направления тепловых потоков.

При этом образование горизонтальных прослоек объясняется миграцией воды к фронту промерзания под влиянием градиента температуры, а вертикальные прослойки пока гипотетически могут быть объяснены образованием сетки вертикальных трещин, вследствие градиента влажности, возникающего при образовании горизонтальных прослоек льда, «осушающих» прилегающие к ним объемы грунта. В эти трещины мигрирует влага и, замерзая, образует вертикальные прослойки.

3) Изменения объемов при льдовыделении и растрескивании бугров пучения. Растягивающие и изгибающие напряжения, вызывающие образование трещин в дисперсных мерзлых породах, возникают также при выделении в этих породах льда в связи
с миграцией воды или при их пучении. По характеру напряжений и деформаций этот тип изменения объемов существенно отличается от первых двух.

Количественная трактовка этого случая еще недостаточно разработана, поэтому мы здесь приводим лишь качественное физическое объяснение роста ледяных ядер в буграх и даем конкретный пример развития напряжений и образования трещин.



Фиг. 7. Лиственница, разбитая трещинами, образовавшимися вследствие накопления подземного льда (фото А. П. Тыртикова).

Рассмотрим с этой целью фиг. 6, изображающую расположение изотермических поверхностей, а также направление тепловых потоков и миграции влаги летом. На фиг. 6 можно видеть, что образование выпуклого возвышения в глинистом грунте в естественных условиях изменяет ход изотермических поверхностей и направляет миграцию влаги под бугор, обеспечивая тем самым его дальнейший рост.

Верхний слой грунта, покрывающий разрастающиеся ледяные включения, все больше выгибается и растягивается, особенно зимой, вследствие усиленного охлаждения и растрескивания. Напряжения могут достигать больших значений, а трещины значительной ширины, что иллюстрируется фотографией фиг. 7, снятой А. П. Тыртиковым в Заполярье. На этой фотографии представлена лиственница приблизительно трехсотлетнего возраста диаметром около 70 см, растущая на склоне бугра и разбитая трещинами на три части.

## *Глава III*

# СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД[1]

Мерзлая порода, как всякая горная порода, характеризуется, помимо вещественного состава, также определенным строением, т. е. пространственным положением ее составных частей. В строении горной породы принято различать две взаимосвязанные стороны — текстуру и структуру, объединяющие пространственные признаки различного масштаба[2].

Особенности строения, обусловленные размерами и формой составных частей горной породы, а для некоторых пород также относительным количеством и ориентировкой составных частей, называют структурой. Текстура обычно определяется как пространственное расположение составных частей горной породы и степень заполнения ею пространства; она включает признаки сравнительно более крупного масштаба, в особенности такие, как слоистость, сланцеватость, характер отдельности. В сущности наличие текстуры всегда связано с известной дифференциацией составных частей горной породы в пространстве, а отсутствие дифференциации соответствует бестекстурности (так называемая «массивная текстура»).

Составными частями горной породы, пространственным положением которых определяется ее строение, являются минеральные кристаллические зерна и стекло, жидкие и газообразные включения, а в органогенно-минеральных породах также органические образования. В мерзлых породах к высокотемпературным минералам присоединяются кристаллические зерна льда, наличие которых и составляет отличительную особенность мерзлых пород.

Как правило, лед, входящий в состав горной породы, образуется при промерзании увлажненной породы. Появление льда

[1] Составлено П. А. Шумским.

[2] В понимании значения этих терминов у разных авторов и в разных разделах петрографии, не говоря уже о таких родственных науках, как почвоведение и грунтоведение, нет полного единства.



меняет первичное строение горной породы. Возникают новые специфические черты строения, не свойственные породе до промерзания, которые часто выделяют под именем криогенной (или морозной) структуры и текстуры. Пользуясь этими терминами, мы должны 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.

Строение, наряду с вещественным составом, обусловливает физические и механические свойства мерзлой породы и вместе с тем является непосредственно видимым выражением результатов процессов формирования и преобразования породы. Изучение строения необходимо для познания генезиса мерзлых пород и для управления процессами их формирования и свойствами.

Строение мерзлых пород исследовано в настоящее время очень мало. Изучение их текстуры, если исключить случайные ранние работы, началось только в 1920-х годах, а структура мелкозернистых пород до сих пор вообще не изучалась.

## 1. ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Из сложного комплекса процессов формирования мерзлых пород здесь необходимо коснуться только тех, которые непосредственно определяют криогенные особенности строения — процессов кристаллизации содержащейся в толще промерзающих пород воды или, другими словами, образования конституционных подземных льдов. Следует принять во внимание, что кристаллизация водяных паров в формировании строения мерзлых пород имеет очень ограниченное значение: только для малоувлажненных крупнозернистых пород; процессы льдообразования за счет воды и паров, проникающих извне в пустоты мерзлых пород, ведут преимущественно к образованию жильно-пещерных подземных льдов, т. е. мономинеральных ледяных пород, а не к преобразованию строения полиминеральных мерзлых пород.

Тип криогенной структуры и текстуры зависит прежде всего от того воздействия, которое оказывают на скелет породы образующиеся кристаллы льда и вода. Характер этого воздействия, в свою очередь, обусловлен первичным составом и строением породы (включая в понятие состава породы ее влажность) и условиями промерзания.

Кристаллизация воды — перегруппировка ее молекул в кристаллическую решетку льда — сопровождается увеличением объема на 9,07% и уменьшением плотности на 8,31%. Эти изме-

нения нарушают существовавшее прежде распределение влаги в горной породе.

Если рассматриваемый объем воды с одной стороны соприкасается с поверхностью твердого скелета породы, а с противоположной стороны — со свободным пространством, то увеличение объема при замерзании происходит беспрепятственно. Но и в этом случае, если вещество твердого скелета гидрофильно, уменьшение плотности и изменение тонкой структуры вещества в сфере действия поверхностных сил твердого скелета (во внешней, замерзающей при данной температуре части пленки связанной воды) нарушает равновесное распределение давления в пленке и вызывает приток воды из соседних участков, где замерзание данного слоя связанной воды еще не произошло. За счет воды, мигрирующей по пленке между кристаллом и поверхностью скелета породы, происходит рост кристалла льда. Этот процесс пленочной миграции воды может иметь место и в тех случаях, когда рост ледяных кристаллов стеснен скелетом породы. Он играет тем бо́льшую роль, чем больше удельная поверхность скелета и чем медленнее идет промерзание.

Отток пленочной воды к фронту промерзания при недостаточных запасах свободной воды в тонкодисперсной породе вызывает дегидратацию ее частиц, коагуляцию коллоидов, внутриобъемное сжатие, агрегирование и образование трещин перед фронтом промерзания, впоследствии заполняющихся льдом. Все эти изменения оказывают влияние на строение формирующейся мерзлой породы.

Если вода более или менее заполняет поры скелета породы и ограничена их стенками, но не всесторонне, то характер кристаллизации зависит от сопротивления скелета раздвиганию. При значительной величине сопротивления кристаллы льда ограничиваются в своем росте свободным пространством пор. Избыток свободной воды, возникающей вследствие увеличения объема при замерзании, отжимается по порам породы. Если же поры тонкие и вся вода связана поверхностью скелета, то отжатию противодействует противоположно направленный процесс пленочной миграции.

В случае замкнутого пространства некоторого объема воды или увлажненной породы, в котором свободный объем пор меньше прироста объема воды при замерзании, развивается давление до 2,5 тыс. атм. при температуре —22° и ниже (Tamman, 1922, стр. 154). Следовательно, практически оно ограничено только величиной сопротивления оболочки, неминуемо разрывающейся. На этом основано явление морозного выветривания монолитных горных пород при замерзании воды в трещинах, закупориваемых снаружи льдом. В рыхлых породах промерзание замкнутых систем с мерзлой оболочкой приводит к разрывам и внедрению



отжимаемой воды вдоль границ водонепроницаемого мерзлого слоя. То же самое явление может иметь своей причиной гидравлический напор потока подземных вод, на пути которого возникает преграда из водонепроницаемой мерзлой породы. В этих случаях, следовательно, раздвигание скелета породы осуществляется отжимаемой льдом водой, впоследствии замерзающей в образовавшейся полости. Такой процесс инъецирования в замкнутых системах может преодолевать самое сильное сопротивление вмещающих пород.

В случае сравнительно небольшого сопротивления скелета породы при известных условиях кристаллы льда в открытой системе могут не ограничиваться в своем росте свободным пространством пор, а отодвигать встречающиеся на пути препятствия в виде частиц породы, продолжая рост в направлении промерзания за счет подтягиваемой пленочной воды. Происходит наложенная на первичную осадочную породу д и ф ф е р е н ц и а ц и я под действием процесса кристаллизации с в ы д е л е́ н и е м л ь д а и подтягиванием пленочной воды к участкам льдовыделения.

Процесс льдовыделения имеет в своей основе способность растущих кристаллов оказывать давление в направлении своего роста и выталкивать встречающиеся на пути инородные тела. Эта способность, носящая название «с и л ы к р и с т а л л и з а ц и и», является результатом действия сил поверхностного натяжения на границах раздела кристалла, питающей его жидкости и инородного тела. Если сумма коэффициентов поверхностного натяжения на границах между кристаллом и жидкостью ($\sigma_{2,3}$) меньше коэффициента поверхностного натяжения на границе между кристаллом и телом ($\sigma_{1,3}$), т. е. $\sigma_{1,2} + \sigma_{2,3} < \sigma_{1,3}$, для разрыва пленки необходимо затратить работу, равную произведению величины поверхности раздела на разность поверхностных натяжений $\sigma_{1,3} - (\sigma_{1,2} + \sigma_{2,3})$ (C. W. Correns, 1926). Эти силы стремятся поддерживать непрерывность жидкой пленки между кристаллом и телом. Если жидкая пленка сохраняется, несмотря на возникающее вследствие сопротивления тела давление, и сохраняет способность доставлять питание данному участку поверхности кристалла в количестве, достаточном для поддержания такой же скорости роста, как и в соседних участках, то кристалл в процессе роста отодвигает встреченное на пути тело или сам отодвигается от него. В противном случае рост в данном месте замедляется, а затем прекращается, а если кристалл или агрегат кристаллов больше тела, то последнее врастает внутрь него.

Следовательно, для роста кристаллов льда, сопровождающегося раздвиганием частиц промерзающей рыхлой породы, необходимо сочетание следующих условий:

1) гидрофильности скелета горной породы [1];

2) наличия запасов воды, способных пополнять жидкие пленки между ледяными кристаллами и минеральными частицами;

3) не слишком большого сопротивления раздвиганию породы и

4) небольшого размера частиц скелета породы и малой скорости замерзания (так как увеличение того и другого требует более интенсивного притока воды через одно и то же поперечное сечение пленки).

Поэтому льдовыделение возможно лишь в несцементированных тонкодисперсных породах, достаточно увлажненных, промерзающих медленно и залегающих не очень глубоко под дневной поверхностью. Изменение каждого из перечисленных условий в неблагоприятную для льдовыделения сторону в известных пределах может быть компенсировано за счет других факторов, поэтому количественные показатели «границ морозоопасности» по каждому из них непостоянны при разных сочетаниях остальных условий. Приближенно эти границы могут быть определены следующим образом.

Льдовыделение может иметь место только в глинах, суглинках, супесях и иногда в тонких песках, а также в торфах и заторфованных породах. Верхним пределом размера минеральных частиц, допускающим льдовыделение, является 0,05 мм, а в самых благоприятных условиях 0,1 мм (Beskow, 1947, стр. 55; Dücker, 1939). Порода должна быть увлажнена свыше максимальной молекулярной влагоемкости или влажности нижнего предела пластичности (Федосов, 1940; Разумова, 1951, и др.). Особенно значительно льдовыделение при сильном переувлажнении данного участка породы или при наличии в соседних горизонтах больших запасов свободной влаги, способной мигрировать к слою промерзания. Порода не должна быть прочно сцементирована или сильно уплотнена — это увеличивает внутреннее сцепление и уменьшает ее влажность. В тонких суглинках и глинах в некоторых случаях льдовыделение может преодолевать довольно

[1] В случае, если вещество твердого скелета гидрофобно, что в естественных дисперсных породах почти не встречается, незначительное льдовыделение при прочих благоприятных условиях возможно благодаря гидрофильным свойствам льда. Питание растущих кристаллов льда осуществляется тогда по пленке воды, адсорбированной самими ледяными кристаллами, а подтягивание влаги к участкам льдовыделения обусловлено внутренним молекулярным сцеплением воды, препятствующим разрыву сплошности при расходовании запасов воды в близлежащих порах породы. Как показали исследования Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР (Ф. Г. Бакулин, О. С. Коннова и др.), этот механизм льдовыделения и миграции воды, считавшийся С. Тэбером (S. Taber, 1929, 1930, 1943) единственным и неосновательно отрицавшийся рядом других исследователей (М. Н. Гольдштейн, 1948), действительно существует, но играет незначительную, подчиненную роль.



значительное внешнее давление (до 15—16 кг/см$^2$), что соответствует глубине залегания более 100 м (S. Taber, 1943), тогда как в менее дисперсных породах для прекращения льдовыделения достаточно гораздо меньшей нагрузки. Большое значение имеет скорость замерзания. Очень быстрое замерзание не сопровождается льдовыделением даже в переувлажненных глинах, как показали опыты по охлаждению жидким воздухом (Jung, 1932). В природе скорость промерзания горных пород ($^1/_3$—1 мм/час) обычно более чем в 10 раз меньше, чем скорость, необходимая для того, чтобы воспрепятствовать льдовыделению в суглинках и глинах (Beskow, 1947).

Таким образом, в зависимости от свойств горной породы и условий ее промерзания, льдообразование может происходить только внутри наличных пор или же сопровождаться раздвиганием скелета и образованием включений или шлиров [1] льда, более крупных, чем существовавшие прежде пустоты. В первом случае вода фиксируется в порах породы, причем возникает лед-цемент, а в трещинах — жильный лед. Во втором случае вода мигрирует к участкам льдообразования.

Образование ледяных включений может происходить двумя путями: путем инъецирования воды в породу под напором по границам мерзлых пластов в замкнутых системах и путем кристаллизационной дифференциации-льдовыделения с подтягиванием пленочной воды в открытых системах. Лед, образовавшийся первым способом, называется инъекционным льдом, а образовавшийся вторым способом — сегрегационным.

В природе наиболее распространено льдообразование в порах — цементация породы льдом, к которому при благоприятных условиях присоединяются льдовыделение и инъецирование. Под влиянием этих процессов формируются текстура и структура мерзлых пород.

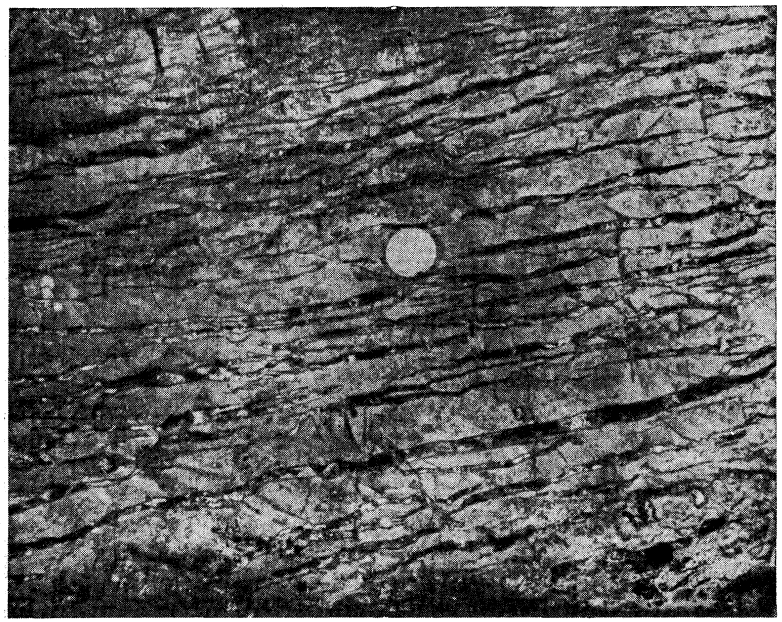
## 2. ТЕКСТУРЫ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Текстура мерзлой породы создается пространственным расположением ее составных частей, в первую очередь сцементированных льдом минеральных (или органогенно-минеральных) агрегатов и шлиров конституционного льда, но также и минеральных агрегатов различного состава и строения (благодаря первичной текстурности породы) и пр.

[1] Шлирами в петрографии называются минеральные тела, выделившиеся в процессе дифференциации, во время затвердевания расплава сложного химического состава (конституционные шлиры), а также затвердевшие продукты внедрения расплава в другие горные породы (инъекционные шлиры).

## Типы текстур

Установившейся терминологии текстур мерзлых пород пока еще нет, поэтому приходится использовать существующую в петрографии терминологию, отдавая предпочтение морфологическим признакам и стремясь возможно меньше изменять генетическое содержание понятий.

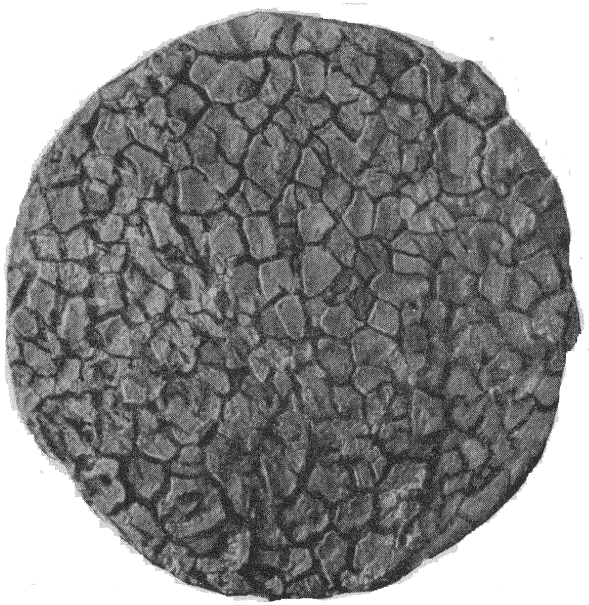


Фиг. 8. Слоистая текстура. Пылеватый суглинок
(фото Е. М. Катасонова).

Впервые типы мерзлых горных пород по текстурному принципу были выделены П. Кокконеном, различавшим массивную, слоистую и «пористую» (hohläumige) мерзлоту (Kokkonen, 1926); последняя морфологически соответствовала сетчатой текстуре, но генетически предусматривала лишь частный случай заполнения льдом пустот при промерзании пород. А. М. Пчелинцев назвал массивную текстуру «слитной», слоистую — «сланцеватой», а сетчатую — «конгломерато-брекчиевидной» и выделил также четвертый тип текстуры — «клиновидную», от которой впоследствии отказался. К. А. Баранов называл сетчатую текстуру «криопетельчатой» (Баранов, 1946), а Н. А. Цытович — «ячеистой». Применение большей части этих терминов следует признать



нецелесообразным, поскольку имеются более употребительные или более выразительные названия. Что же касается таких терминов, как «сланцеватая» и «конгломерато-брекчиевидная» текстуры, то они совсем не приемлемы, так как не соответствуют: второй термин — генезису, а первый — также и морфологии обозначаемых ими образований.



Фиг. 9. Сетчатая текстура. Тяжелая глина
(фото С. Тэбера).

Среди мерзлых пород, в зависимости от наличия, формы и расположения в них ледяных шлиров, следует выделять три основные типа текстуры:

1) м а с с и в н а я текстура — ледяные шлиры отсутствуют;

2) с л о и с т а я текстура — имеются ледяные шлиры в виде взаимно параллельных линзообразных слоев (фиг. 8);

3) с е т ч а т а я текстура — ледяные шлиры различной формы и ориентировки образуют более или менее непрерывную сеть или решетку (фиг. 9).

Второй и третий типы представлены группами текстур, которые можно подразделить:

а) в зависимости от размеров шлиров — на микро-, тонко- и толстослоистые (фиг. 10) и микро-, тонко- и толстосетчатые;

б) в зависимости от различий в густоте расположения и в размерах — на равномерно- и неравномернослоистые, равномерно- и неравномерносетчатые;

в) в зависимости от пространственной ориентировки шлиров — на горизонтально-, косо- и вертикальнослоистые, прямоугольно-, косоугольно- и неправильносетчатые.

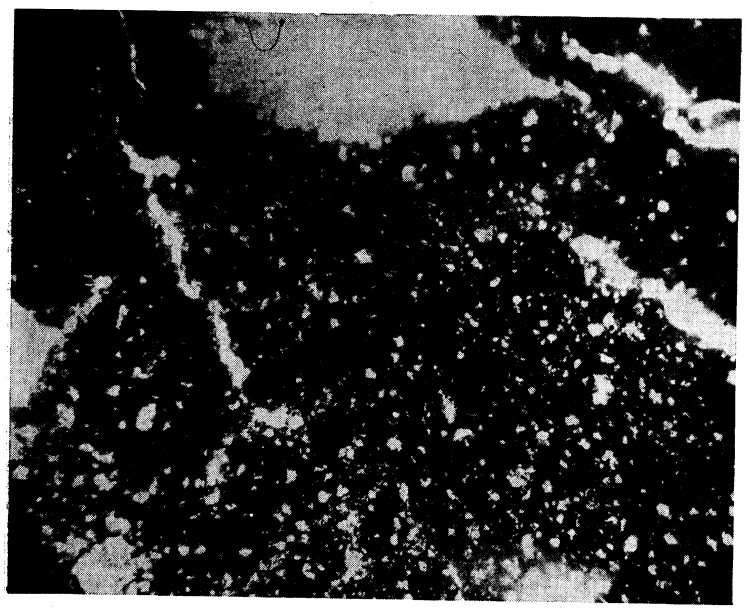


Фиг. 10. Тонкослоистая текстура. Пылеватый суглинок (фото Е. М. Катасонова).

Между указанными типами текстур имеются также разнообразные промежуточные текстуры, образующие непрерывный ряд переходов между ними. В качестве текстур, промежуточных между массивными, с одной стороны, и слоистыми и сетчатыми — с другой, можно рассматривать своеобразные порфировидные текстуры, характеризующиеся наличием более или менее изометричных неправильных мелких включений льда — порфировидных вкрапленников (фиг. 11), далее микрослоистые и микросетчатые текстуры, а также текстуры неравномернослоистые и неравномерносетчатые с очень редкими ледяными включениями. Переход между слоистыми и сетчатыми текстурами образуют текстуры неправильнослоистые и слоистосетчатые (фиг. 12). Строгие границы между перечисленными разновидностями



текстур указать невозможно. Соответствующие термины имеют не столько классификационное, сколько описательное значение, и употребление их в случае необходимости не должно заменять наглядного изображения и более точных количественных характеристик размеров, формы и расположения элементов, образующих тек туры.

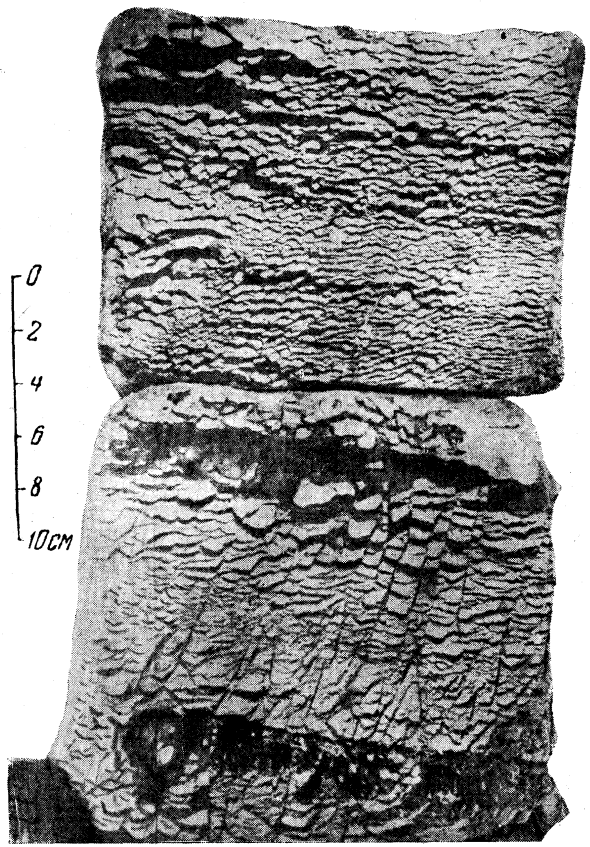


Фиг. 11. Порфировидная текстура. Лёссовидный суглинок. Увеличено в 40 раз (фото А. Я. Литвинова).

## Генезис текстур

Главную роль в формировании текстуры мерзлых горных пород играет льдовыделение и возникающие при этом процессе сегрегационные льды. Инъекционные и жильные льды имеют подчиненное значение или отсутствуют. Возникновение той или иной текстуры мерзлых горных пород за счет шлиров сегрегационного льда объяснялось влиянием ряда факторов: 1) понижением температуры кристаллизации в мелких порах и зарождением кристаллов льда преимущественно в крупных порах, 2) неоднородностью пород, наличием в них перерывов сплошности и плоскостей более слабого сцепления, 3) гранулометрическим составом пород, 4) их минералогическим составом, 5) составом обменных оснований в них, 6) сжимаемостью пород, 7) вели-

чиной их усадки и склонностью к растрескиванию при промерзании, 8) начальной влажностью и скоростью миграции воды, 9) направлением изотермических поверхностей, 10) величиной температурного градиента, 11) соотношением скоростей теплоотдачи и выделения теплоты кристаллизации подтягиваемой




Фиг. 12. Слоисто-сетчатая текстура. Пылеватый суглинок (фото Е. М. Катасонова).

воды, 12) различием сопротивления раздвиганию породы в разных направлениях, наконец, 13) хаотической ориентировкой кристаллических зародышей, анизотропией скоростей роста кристаллов льда и процессом отбора кристаллов вследствие различий в условиях питания и роста (Bouyoncos, 1923; Kokkonen, 1926; Taber, 1929, 1930; Морошкин, 1939; Beskow, 1947; Быков и Каптерев, 1938; Rückli, 1943, 1950; Шумский, 1955).



Влияние каждого из названных факторов на формирование текстуры пород при промерзании не подлежит сомнению. Но несомненно также, что действие их сложнейшим образом взаимосвязано, вследствие чего выделить и количественно оценить роль каждого фактора чрезвычайно трудно. Ниже приводится краткая характеристика влияния лишь основных и наиболее выясненных факторов и связей.

Кристаллы льда зарождаются прежде всего в более крупных порах горной породы, где вода менее прочно связана. Зародыши ориентированы беспорядочно и благодаря внутренним свойствам кристаллической решетки льда (вследствие меньшей ретикулярной плотности и большей поверхностной энергии граней призмы) стремятся расти преимущественно в базисной плоскости (Шумский, 1954, 1955). Но условия для роста разных кристаллов оказываются различными в зависимости от их пространственной ориентировки, расположения по отношению к местным неоднородностям вмещающей породы и к соседним ледяным кристаллам; далее, от времени возникновения зародыша относительно своих соседей, а также от свойств породы, в том числе ее начальной влажности, и от интенсивности отвода тепла. Под влиянием этих факторов в процессе промерзания происходит отбор ледяных кристаллов: одни из них вырастают до значительных размеров, раздвигая минеральный скелет породы и соединяясь группами в более или менее крупные агрегаты, другие остаются мелкими, цементируя частицы породы.

Развиваются преимущественно те кристаллы, которые зародились первыми — они успевают использовать местные запасы влаги из окружающих участков породы.

В переувлажненной текучей породе кристаллы растут за счет своего окружения, легко раздвигая минеральные частицы в любом направлении. Тогда ориентировка зародыша не имеет значения, все зародившиеся достаточно рано кристаллы разрастаются по базисной плоскости, образуя беспорядочную решетку пластинчатых монокристаллов с ячейками породы между ними, тем более густую и тонкую, чем быстрее шло промерзание. В зависимости от величины температурного градиента рост решетки монокристальных ледяных шлиров имеет место в более или менее узкой зоне промерзания, но со временем последняя перемещается в глубь массива. При этом кристаллы, ориентированные базисной плоскостью в направлении промерзания, проникают в еще талую породу прежде зарождения в ней кристаллов с другой ориентировкой (для чего требуется большее охлаждение) и получают преимущество в развитии. Таким образом, во всей массе породы последовательно слой за слоем формируется беспорядочная сетчатая текстура, причем, чем медленнее идет промерзание, тем большее преобладание

в ней могут получить ледяные шлиры, ориентированные в направлении температурного градиента. Для таких текстур, по-видимому, характерно формирование сегрегационного льда в основном за счет собственных запасов влаги в породе, с перераспределением ее лишь в пределах незначительного по мощности слоя.

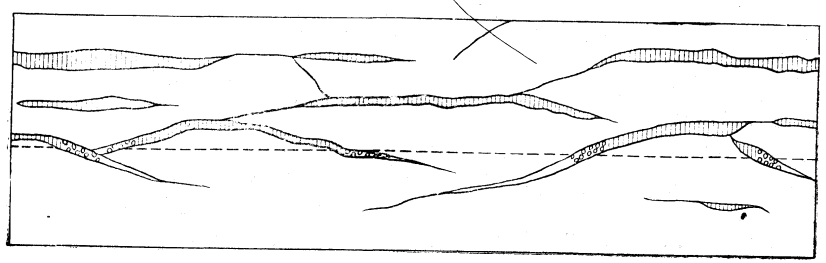
По мере уменьшения влажности и изменения консистенции породы от текучей к пластичной, условия сегрегационного льдообразования коренным образом изменяются.

Главное изменение заключается в возникновении все более значительного сопротивления раздвиганию породы во всех направлениях, кроме направления, нормального к поверхности массива, т. е. в большинстве случаев вертикального. Кроме того, рост кристаллов льда и дегидратация минеральных частиц в этих условиях приводят к появлению в породе трещин. Меняются также условия питания растущих кристаллов влагой.

Вследствие различного сопротивления вмещающей породы раздвиганию в разных направлениях происходит отбор кристаллов, выходящих за пределы пор: дальше могут расти только те из них, которые ориентированы базисными плоскостями более или менее параллельно поверхности массива и, следовательно, в большинстве случаев также параллельно изотермическим поверхностям. Благодаря этому приобретает новое значение и ряд факторов. Зарождение кристаллов одновременно происходит примерно на одной и той же изотермической поверхности при преимущественном росте их в этой плоскости. Это дает тенденцию к слиянию кристаллов в поликристаллические ледяные шлиры, параллельные поверхности массива.

При этом, чем больше температурный градиент, чем однороднее и мелкозернистее порода, тем более вероятно одновременное зарождение кристаллов на одной изотермической поверхности и образование непрерывных ледяных слоев на большом протяжении. В условиях малых температурных градиентов роль изотермических поверхностей в ограничении пространства, в котором возможно зарождение и рост кристаллов, уменьшается. Само собой разумеется, что увеличение температурного градиента может благоприятствовать возникновению непрерывных ледяных слоев большого протяжения лишь постольку, поскольку увеличение скорости промерзания не станет вообще препятствием для льдовыделения.

Неоднородность, перерывы сплошности и плоскости более слабого сцепления в пластичной породе приобретают большое значение как места зарождения и преимущественного роста ледяных кристаллов, ориентированных базисными плоскостями параллельно плоскостям ослабления. Ледяные шлиры возникают прежде всего в трещинах, по плоскостям скрытой зачаточной сланцеватости суглинков и глин, по границам слоев, вокруг камней, в ходах червей и т. п., а в пористой пахотной земле образуются неправильные гнезда льда. Особенно правильная слоистая текстура формируется в ленточных глинах. Влияние строения породы до промерзания столь велико, что если направление слоистости резко отличается от направления изотерм, возникают две системы ледяных шлиров, ориентированные по обоим направлениям, с постепенными переходами между ними.



Фиг. 13. Поперечный разрез зоны промерзания в глине. Лед кристаллизуется преимущественно в открытых трещинах, проникающих ниже границы промерзания (вследствие оттока воды) (по Г. Бескову).

При расклинивании пластичной породы растущими кристаллами льда, сопровождающемся дегидратацией минеральных частиц и усадкой породы, возникают трещины, ориентированные преимущественно по направлению преобладающего роста пластинчатых кристаллов — параллельно фронту промерзания, но нередко отклоняющиеся от этого направления. Перед зоной промерзания вследствие отсасывания влаги могут образоваться также трещины, расположенные под прямым углом к первым, в направлении промерзания. 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 изменить направление роста, следуя направлению трещины, отчего возникает несоответствие между кристаллографической и геометрической ориентировкой ледяных шлиров. Перед зоной промерзания часто наблюдается прерывистая система трещин, проникающих иногда на несколько сантиметров в породу с температурой выше 0° (фиг. 13) и последовательно заполняющихся льдом. Эти явления нарушают правильность формирующейся слоистой текстуры.

Возникновение параллельных изотермам слоистых текстур может сопровождаться значительным подтоком воды в зону промерзания из нижних горизонтов с образованием относительно мощных ледяных включений. Необходимым условием для

этого является равновесие между количествами тепла, оттекающего к источнику холода и выделяющегося в процессе кристаллизации мигрирующей в зону промерзания воды. Чем быстрее идет промерзание, тем интенсивнее должен быть подток воды. Если равновесие между ними нарушается вследствие ускорения промерзания или уменьшения притока воды после обеднения влагой близлежащих горизонтов, то промерзание охватывает поры породы ниже ледяного слоя, где может начать формироваться новый слой, также растущий в толщину за счет подтягиваемой воды, если снова устанавливается необходимое равновесие.

В большинстве случаев, по-видимому, процесс промерзания пластичных пород представляет собой чередование остановок фронта кристаллизации на уровнях установления теплового равновесия, где формируются ледяные шлиры, со скачкообразными перемещениями его после исчерпывания близлежащих запасов влаги и нарушения равновесия (Taber, 1930; Beskow, 1947; Цытович и Сумгин, 1937). В общем, чем медленнее идет промерзание, тем благоприятнее условия для поддержания теплового равновесия и формирования мощных ледяных шлиров. При образовании сетчатых текстур в переувлажненных породах явление миграции влаги из других горизонтов и возникновение теплового равновесия за счет этого фактора вряд ли могут играть заметную роль, однако, характер зависимости размера ледяных шлиров от скорости промерзания остается тем же: чем быстрее промерзание, тем тоньше шлиры и обусловленная ими текстура.

### Условия образования текстур в природе и естественные комплексы мерзлых пород

Текстуры мерзлых пород, насколько известно, в подавляющем большинстве случаев имеют первичный характер, т. е. сформированы в процессе промерзания горных пород. Таяние льда, миграция и кристаллизация воды, приводящие к перестройке текстуры мерзлых пород, практически ограничены пределами температурной области значительных фазовых переходов воды — по крайней мере, при более низкой температуре эти процессы не дают сколько-нибудь заметного результата даже в течение геологически длительного времени.

В природе наблюдается бесконечное разнообразие текстур мерзлых пород, соответствующее разнообразию свойств исходного материала и условий промерзания. Тем не менее, естественные комплексы мерзлых пород можно объединить в два типа или группы. К первой группе принадлежат толщи мерзлых пород, промерзавшие эпигенетически, т. е. после отложения всей толщи, а ко второй — толщи, промерзавшие сингенетически — в процессе своего накопления. Льдистость и текстуры мерзлых пород в них будут различаться благодаря взаимосвязанным различиям в уплотненности, влажности, прочности цементации, глубине залегания, скорости и направлении промерзания горных пород.

1) Эпигенетические мерзлые толщи горных пород в целом характеризуются сравнительно небольшой льдистостью и преобладанием массивных и слоистых криогенных текстур. Наименее благоприятные условия для льдообразования создаются при промерзании сильно обезвоженных и уплотненных или даже сцементированных осадочных пород, которые в случае прочной цементации, вообще в отношении условий льдообразования, не отличаются от изверженных и метаморфических пород. Как в тех, так и в других ни сегрегационный лед, ни лед-цемент образоваться не могут, а возникает только жильный лед в трещинах, существовавших ранее.

В тех случаях, когда осадочные породы сохранили достаточную для льдовыделения влажность и пластичность, эпигенетическое промерзание, по-видимому, приводит к характерному распределению криогенных текстур в вертикальном разрезе; верхний 15—20-метровый горизонт обладает горизонтально-слоистой текстурой, вверху тонкой, а книзу все более толстослоистой, с редкими ледяными слоями до 10—20 см мощностью. Реже наблюдаются слоисто-сетчатые текстуры с большим развитием горизонтальных ледяных шлиров, также разрежающихся и утолщающихся книзу. Глубже 20 м ледяные включения отсутствуют и текстура здесь массивная. Такая картина вертикального распределения криогенных текстур обусловлена уменьшением скорости промерзания с глубиной и увеличением давления вышележащей толщи. Разрезы подобного типа описаны К. К. Марковым, А. М. Пчелинцевым и Ф. Г. Бакулиным.

2) Сингенетические мерзлые толщи горных пород отличаются от эпигенетических значительно большей льдистостью, преобладанием сетчатых и слоистых текстур и иным распределением последних в вертикальном профиле. При сингенетическом промерзании субаэральных и мелководных осадков в состав мерзлой толщи последовательно, прослойка за прослойкой, переходит нижняя часть сезонно оттаивающего слоя, перемещающегося кверху вслед за перемещением поверхности по мере отложения новых осадков. Миграция воды в таких условиях ограничена пределами сезонно оттаивающего слоя, часто переувлажненного вследствие инфильтрации поверхностных вод до границы водонепроницаемых мерзлых пород. При осеннем промерзании в нижней части сезонно оттаивающего слоя возникают замкнутые системы, происходит напорная боковая миграция и образование линз инъекционного льда. До своего перехода в состав

мерзлой толщи нижняя часть сезонно оттаивающего слоя подвергается многократному промерзанию и оттаиванию, причем в зоне с низкой температурой горных пород промерзание ее происходит снизу, за счет холода мерзлой толщи.

Благодаря столь своеобразным условиям, сингенетическим мерзлым породам часто присущи высокая льдистость (до 60—80% и больше) и сетчатые текстуры. Последние могут чередоваться с непрерывными ледяными или сильно льдистыми слоями мощностью от 3 до 10 см, образующимися при особенно сильном переувлажнении надмерзлотного горизонта и нередко имеющими инъекционное происхождение. В менее увлажненных участках формируются слоистые текстуры. В вертикальном разрезе и по простиранию характер текстуры может многократно чередоваться в соответствии с изменением условий увлажнения накопляющихся осадков. Общая мощность сильнольдистых сингенетически промерзавших аллювиальных и делювиальных отложений в районах крупных опусканий четвертичного возраста местами достигает нескольких десятков метров.

## 3. СТРУКТУРЫ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Сведения о структуре мерзлых пород очень скудны главным образом вследствие больших технических трудностей ее изучения (П. А. Шумский, 1954). При современном состоянии знаний можно высказать лишь некоторые общие соображения о структурах мерзлых пород, основанные преимущественно на данных о льдистости и на изучении строения крупнозернистых мерзлых пород.

Специфика структуры мерзлых пород создается наличием в их составе льда, играющего роль цемента. Цементация льдом, как и любыми другими веществами, не меняет главных первичных структурных признаков горных пород — размеров и формы составных частей ее твердого скелета.

Тем не менее структура породы при появлении в ней льда-цемента в таком количестве, которое оказывает заметное влияние на свойства породы, существенным образом изменяется. Поэтому основная характеристика и, следовательно, название структуры мерзлой породы не будет отличаться от первичной, но ее необходимо дополнить характеристикой типа ледяного цемента и его структуры, а также соотношения между структурой цемента и скелетом породы.

Все монолитные или скальные горные породы, независимо от их генезиса (магматические, метаморфические, химические осадки и т. д.) при промерзании заметно меняют только водопроницаемость, так как не содержат льда-цемента. Структура таких пород при отрицательной температуре остается прежней,



а заполняющий трещины жильный лед следует рассматривать как самостоятельную горную породу. Своеобразная криогенная структура свойственна только дисперсным осадочным породам — связанным или рыхлым до промерзания обломочным и органогенно-минеральным. При этом однообразную структуру имеют лишь породы с массивной текстурой, а при наличии слоистой и сетчатой текстур сцементированные льдом минеральные или органогенно-минеральные агрегаты и ледяные шлиры обладают различными структурами. Здесь мы коснемся только первых (описание структуры ледяных шлиров).

Как известно, дисперсные осадочные породы имеют агломератные структуры, названия которых соответствуют гранулометрическому составу пород. Так, глины имеют пелитовые структуры, пылеватые породы — алевритовые, пески — псаммитовые и грубообломочные породы — псефитовые структуры, подразделяющиеся на брекчиевые и конгломератовые. Те же структуры свойственны им и в мерзлом состоянии с тем, однако, отличием, что теперь в характеристику структуры породы должны войти также определения типа и структуры ледяного цемента.

В зависимости от степени заполнения пор различают четыре типа цемента:

1) к о н т а к т н ы й — расположен только в местах контакта частиц скелета;

2) п л е н о ч н ы й — обволакивает поверхность частиц сплошь, оставляя часть пор незаполненной;

3) п о р о в ы й — заполняет поры целиком и

4) б а з а л ь н ы й — образует основную массу породы, в которую погружены разобщенные частицы скелета.

Как явствует из рассмотрения процессов формирования мерзлых пород, тип ледяного цемента мерзлой породы зависит от ее начальной влажности и от условий миграции влаги при промерзании. Контактный и пленочный цемент характерны преимущественно для неводонасыщенных песчаных и грубообломочных пород, а поровый — для таких же пород, но водонасыщенных. Пылеватые и особенно глинистые мерзлые породы, по-видимому, в большинстве случаев обладают базальным ледяным цементом, состоящим из ультрамикроскопических кристаллов.

Структуры ледяного цемента, т. е. форма, размеры, ориентировка и расположение его кристаллов в мерзлой породе, до сих пор остаются почти совершенно не изученными. Можно только предполагать, что они окажутся не менее разнообразными, чем структуры мономинеральных ледяных горных пород, и будут отражать условия образования льда-цемента.

Структура льда-цемента принадлежит к типу кристаллически-зернистых структур. В этой группе, в зависимости от размеров кристаллических зерен, можно различать явнокристалли-

ческие (крупно-, средне- и мелкозернистые) и скрытокристаллические (микрокристаллические и ультрамикрокристаллические) структуры, а также равномернозернистые и порфировые (неравномернозернистые) структуры.

В зависимости от формы и кристаллографической ориентировки зерен различают структуры:

а) неправильнозернистую (аллотриоморфнозернистую) — форма зерна неправильная, обусловлена влиянием других зерен, окружающих данное; кристаллографическая ориентировка беспорядочная;

б) призматическую (призматическизернистую или панидиоморфнозернистую) — кристаллы имеют более или менее правильную форму, свойственную данному классу симметрии (призматическую); ориентировка упорядоченная линейная (главные оси параллельны между собой и с длинными геометрическими осями призматических кристаллов);

в) промежуточные между двумя первыми (гипидиоморфнозернистые). У льда промежуточные структуры бывают двух типов: пластинчатая (зерна сплющены по главной оси) и столбчатая (зерна вытянуты по главной оси).

В зависимости от соотношения зерен цемента с частицами скелета породы различают структуры:

а) межчастичную (интерсертальную) — зерна цемента расположены в единичных промежутках между частицами скелета и не превышают их по размерам (поликристаллический цемент); и

б) объемлющую[1] (пойкилитовую) — зерна цемента крупнее частиц скелета, обволакивают их (так называемый «монокристаллический» цемент).

Таким образом, полное определение структуры мерзлой породы будет выглядеть примерно так: алевритовая объемлющая структура с неправильнозернистым базальным ледяным цементом (для пылеватого суглинка), псаммитовая межчастичная структура с пластинчатым поровым ледяным цементом (водонасыщенный песок), конгломератовая межчастичная структура со столбчатым пленочным ледяным цементом (неводонасыщенный валунный галечник) и т. п. Естественно, что эти определения должны дополняться конкретным описанием с количественными характеристиками формы и размера частиц скелета и зерен льда-цемента, степени развития оптических аномалий во льду, с диаграммами кристаллографической ориентировки и пространственного распределения кристаллов льда-цемента, фотографиями структуры и т. д. (П. А. Шумский, $1954_1$).

[1] Термины «неправильнозернистая», «призматическая», «межчастичная» и «объемлющая» структуры вместо известных в петрографии терминов введены по предложению и настоянию ответственного редактора Н. А. Цытовича.



Размер кристаллов льда-цемента зависит от размеров пор породы, ее влажности (степени заполнения пор водой), эффективности ядер кристаллизации и от скорости замерзания. В мерзлых породах, по-видимому, преобладают межчастичные структуры, при которых в пылеватых и глинистых породах лед-цемент является скрытокристаллическим, а в грубодисперсных породах — явнокристаллическим. В мерзлых валунных и галечных конгломератах наблюдался лед-цемент крупнозернистой структуры зерна до 1,0—1,5 см в поперечнике (Leviskä, 1914). Иногда, однако, даже в тонкодисперсных породах встречаются объемлющие структуры, образование которых, по-видимому, связано с очень медленным промерзанием водонасыщенных пород. К такому типу относилась структура пылеватой супеси из центральной Якутии, в которой минеральные частицы были включены в крупные кристаллы проросшего по порам льда-цемента (Шумский, 1955).

Ледяной цемент, как правило, по-видимому, обладает равномернозернистой структурой. Псевдопорфировые структуры, вероятно, могут возникать лишь вторично, под влиянием механических воздействий, ведущих к катаклазированию части зерен, как наблюдалось в повторножильных льдах.

Неправильнозернистые и пластинчатые структуры у льда возникают в процессе протокристаллизации (зарождения новых кристаллов), а призматические и столбчатые — при преобладании вынужденной ортотропной кристаллизации (ориентированного роста существующего агрегата кристаллов). У льда-цемента, по-видимому, преобладают неправильнозернистые структуры с хаотической кристаллографической ориентировкой, поскольку в мерзлых породах всегда имеется большое количество эффективных ядер кристаллизации, а также потому, что теплоотдача при промерзании осуществляется в основном через более теплопроводный минеральный скелет. В таких условиях зарождающиеся кристаллы ориентируются главными осями преимущественно по нормали к поверхности минеральных частиц, т. е. во всех возможных направлениях (Dobrowolski, 1923; Шумский, 1955, $1955_1$). В условиях, допускающих процессы ортотропной кристаллизации, например, при очень медленном промерзании водонасыщенных грубообломочных пород, правильность призматической структуры ледяного цемента нарушается изгибами направления роста кристаллов перпендикулярно к поверхности обломков скелета (Leiviska, 1914).

Детальные исследования текстуры и структуры мерзлых пород в дальнейшем должны дать возможность расшифровки процессов и условий их формирования и всесторонне объяснить их свойства. Таким образом, они необходимы как для изучения истории мерзлых пород, так и для практического их использования.

*Глава IV*

# ФИЗИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ В ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТАХ

## 1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ [1]

В этой главе разбираются физические явления и процессы, возникающие в мерзлых грунтах при их оттаивании и, прежде всего, процессы таяния подземного льда, температурная характеристика всего процесса оттаивания мерзлых грунтов и деформации их при оттаивании.

При таянии льда, содержащегося в мерзлых грунтах, влага получает бóльшую подвижность, и в оттаивающих грунтах возникает новый процесс ее перераспределения. При этом часть обусловленных льдом цементационных связей между отдельными минеральными частицами и их агрегатами ослабляется или полностью разрушается; в грунте возникают процессы гидратации минеральных частиц и их агрегатов, что приводит к внутриобъемным деформациям определенного направления, накладывающимся на процесс уплотнения, на осадки и просадки оттаивающего массива.

Явления и процессы, возникающие в оттаивающих грунтах, различны и зависят от состава, строения и свойств последних.

В дисперсных, особенно в глинистых, грунтах направление процессов, возникающих при их оттаивании, в большинстве случаев обратно тому, которое наблюдается в промерзающих грунтах. Так, если в промерзающих глинистых грунтах имеют место процессы накопления (часто в значительных количествах) влаги у фронта промерзания, льдовыделения, дегидратации, коагуляции и внутриобъемного сжатия, а также цементации минеральных частиц и их агрегатов, то в оттаивающих грунтах идут процессы таяния льда и ремиграции влаги из оттаивающего слоя, гидратации, диспергации и внутриобъемного набухания, что обусловливает значительное уменьшение прочности этих грунтов. Если замерзание глинистых грунтов вызывает явления пучения, то в оттаивающих сильно льдистых грунтах наблюдаются явления оседания в обратном направлении, что иногда приводит к просадкам и провалам, развитию термокарста и т. д. Часть явлений и процессов, возникающих при промерзании и оттаивании, обратимы (например, замерзание воды — таяние льда), другая часть — неполностью или совсем необратимы (коагуляция—диспергация минеральных частиц, внутриобъемное сжатие—набухание и т. п.).

[1] Составлено Ф. Г. Бакулиным.



## 2. О ТАЯНИИ ЛЬДА, СОДЕРЖАЩЕГОСЯ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ [1]

Превращение мерзлого грунта в талый связано с таянием льда, содержащегося в мерзлом грунте. Явления, возникающие в мерзлом грунте в процессе таяния льда, обусловлены термодинамикой фазового перехода льда в воду. При таянии совершается работа разрушения молекулярной кристаллической решетки чистого льда (Owston, Lonsdale, 1948), эквивалентная 79,69 кал/г.

Процессы таяния льда в мерзлых грунтах по сравнению с таянием чистого льда осложняются влиянием адсорбционных свойств поверхности минерального скелета, дополнительными физико-химическими явлениями, возникающими в результате растворения части минерального скелета в воде (поверхностный раствор, образование и разрушение коллоидов), и химическими явлениями (образование кристаллогидратов, межфазовые химические реакции). При изменении температуры, давления или объема системы равновесное состояние между льдом и незамерзшей водой, независимо от того, какими силами она удерживается от перехода в лед, нарушается.

При оттаивании мерзлого грунта необходимо различать интервал температуры частичного таяния льда (переход некоторой части льда в воду при отрицательной температуре) и узкий температурный интервал вблизи нуля основного фазового перехода льда в воду (Цытович, 1945, 1947; Нерсесова, 1950, 1951; Jung, 1932). В последнем интервале температуры наиболее четко будут проявляться изменения всех физико-механических характеристик грунта. Скорость оттаивания мерзлого грунта, прежде всего, при прочих равных условиях, находится в прямой зависимости от содержания льда.

Кроме того, таяние льда будет происходить по-разному в зависимости от текстуры мерзлого грунта, т. е. в зависимости

[1] Составлено Б. А. Савельевым.

от формы ледяных включений. Чем мельче ледяные включения, тем больше их контактная поверхность, тем быстрее будет осуществляться фазовый переход. С другой стороны, наличие в мерзлом грунте вертикальных сквозных прожилок льда также будет способствовать ускоренному его таянию. Теплопроводность льда значительно больше теплопроводности минерального скелета, в силу этих причин, вертикальные сквозные прослойки льда будут увеличивать теплоприток внутрь грунта, т. е. ускорять таяние льда в слое мерзлого грунта большой мощности.

Горизонтальные прожилки льда замедляют дальнейшее протаивание грунта. Поступающее тепло поглощается льдом при его таянии, благодаря чему горизонтальные прослойки являются экраном, не допускающим тепло вглубь мерзлого грунта. По-видимому, независимо от ориентировки ледяные включения способствуют нагреванию грунта и таянию льда-цемента в области температуры ниже точки таяния и замедляют нагревание с момента начала таяния.

Помимо льда и незамерзшей воды в порах мерзлых грунтов всегда содержится некоторое количество паров воды, которые играют существенную роль в фазовом превращении и в миграции влаги.

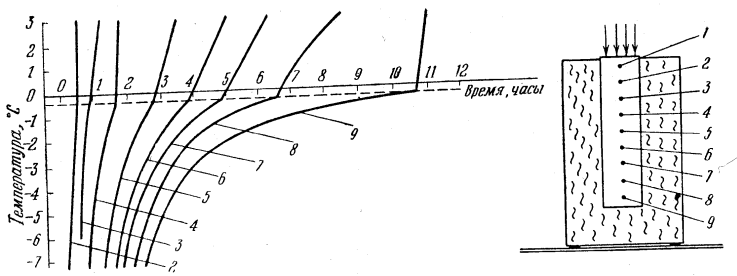
Поскольку таяние льда обусловлено уменьшением объема системы, то этот процесс сопровождается образованием пор и трещин, с возникновением которых происходит перераспределение влаги в оттаивающих грунтах, т. е. приводит к дополнительной миграции.

Наглядное представление о процессе оттаивания можно иметь по изменению температуры мерзлого грунта. В зоне частичного фазового перехода воды наблюдается резкое повышение температуры мерзлого грунта; в интервале же основных фазовых переходов воды скорость повышения температуры замедляется и затем устанавливается постоянная температура, соответствующая переходу льда в свободную воду, не модифицированную поверхностными силами, наступает равновесное состояние лед—вода—пар с температурой, равной нулю. Но суммарная температура мерзлого грунта, соответствующая состоянию основного перехода льда в воду, отличается от нуля; она, как правило, несколько ниже. Некоторое смещение температуры основного фазового перехода воды в грунтах обусловлено тепловыми качествами минеральной части грунтов, иными по сравнению со льдом. Продолжительность фазового перехода зависит от скорости отепления, что нетрудно видеть по изменению температуры оттаивающего грунта (см. фиг. 14). При медленном отеплении наблюдается резкий перегиб температурной кривой. Точка перегиба характеризуется полным исчезновением льда. С ускорением процесса отепления резкая граница



перехода температуры от отрицательной к положительной уменьшится и при достижении определенной скорости отепления исчезает совсем. Характер перехода температуры (от отрицательного к положительному ее значению) зависит от состава мерзлого грунта — от соотношения минеральной части скелета, льда и незамерзшей воды.

Следует отметить, что температура фазовых переходов воды зависит от общего содержания льда в мерзлом грунте.




Фиг. 14. Изменения температуры во времени на различных глубинах при оттаивании образца люберецкого песка (по данным В. М. Файнциммера).

Влажность общая люберецкого песка $w_{об} = 10\%$.
Температура воды в отепляющем штампе = 30°С. Цифры на схематическом чертеже справа показывают расположение термопар по глубине. Им соответствуют изменения температуры на чертеже слева.

Чем больше льда в мерзлом грунте, тем ближе эта температура приближается к нулю и, наоборот, с уменьшением льдистости, уровень температуры основного по массе фазового перехода снижается. Перемещение уровня температуры основного фазового перехода несомненно связано с удельным влиянием на суммарную температуру мерзлого грунта его минеральной части.

### 3. ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГИ В ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТАХ[1]

В дисперсных оттаивающих грунтах перераспределение влаги имеет много общего с процессом ее миграции при промерзании этих грунтов. В обоих случаях влага передвигается в направлении теплопотоков — из более теплых участков грунта в более холодные. Процесс перераспределения влаги в оттаивающих дисперсных грунтах в природных условиях усиливается ввиду действия на воду гравитационных сил в том же направлении, как и продвижение фронта оттаивания.

[1] Составлено Ф. Г. Бакулиным.

Разбирая процесс перераспределения влаги в оттаивающих грунтах более детально, необходимо указать, что характер его определяется рядом факторов и прежде всего степенью дисперсности грунта, его минералогическим составом, составом водорастворимых веществ, сложением грунта в мерзлом состоянии и характером его изменения при оттаивании, а также суммарной влажностью мерзлого грунта и его водопроницаемостью.

В оттаивающих грубодисперсных грунтах (гравий, щебень, песок) изменений в содержании влаги, как и при промерзании, в большинстве случаев почти не происходит. В этих грунтах вся влага, образовавшаяся при таянии содержащегося в них льда-цемента, как правило, идет почти полностью на пополнение пленочной и капиллярной воды, удерживаемых поверхностью минеральных частиц оттаявшего грунта. В отдельных случаях, когда при промерзании водонаполненных грубодисперсных грунтов имело место отжатие некоторого количества воды, при оттаивании влажность этих грунтов может даже несколько увеличиться за счет поступления отжатой при замерзании воды из соседних немерзлых слоев грунта. Если (в редких случаях) образовавшейся при таянии льда воды окажется больше, чем данный грунт может удержать влаги в пленочном и капиллярном виде, то избыток ее уходит вниз под действием гравитационных сил или в стороны при наличии положительной разницы гидростатического напора воды в оттаявшем и соседнем слоях.

Необходимо отметить, что все указанные виды перераспределения влаги в грубодисперсных оттаивающих грунтах происходят сравнительно быстро в силу большой фильтрационной способности этих грунтов.

В тонкодисперсных грунтах (особенно в суглинистых и глинистых) процесс перераспределения влаги при их оттаивании значительно сложнее. Как известно, в этих грунтах при промерзании в большинстве случаев значительно увеличивается содержание влаги по сравнению с ее содержанием до промерзания. Это относится прежде всего к дисперсным мерзлым грунтам, имеющим слоистое и сетчатое строение, со значительным количеством включений льда. Поэтому при оттаивании в этих грунтах оказывается известный избыток воды, по сравнению с тем количеством ее, которое они удерживали до промерзания. Далее, известно, что эти грунты при промерзании сильно меняют свое сложение, часто сохраняющееся в той или иной мере в отношении расположения минеральных частиц и их агрегатов и при оттаивании, что оказывает иногда решающее влияние на перераспределение влаги в оттаивающем массиве.



По мере таяния льда, часть освобождающейся влаги прежде всего идет на гидратацию минеральных частиц и их агрегатов, обезвоженных при промерзании. На это расходуется довольно большое количество освободившейся при таянии льда воды (для отдельных грунтов до 15% от веса скелета грунта), причем тем больше, чем дисперснее грунт. Помимо дисперсности на количество идущей на гидратацию частиц влаги сильно влияет минералогический состав и состав обменных катионов грунта. Каолиновые глины, например, меньше связывают влагу, чем бентонитовые или другие глины с большим содержанием монтмориллонита. В свою очередь, любая из этих глин больше связывает воды в случае насыщения их обменного комплекса ионом Na, чем, например, при насыщении катионами Ca, Mg, H.

Часть воды остается в оттаявшем грунте в виде капиллярной. Кроме того, некоторое количество ее сохраняется в межагрегатных пространствах, которые неполностью смыкаются при оттаивании, даже при действии значительных нагрузок[1], и остается в них в виде так называемой иммобилизационной воды.

Остальная образовавшаяся от таяния льда вода обычно не может остаться в оттаявшем слое без некоторых дополнительных условий (например, без наличия гидростатического напора и водоупора) и под действием гравитационных сил будет перемещаться вниз и в стороны. Интенсивность ее перемещения будет зависеть от водопроницаемости оттаявшего грунта. Поскольку оттаявшие дисперсные грунты сетчатого и слоистого строения часто в течение длительного времени сохраняют образовавшиеся при замерзании полости, трещины и др. пустоты, а следовательно и повышенную водопроницаемость по сравнению с водопроницаемостью грунта до промерзания, то перемещение избытка воды вниз и в стороны может быть значительным.

Однако, учитывая тот факт, что в природных условиях в области распространения многолетнемерзлых пород оттаявшие слои обычно подстилаются мерзлыми, затрудняющими свободную фильтрацию воды вниз, последняя также в какой-то мере остается в оттаявшем слое. Процесс же перераспределения (миграции) влаги под действием разности температуры между оттаявшим слоем и подстилающим мерзлым слоем, хотя и имеет место, но вследствие своей сравнительно небольшой интенсивности не обеспечивает быстрого перехода всей избыточной влаги из оттаявшего слоя в подстилающие его многолетнемерзлые слои грунта. Все это часто и обусловливает перенасыщение водой оттаявшего слоя, особенно в зоне соприкасания с мерзлым массивом грунтов, на сравнительно длительный срок и

[1] См. следующий пункт настоящей главы.

ведет к резкому снижению несущей способности оттаявшего грунта, к уменьшению его прочности к явлениям течения (солифлюкции) грунта по склонам и т. д.

При оттаивании мерзлых глинистых грунтов массивного сложения, которые, как правило, в природных условиях отличаются малой льдонасыщенностью, этих явлений не наблюдается. В них влага, образующаяся при оттаивании льда-цемента, почти полностью уходит на гидратацию минеральных частиц и их микроагрегатов, а также на заполнение капилляров. Характер перераспределения влаги и изменение свойств оттаявших массивных мерзлых грунтов обычно мало отличается от характера перераспределения влаги и свойств этих грунтов до их промерзания.

## 4. ДЕФОРМАЦИЯ МЕРЗЛЫХ ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ ПРИ ИХ ОТТАИВАНИИ [1]

Обычно считается, что все мерзлые породы при оттаивании уплотняются как за счет исчезновения ледяных включений, так и за счет сближения раздвинутых при промерзании минеральных частиц (Цытович, 1941; Лапкин, 1947, и др.). Первое назвали «тепловым» уплотнением, так как оно происходит как бы самопроизвольно после оттаивания породы, второе — «грузовым», так как уплотнение происходит только под действием нагрузки.

На основании материалов ряда исследований установлено, что при промерзании дисперсных пылеватых и глинистых грунтов происходит дифференциация влаги и минеральных частиц, при которой одновременно с общим увеличением объема промерзающего грунта происходит уплотнение его минеральной части вследствие ее обезвоживания с образованием плотных и прочных минеральных агрегатов, линз, прослоек и т. п.

На такое образование плотных минеральных отдельностей при промерзании горных пород указывал еще в прошлом столетии И. А. Лопатин (1873), а позже и другие исследователи (Holmquist, 1897; Аболин, 1913; Given, 1915; Beskov, 1947; Федосов, 1935, 1940), но, к сожалению, на это не обращали внимания.

Содержание влаги в уплотнившихся минеральных отдельностях часто лишь немногим более (на 2—4%) влажности породы при пределе пластичности. Такая влажность обычно наблюдается в немерзлых породах тогда, когда они бывают уплотнены нагрузкой в 6—8 кг/см². Прочность минеральных

[1] Составлено Ф. Г. Бакулиным и В. Ф. Жуковым.



отдельностей такова, что при погружении в воду они длительное время (иногда до года и более) не разрушаются, а в компрессионном приборе начинают уплотняться только при достижении нагрузки в несколько килограммов на см².

Таким образом промерзание дисперсных грунтов сопровождается не только их разрыхлением, как это считалось ранее, но одновременно и уплотнением минеральных составляющих. Имеет место общее уплотнение минеральных составляющих и общая взрыхленность мерзлого грунта за счет разъединения этих минеральных отдельностей крупными ледяными включениями. Это важное обстоятельство не учитывалось при изучении деформации оттаивающих грунтов.

При оттаивании грунта его прежнее однородное сложение, существовавшее до промерзания, не восстанавливается. В оттаявшем грунте сохраняются уплотненные минеральные составляющие, а вода, образовавшаяся от таяния ледяных включений, может свободно перемещаться. Минеральные составляющие при оттаивании не только не уплотняются, но, как было отмечено в последнее время (Бакулин и Жуков, 1955), чаще набухают и увеличиваются в объеме за счет оводнения минеральных частиц и проявления при этом впервые установленного Б. В. Дерягиным (1932) расклинивающего действия тонких пленок воды, влияние которого позднее привлекалось для объяснения ряда свойств талых грунтов и других материалов (Денисов, 1951, 1953; Ребиндер, 1947).

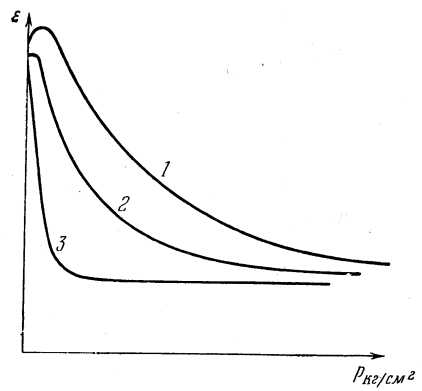
В образце оттаивающего грунта происходит уменьшение объема за счет таяния ледяных включений и отжатия воды, с одновременным увеличением объема за счет набухания минеральных агрегатов.

Таким образом, уплотнение мерзлого грунта при оттаивании уменьшается за счет набухания минеральных агрегатов. В случаях малой льдонасыщенности мерзлого грунта не исключено даже общее увеличение его объема при оттаивании.

Наблюдаемая деформация уплотнения оттаивающего грунта является частным выражением сложной деформации грунта при оттаивании, зависящей также от его сложения. Последнее обстоятельство, которое до сих пор не учитывалось, можно проиллюстрировать фиг. 15, где показано изменение коэффициента пористости ($\varepsilon$) оттаявшего грунта примерно одинаковой льдонасыщенности, но различного сложения. Характер изменения коэффициента пористости образцов грунта при оттаивании и последующем их уплотнении под нагрузкой после оттаивания оказался различным, особенно при небольших нагрузках.

Ледяные прослойки в мерзлом грунте, как бы они велики ни были, оказываются прерывистыми по простиранию, различными по направлению, очертанию и мощности. Мерзлый грунт

представляет собой в общем минеральное тело губчатого строения, в котором пустоты заполнены льдом и незамерзшей водой. После оттаивания, даже при условии свободного выхода воды, такое губчатое тело обладает способностью сопротивляться разрушению своего сложения. Это сопротивление различно в зависимости от особенностей сложения.




Фиг. 15. Изменение коэффициента пористости ε оттаявших грунтов одинаковой льдонасыщенности, но различного сложения.

*1* — мерзлый грунт с мелкосетчатой текстурой; *2* — со среднесетчатой; *3* — с горизонтальной ледяной прослойкой.

На фиг. 16 показан разрез образца глинистой породы, в который до промораживания была вложена ледяная пластинка. После оттаивания под нагрузкой в 1 кг/см² пустота в образце сохранилась.

Изменение сложения оттаивающей пластичной породы сопровождается деформацией перемычек и перегородок между агрегатами минеральных частиц губчатого тела породы. Нет сомнения, что по мере расплющивания этих перемычек увеличивается их площадь, и, следовательно, для дальнейшего разрушения необходимо прилагать все большие и большие нагрузки. С увеличением площади раздавливаемых перемычек уменьшаются размеры макропор. Полное их уничтожение наступит только при значительных нагрузках, приближающихся к нагрузкам уплотнения минеральных отдельностей. В тех случаях, когда макропоры разобщены друг от друга и вода из них не может быть удалена иначе, чем через микропоры минеральных отдельностей, добиться полного уничтожения макропор невозможно. Следовательно, невозможно уплотнение всей породы до плотности ее минеральных отдельностей.

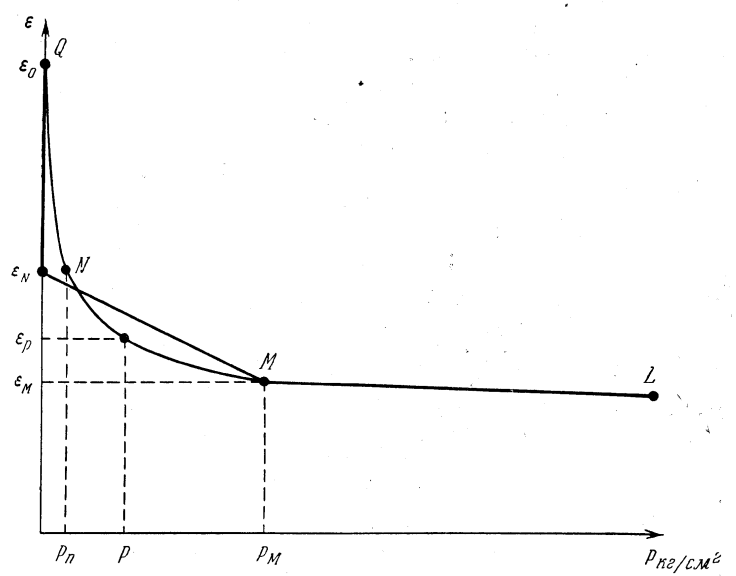
Анализ материалов о сложении мерзлых сильно льдонасыщенных грунтов при оттаивании позволяет схематически представить изменение коэффициента пористости ε (фиг. 17) большого массива грунта под нагрузкой следующим образом.

Начальный коэффициент пористости мерзлого грунта при оттаивании под все возрастающей нагрузкой уменьшается и достигает предельной величины коэффициента пористости минеральных прослоек — $\varepsilon_M$ только при значительной нагрузке ($P_M$). Но вообще он остается несколько больше величины $\varepsilon_м$.






Фиг. 16. Разрез образца глинистой породы, в который до замораживания была вложена ледяная пластинка. После оттаивания под нагрузкой в 1 кг/см² пустота в образце сохранилась (фото В. Ф. Жукова).




Фиг. 17. Изменение коэффициента пористости ε грунта под нагрузкой в процессе оттаивания.

Компрессионная кривая, выражающая зависимость коэффициента пористости от давления, может быть разделена на три отдельных участка.

На первом участке ($QN$) изменение коэффициента пористости происходит главным образом вследствие таяния ледяных включений и за счет уменьшения макропор. При этом разрушаются «перегородки губчатого тела», иначе говоря, разрушается сложение мерзлого грунта.

На втором участке ($NM$) изменение коэффициента пористости происходит главным образом за счет дальнейшего разрушения сложения мерзлого грунта, при котором уже полностью исчезают макропоры и происходит пластическое смятие разрушенных перегородок.

На третьем участке ($ML$) уплотнение грунта происходит исключительно за счет сближения минеральных частиц. Для этого уплотнения необходимо приложить большое усилие.

Процесс уплотнения оттаивающего грунта фактически происходит более сложно, чем это изложено выше. Уплотнение развивается одновременно за счет разрушения сложения (перегородок) и за счет пластического смятия, но на первом участке уплотнения преобладает разрушение сложения, а на втором — пластическое смятие.

Для практического пользования допустимо упростить описанную зависимость, не забывая, однако, о физической сущности процесса уплотнения оттаивающих дисперсных пород: точку $N$ из-за малой величины нагрузки (фиг. 17) можно перенести на ось ординат и полагать, что изменение коэффициента пористости от $\varepsilon_0$ до $\varepsilon_N$ происходит самопроизвольно, без действия внешней нагрузки; изменение коэффициента пористости от $\varepsilon_N$ до $\varepsilon_M$ происходит пропорционально нагрузке, причем $\varepsilon_M$ (коэффициент пористости минеральных прослоек) соответствует уплотнению $P_M$.

Величину нагрузки, соответствующую уплотнению грунта до $\varepsilon_M$, т. е. до плотности минеральной прослойки, можно определять, используя одометр, по испытанию отдельного образца с любым количеством ледяных включений.

Коэффициент пористости ($\varepsilon_0$) начального сложения мерзлого грунта следует определять для больших массивов, например, в скважине или в шурфе для колонки или бороздки. Коэффициент $\varepsilon_N$, зависящий от сложения массива мерзлого грунта, необходимо определять, изучая сложение породы в природных условиях. Это — задача, которую еще предстоит решить.

Таким образом, результаты новых исследований физической сущности деформаций мерзлых грунтов при оттаивании можно обобщить следующими положениями.



1. Процесс уплотнения оттаивающих дисперсных грунтов в высокой степени зависит от их сложения.

2. Сложение мерзлых грунтов при оттаивании является, в известной степени, устойчивым, и его разрушение происходит не самопроизвольно, а под возрастающей внешней нагрузкой.

3. При оттаивании мерзлых сильно льдонасыщенных дисперсных грунтов происходит их уплотнение за счет сокращения объема макропор, занимаемых ледяными включениями. Уплотнения минеральных агрегатов при оттаивании под небольшими нагрузками не происходит, их объем сохраняется и даже может увеличиваться за счет набухания. Уплотнение мерзлого грунта при оттаивании происходит только за счет разрушения его сложения.

4. Уплотнение оттаивающих грунтов под нагрузками, вследствие устойчивости их сложения, составляет некоторую долю от максимально возможной величины уплотнения, что необходимо определять в полевых условиях на основании изучения сложения всего массива оттаивающих грунтов.

5. Задачей дальнейших исследований должно явиться глубокое изучение роли сложения в устойчивости мерзлых грунтов после оттаивания и изучение поведения их минеральных отдельностей.

*Глава V*

# ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ПРИ ПРОМЕРЗАНИИ И ОТТАИВАНИИ

## 1. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ[1]

При промерзании грунтов строение их резко меняется, при этом влага и минеральные составляющие грунтов распределяются дифференцированно: наряду с образованием ледяных прослоек, линз и т. п., т. е. концентрацией влаги в виде льда в одних местах, в других — имеет место обезвоживание минеральных прослоек (особенно в глинистых и пылеватых грунтах), возникает взрыхленность грунтов (например, мелкопесчаных, пылеватых и т. п.), меняется состав поглощенных катионов и пр.

В результате замерзания воды в грунтах изменяются почти все физические и механические свойства их. Эти изменения вызываются фазовыми переходами содержащейся в них воды, ее миграцией и другими сопутствующими явлениями. При понижении отрицательной температуры количество незамерзшей воды в мерзлом грунте не остается постоянным, а по принципу равновесного состояния воды и льда в мерзлых грунтах (Цытович, 1945), уменьшается, следовательно, увеличивается и льдистость мерзлых пород.

Чем ниже температура, тем больше цементационных связей возникает между минеральными частицами и льдом, что вызывает увеличение сцементированности минеральных частиц льдом.

Описанные процессы обусловливают повышение прочности грунтов при их промерзании и уменьшение ее при оттаивании.

Следует отметить, что промерзание влажных песчаных грунтов вызывает с самого начала замерзания воды резкое изменение их физических и физико-механических свойств; дисперсные же грунты монотонно изменяют свои свойства

[1] Составлено Н. А. Цытовичем.



при замерзании, например, остаются пластичными и в мерзлом состоянии, хотя их прочность несколько и повышается.

Отметим также, что дисперсные грунты, особенно глинистые, будучи подвергнуты замораживанию, а затем оттаиванию, могут изменять свои свойства по сравнению с состоянием до замораживания: в них увеличивается количество свободной воды, возрастает фильтрационная способность и изменяется сопротивление внешним силам.

Изменение отдельных физических и физико-механических свойств грунтов при промерзании и оттаивании более подробно излагается ниже.

## 2. ВЛИЯНИЕ ПРОМЕРЗАНИЯ НА НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

### Тепловые свойства[1]

Как известно, любое изменение температуры вещества вызывает изменение его тепловых свойств. Однако если интервал колебаний температуры не очень велик, то при отсутствии фазовых превращений это изменение столь мало, что им при теплотехнических расчетах почти всегда можно пренебречь. Иначе следует рассматривать вопрос о промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах, в которых небольшие изменения температуры, иногда на одну-две десятых доли градуса, могут вызвать резкое изменение всех свойств, в том числе и тепловых, особенно в области значительных фазовых переходов воды. Кроме того, на тепловые свойства грунтов существенно может влиять и процесс миграции влаги при их промерзании и оттаивании.

Основные характеристики тепловых свойств промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтов:

Теплота кристаллизации, как известно, для чистой воды равна $q_0 = 79{,}69$ кал/г. Однако в большинстве тонкодисперсных влажных незасоленных грунтов (глинах, суглинках) практически вся вода находится в связанном состоянии. Чем сильнее связана вода с минеральным скелетом грунта, тем ниже ее температура кристаллизации. Естественно было бы ожидать, что с увеличением степени связи воды с поверхностью изменяется не только температура кристаллизации, но и теплота кристаллизации. Однако изменение последней в зависимости от температуры и адсорбционных сил до сих пор не изучено. Обычно принято считать, что вся вода фазо-

[1] Составлено Г. А. Мартыновым.

вых переходов в грунтах замерзает с выделением 79,69 кал/г, хотя прямого доказательства этого положения нет.

Понятие о теплопроводности замерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтов вытекает из известного постулата:

$$I = \frac{1}{S}\frac{dQ}{dt} = -\lambda\frac{d\vartheta}{dx}, \qquad (1)$$

где $I$ — поток тепла, направленный от слоя с более высокой температурой к слою с более низкой;
$S$ — площадь потока;
$t$ — время;
$\lambda$ — коэффициент теплопроводности;
$Q$ — количество тепла;
$\frac{d\vartheta}{dx}$ — градиент температуры.

Если некоторый объем грунта находится при температуре фазовых переходов, причем в различных точках его поддерживается различная, но постоянная во времени температура, то соответственно с кривой льдистости в каждой точке среды будет различное количество льда и незамерзшей воды даже тогда, когда влажность грунта по всему объему одинакова. Следовательно, в этом случае грунт будет неоднороден по своему составу и текстуре и $\lambda$, величина которой зависит только от внутренних свойств вещества, окажется функцией температуры среды, поскольку льдистость и текстура грунта в конечном итоге определяются его температурой (здесь речь идет только о морозной текстуре).

Так как основным фактором изменения коэффициента теплопроводности мерзлого грунта является изменение его льдистости, то с достаточной степенью точности можно принять, что приращение $\lambda$ является линейной функцией льдистости, т. е.

$$\lambda(\vartheta) = \lambda_т\left[1 + \left(\frac{\lambda_м}{\lambda_т} - 1\right)\frac{i_0(\vartheta)}{i_{max}}\right]. \qquad (2)$$

Здесь $i_0(\vartheta)$ — относительная льдистость грунта, $\lambda_т$ — коэффициент теплопроводности талого грунта [$i(\vartheta_т) = 0$; $\vartheta_т \geqslant 0°$] и $\lambda_м$ — коэффициент теплопроводности мерзлого грунта, находящегося при достаточно низкой температуре $\vartheta_м$, при которой практически все фазовые превращения уже закончились [$i(\vartheta_м) \approx i_{max}$]. Таким образом, пределы изменения $\lambda$ при замерзании определяются отношением $\frac{\lambda_м}{\lambda_т}$, а зависимость от температуры — характером кривой льдистости.

Отношение $\frac{\lambda_м}{\lambda_т}$ не является одинаковым для всех грунтов, а зависит от объемного веса грунта — $\gamma$, его влажности — $w$,



минералогического состава, дисперсности и других причин. Чем больше пористость грунта, т. е. чем меньше $\gamma$, тем большую роль играет процесс теплопередачи через воздух, частично заполняющий поры, и тем меньше будет изменение коэффициента теплопроводности в результате фазовых превращений другого компонента грунта — воды (здесь, как и ниже, предполагается, что все другие свойства грунта при этом остаются постоянными). Так, для подмосковного покровного суглинка при $\gamma = 1{,}1$ г/см$^3$ $\lambda_м = \lambda_т$, тогда как при $\gamma = 2$ г/см$^3$ $\lambda_м = 1{,}3\lambda_т$ [1]. В очень рыхлых породах, обладающих малым сцеплением и находящихся при незначительной внешней нагрузке, $\frac{\lambda_м}{\lambda_т}$ может быть даже меньше единицы (т. е. $\lambda_м < \lambda_т$) за счет того, что образующиеся при замерзании кристаллы льда могут раздвигать частицы грунта и тем самым увеличивать его пористость (Beskow, 1947). Например, для чернозема при $\gamma = 0{,}95$ г/см$^3$ $\lambda_м = 0{,}86\lambda_т$. Не меньшее влияние оказывает на изменение $\lambda$ и влажность. Чем она больше, тем большая часть тепла передается непосредственно через лед и воду и тем сильнее скажется на теплопроводности грунта изменение ее фазового состояния [2]. Так, для того же чернозема при $w = 5{,}2\%$ $\lambda_м = 0{,}83$, а при $w = 28\%$ $\lambda_м = 1{,}3\lambda_т$ (при $\gamma = 0{,}95$ г/см$^3$). Влияние минералогического состава и дисперсности грунта на отношение $\frac{\lambda_м}{\lambda_т}$ меньше и является главным образом косвенным, так как эти свойства почти не меняются в наблюдаемом диапазоне температуры. Однако от них не зависит структура мерзлого грунта и, тем самым, величина $\frac{\lambda_м}{\lambda_т}$. Например, для люберецкого кварцевого песка $\lambda_м = 1{,}3\lambda_т$, а для монтмориллонитовой глины (огланлин) $\lambda_м = 1{,}4\lambda_т$ ($\gamma = 1{,}5$г/см$^3$). Дисперсность и минералогический состав грунта сказываются главным образом не на отношении $\frac{\lambda_м}{\lambda_т}$, а на зависимости $\lambda$ от температуры.

При изучении теплоемкости промерзающих и протаивающих грунтов необходимо различать истинную теплоемкость ($c$), численно равную количеству тепла, которое необходимо

---

[1] Все приведенные здесь конкретные значения $\frac{\lambda_м}{\lambda_т}$ получены в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР С. В. Шимановским.

[2] Это справедливо здесь только в том случае, если $w \geqslant 6\%$ для песка и $w \geqslant 10$—$12\%$ для глин и суглинков (M. Kersten, 1949).

сообщить единице веса породы, чтобы изменить ее температуру на 1°С — ([$c$] = кал/г·град.) при отсутствии фазовых переходов воды, и э ф ф е к т и в н у ю теплоемкость ($c_{эф}$), которая равна суммарному количеству тепла, необходимого для изменения температуры промерзающей или оттаивающей породы, включая и тепло, идущее на фазовые превращения содержащейся в грунте воды. Истинная теплоемкость мерзлых пород может быть определена по известной формуле:

$$c = \frac{1}{m}(m_м c_м + m_н c_н + m_л c_л), \qquad (3)$$

где $m$ — масса мерзлого грунта;

$m_м$, $m_н$, $m_л$ — массы составных частей мерзлой породы: минерального скелета, незамерзшей воды и льда;

$c_м$, $c_н$, $c_л$ — теплоемкость составных частей мерзлой породы: минерального скелета, незамерзшей воды и льда.

Для эффективной же теплоемкости промерзающих и протаивающих грунтов будет правильно выражение [1]

$$c_{эф} = \frac{1}{m}\left[m_м c_м + m_н c_н + m_л c_л - q_0 \frac{dm_л}{d\vartheta}\right]. \qquad (4)$$

Оно отличается от предыдущего (3) тем, что учитывает выделение скрытой теплоты кристаллизации воды ($q_0$) при любом изменении температуры промерзающих или оттаивающих пород. Следует лишь иметь в виду, что $\frac{dm_л}{d\vartheta}$ — всегда отрицательно, так как льдистость возрастает с убыванием температуры.

Теплоемкость минерального скелета $c_м$ для всех грунтов приблизительно равна 0,20 кал/г·град. и мало меняется с изменением минералогического состава грунта (от 0,17 кал/г·град. для песка до 0,22 кал/г·град. для глины). Можно было бы ожидать, что теплоемкость незамерзшей воды отлична от теплоемкости обычной воды, равной 1,0 кал/г·град., поскольку незамерзшая вода является или водой связанной, или почвенным раствором. Однако очень точными опытами С. М. Скуратова (1951) на органических веществах было показано, что теплоемкость прочносвязанной воды, не говоря уже о рыхлосвязанной, равна единице. Мало вероятно, чтобы $c_н$ для незасоленных грунтов сколько-нибудь заметно отличалась от этой величины. А так как в засоленных грунтах вся незамерзшая вода является почвенным раствором, концентрация которого

[1] Это выражение может быть получено из чисто термодинамических соображений.



редко бывает больше одного-двух процентов, то и для них $c_н \approx 1{,}0$ кал/г·град.

Сильнее всего на величине теплоемкости сказывается влажность и льдистость грунта. Используя тот факт, что $m_н + m_л = m_в$, где $m_в$ — масса всей воды, $\frac{m_в}{m} = w_{об}$ (общая влажность породы) и $\frac{m_л}{m_в} = i_0(\vartheta)$ (относительная льдистость породы), легко показать, что

$$c = [(1 - w_{об})c_м + w_{об}c_н] - w_{об}(c_н - c_л)\, i(\vartheta) \qquad (5)$$

или обозначая $[(1 - w_{об})c_м + w_{об}c_н]$ через $a$, $w_{об}(c_н - c_л)$ через $b$, получаем:

$$c = a - b i_0(\vartheta), \qquad (6)$$

где $a$ и $b$ практически от температуры не зависят. Так как $w_{об}$ редко бывает больше 0,5, то теплоемкость грунтов обычно колеблется в пределах от 0,20 кал/г·град. до 0,50 кал/г·град. Характер изменения $c$ с температурой в основном определяется кривой льдистости грунта. Поскольку изменение льдистости, а значит и теплоемкости, происходит главным образом при температуре начала замерзания воды в грунте и поскольку, кроме того, диапазон изменения теплоемкости невелик, то при инженерных расчетах можно считать, что для мерзлого грунта она всегда равна $c = a - b i_{max}$, а для талого $c = a$, т. е. меняется лишь при температуре начала замерзания воды в грунте $\Theta$ и затем остается постоянной.

Если подставить теперь в (4) вместо $\frac{m_л}{m} = w_{об} i(\vartheta)$ и учесть (3) и (5), то получим

$$c_{эф}(\vartheta) = a - b i(\vartheta) - q_0 w_{об} \frac{di(\vartheta)}{d\vartheta};$$

или

$$c_{эф} = c - q_0 w_{об} \frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}. \qquad (7)$$

Эффективная теплоемкость в области значительных фазовых переходов обычно во много раз больше истинной. Поэтому значение $c_{эф}$ определяется главным образом членом $q_0 w_{об} \frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}$, величина которого зависит от влажности и от формы кривой льдистости. При $\vartheta = \Theta$, т. е. при температуре начала замерзания воды, $c_{эф}$ оказывается равной бесконечности и теряет свой физический смысл. В этом случае выделение теплоты кристаллизации

приходится учитывать не с помощью эффективной теплоемкости, а другим способом (А. Г. Колесников и Г. А. Мартынов, 1953). Если же $\frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}$ имеет конечное значение, то употребление $c_{эф}$ вполне оправдано. Заметим только, что $c_{эф} \gg c$ лишь внутри области значительных фазовых переходов; при более низкой температуре различием между ними вполне можно пренебречь, так как $c_{эф} \approx c$ $\left(\frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}$ мало$\right)$.

Иногда употребляется не только удельная, но и объемная теплоемкость. По определению объемная теплоемкость $C$ равна

$$C = \frac{dq'}{d\vartheta} = \frac{1}{V}\frac{dQ}{d\vartheta}, \tag{8}$$

где $q' = \gamma q$ — количество тепла в единице объема, $\gamma$ — объемный вес, $V$ — объем, занимаемый всей системой. Легко показать, что истинная объемная теплоемкость

$$C = \gamma c, \tag{9}$$

а эффективная объемная теплоемкость

$$C_{эф} = \gamma c_{эф} = \gamma c - \gamma q_0 w_{об}\frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}. \tag{10}$$

Величина $\gamma$ мало меняется при замерзании и поэтому все, что было здесь сказано относительно зависимости $c$ и $c_{эфф}$ от различных факторов, полностью относится и к $C$ и $C_{эф}$.

К о э ф ф и ц и е н т т е м п е р а т у р о п р о в о д н о с т и $a$, характеризующий скорость распространения температурной волны в среде, определяется как:

$$a = \frac{\lambda}{\gamma c}, \tag{11}$$

причем это выражение имеет смысл только в том случае, когда $\lambda = \text{const}$.

Для грунтов надо вместо $c$ в формулу (11) подставить $c_{эф}$, определенное уравнением (7), так как при распространении температурной волны эффект остается тем же, независимо от того, на что тратится теплота: на нагревание грунта или же на плавление льда. В области значительных фазовых переходов, где $c_{эфф} \gg c$ величина $a$ резко падает, чем и обусловливается уменьшение скорости теплопередачи. Назовем коэффициентом эффективной температуропроводности

$$a_{эф}(\vartheta) = \frac{\lambda}{\gamma c_{эф}(\vartheta)} = \frac{\lambda}{\gamma\left(c - q_0 w_{об}\frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}\right)}. \tag{12}$$



Зависимость $a_{эф}(\vartheta)$ от температуры и пределы ее изменения при замерзании в основном определяются членом $q_0 w_{об}\frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}$. Так как $\frac{di(\vartheta)}{d\vartheta}$ может меняться от 0 до $\infty$, то

$$0 \leqslant a_{эф}(\vartheta) \leqslant a = \frac{\lambda}{\gamma c},$$

где $a$ — коэффициент истинной температуропроводности (или просто температуропроводности). Величина $a$ сравнительно слабо зависит от температуры и обычно $a_{н} \approx (1{,}3—1{,}5)a_{т}$, т. е. $a$ возрастает с понижением температуры, тогда как $a_{эф}$ в области значительных фазовых переходов, наоборот, сначала резко убывает с понижением температуры и лишь затем начинает постепенно увеличиваться, достигая в пределе $a$.

## Водные свойства [1]

Водные свойства почв и грунтов значительно изменяются при замерзании содержащейся в них воды.

В зависимости от того, имеет ли место полное заполнение пор грунта водой или частичное, изменение водопроницаемости и водопоглотительной способности при промораживании будет различно.

При частичном заполнении пор водой промораживание почв и грунтов будет резко уменьшать их водопроницаемость. Однако, ввиду того, что часть пор остается еще свободной от воды и льда, не водонасыщенные почвы и грунты будут еще обладать известной водопроницаемостью.

При полном же водонасыщении почв и грунтов водопроницаемость их в мерзлом состоянии еще более резко снижается и практически такие породы можно считать водонепроницаемыми.

Последнее относится главным образом к песчаным и, вообще скелетным грунтам, что же касается дисперсных глинистых грунтов, то ввиду того, что в них всегда содержится известное количество незамерзшей воды, их нельзя считать абсолютно водонепроницаемыми. Так, по данным исследований, проведенным в Ленинградском инженерно-строительном институте научным сотрудником В. И. Ивановым (см. статью в настоящем сборнике), мерзлый тяжелый суглинок обладал водопроницаемостью и его коэффициент фильтрации при влажности около 24% и температуре —1° равнялся около $14 \times 10^{-10}$ см/сек, т. е. был того же порядка, как и для очень плотных, тяжелых глин.

[1] Составлено Н. А. Цытовичем.

Интересно отметить, что опытами Иванова обнаружено уменьшение коэффициента фильтрации мерзлого суглинка как с понижением температуры, так и с увеличением водосодержания, и что при столь малой величине коэффициента фильтрации мерзлых суглинков и глин необходим очень большой начальный градиент напора, чтобы осуществить в них фильтрацию воды.

### Физико-механические свойства [1]

Эти свойства грунтов резко изменяются при промерзании. Рассмотрим сначала суммарную влажность, объемный вес и пористость [2], характер изменения которых при промерзании может быть различным, в зависимости от типа грунта и условий промерзания.

Если промерзание происходит лишь с фиксацией влаги, без ее перераспределения, то суммарная влажность практически не меняется. Если же промерзание сопровождается явлением миграции, то изменение влажности наблюдается всегда. При этом здесь могут иметь место два случая: а) промерзание сопровождается дополнительным подтоком влаги; б) в результате промерзания происходит только перераспределение влаги, содержащейся в толще грунта еще до промерзания.

В первом случае суммарная влажность увеличивается (до десятков и даже сотен процентов) во всей промерзшей толще грунта. Во втором — увеличение влажности наблюдается лишь в слоях, примыкающих к поверхности охлаждения, в слоях же, удаленных от нее, влажность уменьшается. Такое изменение суммарной влажности при промерзании наблюдается в глинах, суглинках, супесях и неводонасыщенных песках. Для водонасыщенных песков перераспределение влаги будет иным: в слоях грунта, примыкающих к поверхности охлаждения, влажность уменьшается; в отдаленных слоях, в зависимости от условий отжатия воды может происходить как увеличение, так и уменьшение влажности (Хакимов, 1955; Цытович, 1955; Боженова, 1940, и др.).

Изменение объемного веса и пористости грунта в результате промерзания в значительной степени обусловливается изменением его суммарной влажности. Поэтому во всех указанных выше случаях увеличения влажности пористость возрастает, а объемный вес уменьшается. Снижение влажности может вызывать уменьшение пористости и соответственно увеличение объемного веса. Если же влажность при промерзании не изменяется, то увеличение пористости (соответственно уменьшение объемного веса) невелико (3—4%) и обусловливается преимущественно объемным расширением воды при переходе ее в лед. При промерзании грунтов со свободным отжатием воды (водонасыщенные пески) пористость практически не меняется (Хакимов, 1955, Цытович, 1955).

Наиболее существенным для практики является влияние промерзания грунта на его прочностные свойства, т. е. на сопротивление грунта различного рода механическим воздействиям.

Это влияние выражается в значительном повышении прочности мерзлых грунтов по сравнению с талыми, что, с одной стороны, является положительным обстоятельством в практической деятельности, так как увеличивает несущую способность оснований сооружений, а с другой стороны,— отрицательным, так как усложняет разработку грунтов.

Прочность грунтов обусловливается, как известно, прочностью внутренних связей (сцеплением) между слагающими грунт компонентами — водой и минеральными частицами. При промерзании грунта в результате перехода части воды в твердую фазу возникает новый вид связей — сцепление за счет цементирующего воздействия льда. Этот вид сцепления в мерзлом грунте является доминирующим и намного превосходит сцепление талого грунта. Причем, чем ниже температура мерзлого грунта, тем большими силами сцепления он обладает. Например, прочность сцепления талого суглинка имеет величину порядка 0,2—0,7 кг/см². После же замораживания грунта его так называемая мгновенная прочность сцепления повышается до 5—7 кг/см² (при температуре от —1° до —2°). Значительно увеличивается и столь важная для расчета устойчивости грунтов величина, как сопротивление сдвигу. Так, при быстром сдвиге (при нормальном давлении 4 кг/см²) сопротивление талого суглинка составляло 1,0 кг/см², сопротивление сдвигу этого же грунта в мерзлом состоянии оказывается равным 6,5 кг/см² (при $\vartheta = -0°,8$) и 9,0 кг/см² (при $\vartheta = -2°$).

Соответственно мерзлые грунты и деформируются в значительно меньшей степени, чем талые.

Характерной особенностью мерзлых грунтов, обусловленной наличием в них льда, являются реологические (вязкопластические) свойства, которые проявляются в способности этих грунтов развивать с течением времени деформации и снижать свою прочность под длительным воздействием нагрузки. Так, мгновенная прочность мерзлого грунта, т. е. сопротивление быстро прикладываемой нагрузке, оказывается в 5—15 раз больше длительной прочности. Однако длительная проч-

[1] Составлено С. С. Вяловым и Е. П. Шушериной.

[2] Под суммарной влажностью понимается влажность за счет незамерзшей воды, льда-цемента и ледяных включений; под пористостью понимается отношение объема, занятого воздухом, незамерзшей водой и льдом ко всему объему грунта.

ность мерзлого грунта, как правило, выше, чем прочность талого грунта. Например, длительная прочность сцепления мерзлой супеси составляет от 1,0 до 2,5 кг/см² (при температуре от —0,4 до —4°,0), в то время как в талом состоянии этот тип грунта обладает сцеплением от нескольких сотых до нескольких десятых кг/см².

Уплотнение мерзлого грунта под длительно действующими нагрузками невелико и выражается от десятых долей до нескольких процентов от мощности сжимаемого слоя, уплотнение же талого грунта может доходить до десятков процентов.

Из сказанного следует, что несущая способность, т. е. способность воспринимать нагрузку от сооружений, у мерзлых грунтов значительно выше, чем у грунтов талых, поэтому мерзлые грунты представляют более прочное и устойчивое основание (при условии сохранения отрицательной температуры). Действительно, допускаемые давления на мерзлые грунты в основаниях сооружений могут приниматься в пределах от 2 до 12 кг/см², для талых же грунтов величина допускаемого давления составляет от 1 до 4 кг/см².

### Электрические свойства [1]

Знание электрических свойств мерзлых и талых грунтов и их изменений в зависимости от различных физических условий при промерзании и оттаивании важно для многих отраслей науки и техники (электроразведка, электротехника, радиотехника, физика мерзлых грунтов и проч.). Промерзание грунтов особенно сильно изменяет их удельные сопротивления ($\rho$); диэлектрическая проницаемость ($\varepsilon$) грунтов изменяется при промерзании в значительно меньшей мере, а на магнитную проницаемость ($\mu$) грунтов промерзание почти не влияет. Эта последняя константа слабо изменяется в зависимости от температуры, имеет меньшее практическое значение и поэтому далее не будет рассматриваться.

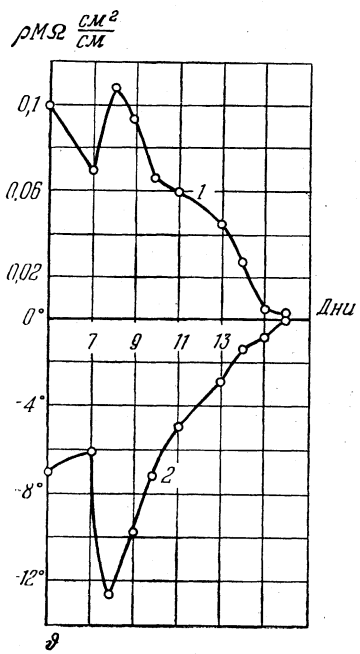
Проводимость ($\sigma = \frac{1}{\rho}$) мерзлых грунтов имеет в основном ионный характер и определяется главным образом проводимостью и количеством незамерзшей влаги. Последняя является, как известно, функцией состояния, т. е. зависит от температуры, давления, концентрации ионов и величины удельной активной поверхности скелета грунта. Все эти условия влияют на значения проводимости. Кроме того, последняя зависит также от проводимости скелета и расположения ледяных включений.

В природных условиях все указанные выше факторы, влияющие на электрическую проводимость мерзлых грунтов,

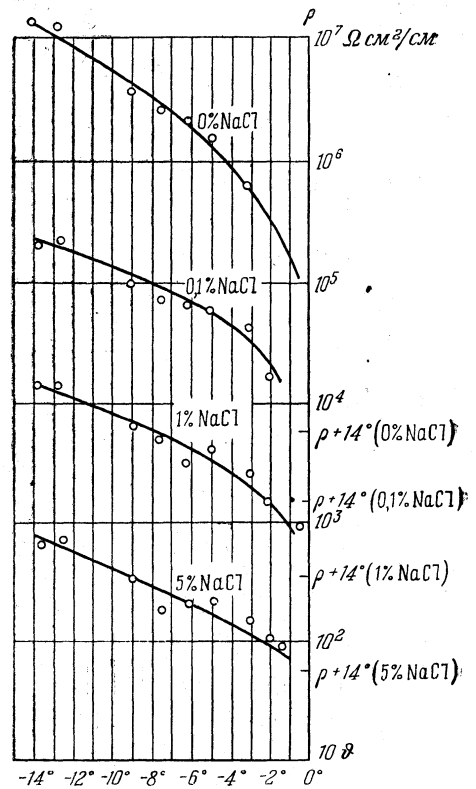
[1] Составлено Б. Н. Достоваловым.



изменяются взаимосвязанно, поэтому выполненные до настоящего времени немногие лабораторные исследования некоторых двусторонних зависимостей являются только частными закономерностями. Зависимость удельного сопротивления мерзлого грунта от температуры, по А. Т. Акимову, показана на фиг. 18: кривая *1* представляет изменение удельного сопротивления мерзлой супеси в зависимости от изменений ее температуры,



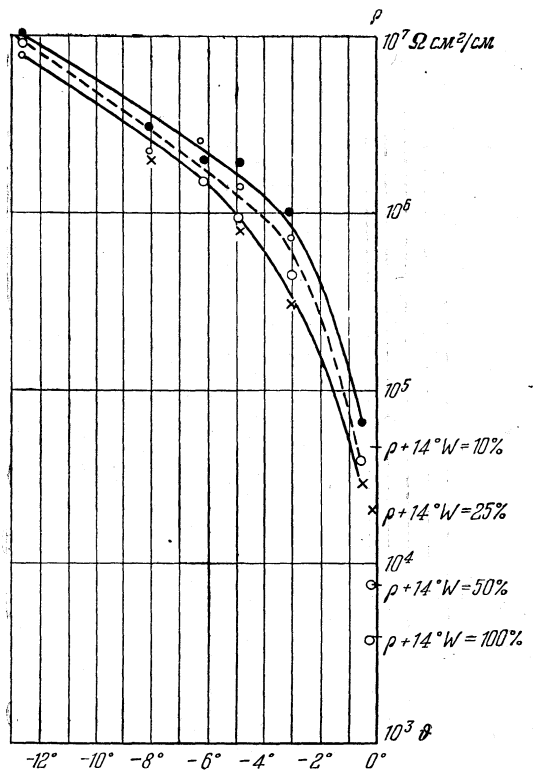

Фиг. 18. Изменение удельного сопротивления ($\rho$) и температуры ($\vartheta$) мерзлой супеси во времени.




Фиг. 19. Изменение удельного сопротивления мерзлой кварцевой пудры, увлажненной раствором NaCl различной концентрации, в зависимости от температуры (по А. С. Семенову).

которые представлены нижней кривой *2*. Совершенно симметричный ход кривых $\rho$ и $\vartheta$ показывает, что удельное сопротивление мерзлого грунта тем выше, чем ниже его температура. Физически эта зависимость объясняется изменениями количества незамерзшей воды в зависимости от температуры.

Влияние концентрации растворов, пропитывающих мерзлые грунты, на их удельные сопротивления иллюстрируется фиг. 19, представляющей изменение удельного сопротивления мерзлой кварцевой пудры, насыщенной растворами NaCl различной концентрации, в зависимости от значений ее отрицательной температуры (по А. С. Семенову). Ход кривых удельного сопротивления приводит к выводу, что разница удельных сопротивлений мерзлых грунтов, пропитанных растворами различных концентраций, увеличивается с понижением температуры. Для сравнения на вертикальной линии фиг. 19, соответствующей 0°, нанесены значения ρ при +14° и соответствующих концентрациях. Эти значения ρ также показывают, что дифференциация талых пород по сопротивлениям в зависимости от концентрации пропитывающих растворов гораздо меньше, чем их дифференциация в мерзлом состоянии.



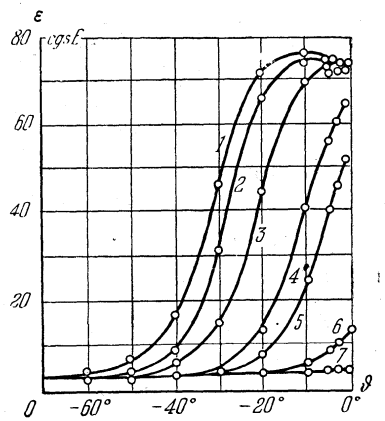

Фиг. 20. Изменение удельного сопротивления кварцевой пудры, увлажненной дистиллированной водой, при влажностях 10, 25, 50 и 100%, в зависимости от отрицательной температуры.

На фиг. 20 представлены изменения удельного сопротивления кварцевой пудры, увлажненной дистиллированной водой, при влажностях 10, 25, 50 и 100%. На вертикальной линии, соответствующей 0°, нанесены для сравнения значения удельного сопротивления при +14°. Ход кривых фиг. 20 приводит к выводам, что, во-первых, при незначительных концентрациях растворов, пропитывающих грунты, их дифференциация по сопротивлениям в талом состоянии больше, чем в мерзлом и, во-вторых, в мерзлом состоянии (при отсутствии ледяных прослоек) удельные сопротивления слабо зависят от начальной влажности в талом состоянии. Этот последний вывод согласуется с представлениями, что количество незамерзшей воды в дисперсной породе при данной отрицательной температуре определяется главным образом величиной удельной активной поверхности и концентрациями растворов и почти не зависит от начальной влажности в талом состоянии.



Приведенные графики показывают резкое увеличение удельного сопротивления грунтов при их промерзании. Например, удельное сопротивление пылеватых суглинков изменяется от единиц и немногих десятков ом · м в талом состоянии до сотен и десятков тысяч ом · м в мерзлом — в зависимости от температуры, льдистости и характера ледяных текстур.

Значения удельных сопротивлений пород ниже 100 ом · м указывают на их талое состояние.



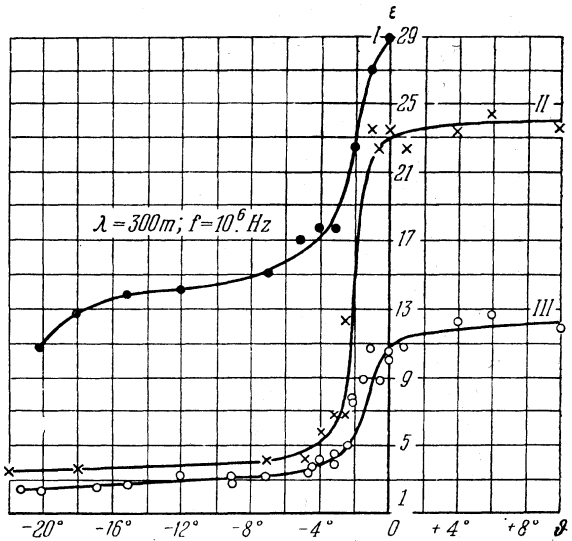

Фиг. 21. Изменение диэлектрической постоянной ε льда в зависимости от температуры ϑ и частоты *f*:

*1* — *f* = 300 *Hz*; *2* — *f* = 500 *Hz*; *3* — *f* = 1000 *Hz*; *4* — *f* = 3000 *Hz*; *5* — *f* = 5000 *Hz*; *6* — *f* = 20 000 *Hz*; *7* — *f* = 60 000 *Hz*.

Переходя к влиянию промерзания на диэлектрическую проницаемость (ε) грунтов, следует иметь в виду, что последняя зависит в основном от агрегатного состояния влаги или количества незамерзшей воды, содержащейся в мерзлом грунте, и от частоты электрического поля (*f*). Диэлектрическая проницаемость воды приблизительно равна 80 *cgsE* и льда около 2 *cgsE*. В этих пределах изменяются диэлектрические проницаемости мерзлых грунтов в зависимости от всех указанных выше факторов, влияющих на количество незамерзшей воды.

Влияние изменений температуры (ϑ) и частоты (*f*) на диэлектрическую проницаемость льда представлено на фиг. 21.

На фиг. 22 показано изменение диэлектрической проницаемости юрской глины и мелкозернистого песка при различной увлажненности.




Фиг. 22. Изменение диэлектрической проницаемости грунтов различной влажности в зависимости от температуры.

*I* — глина юрская при влажности $w = 35{,}5\%$; *II* — песок мелкозернистый при влажности $w = 9\%$; *III* — песок мелкозернистый при влажности $w = 3\%$.

## 3. ВЛИЯНИЕ ОТТАИВАНИЯ НА ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ[1]

При всяком повышении температуры мерзлых грунтов количество содержащейся в них незамерзшей воды увеличивается; при этом прочность ледяных цементационных связей уменьшается, и таким образом падает общая сопротивляемость мерзлых грунтов внешним силам.

При температуре, близкой к 0°, можно рассматривать состояние грунтов, особенно дисперсных (глинистых), как «полумерзлое», когда часть поверхности минеральных частиц будет еще сцементирована льдом, а часть уже потеряет эти цементационные связи, но приобретет новые, однако значительно менее прочные,— водно-адсорбционные связи. При 0° весь лед, содержащийся в мерзлом грунте, оттаивает, и грунт переходит в талое состояние, причем, физико-механические свойства грунта претерпевают резкие изменения.

[1] Составлено Н. А. Цытовичем.



Во-первых, оттаявшие грунты, особенно непосредственно после оттаивания, часто бывают переувлажнены и превращаются в разжиженную массу, так как в мерзлых грунтах может содержаться значительно больше воды в виде льда, чем поровой воды в талых грунтах. Переувлажнение оттаивающих грунтов, особенно пылеватых и глинистых, обусловливает их малую несущую способность в оттаявшем состоянии, весьма медленно нарастающую, вследствие длительности процесса отжатия воды из таких грунтов под действием внешней нагрузки (от вышележащих слоев грунта и сооружений).

Во-вторых, при оттаивании грунтов значительно возрастает их фильтрационная способность, не только по сравнению с мерзлым состоянием, но и по сравнению с состоянием грунта до замораживания, так как при замерзании возникает взрыхленность грунтов и, кроме того, количество свободной воды, особенно в первое время после оттаивания, может быть значительно бо́льшим, чем в грунтах, не подвергавшихся промораживанию.

Все изложенное обусловливает меньшую сопротивляемость внешним силам оттаявших грунтов по сравнению с мерзлым их состоянием.

Так, переувлажненные оттаявшие пылеватые и глинистые грунты будут обладать ничто́жной несущей способностью и будут весьма неустойчивыми под действием внешних сил. Что касается скелетных грунтов, особенно крупно-песчаных, гравелистых и галечных, то, хотя их несущая способность при оттаивании и резко (в 5—10 раз) уменьшается по сравнению с мерзлым состоянием, но они будут обладать еще достаточной несущей способностью, мало отличающейся от несущей способности обычных немерзлых грунтов того же механического состава.

## 4. ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРОМЕРЗАНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ОТТАИВАНИЯ[1]

Под действием промерзания и последующего оттаивания большинство физико-механических свойств грунтов может претерпевать изменения по сравнению с первоначальным (до промерзания) состоянием. Непосредственной причиной этих изменений является преобразование строения грунта, которое в данном случае представляет собой результат суммарного действия двух последовательно протекающих процессов: промерзания и оттаивания.

[1] Составлено Е. Н. Шушериной.

1. Преобразование строения грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания в зависимости от характера грунтов (гранулометрический состав, текстура, влажность и т. д.), а также условий промерзания и оттаивания (интенсивность охлаждения, внешнее давление и т. д.) может быть различным, что обусловливает и различные изменения их физико-механических свойств.

При оценке физико-механических свойств грунта главное значение имеют следующие характеристики его строения (В. А. Приклонский, 1949):

1) величина, форма и взаимное расположение слагающих скелет грунта элементов (отдельных минеральных частиц или их агрегатов);

2) наличие и характер связей между теми же слагающими грунт элементами.

Эти характеристики сохраняют свое значение и при оценке изменений физико-механических свойств грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания.

Наибольшие изменения строения грунтов под действием промерзания и последующего оттаивания наблюдаются для случая промерзания их с льдовыделением, с образованием слоистой и ячеистой текстур[1], что соответствует и наибольшим изменениям физико-механических свойств.

Для ячеистой и слоистой текстур характерно образование морозных агрегатов, в той или иной степени сохраняющихся и после оттаивания. Вследствие этого в результате промерзания с льдовыделением и последующего оттаивания меняются все отмеченные характеристики строения грунта.

Так, наблюдения за текстурой грунта после оттаивания, а также определения микроагрегатного состава показывают, что величина и соотношение элементов скелета грунта меняются в результате промерзания и последующего оттаивания (происходит образование макро- и микроагрегатов).

Изменения также претерпевают форма элементов скелета грунта, взаимное их расположение и характер связей между ними. Причем связи между агрегатами (особенно при увеличении суммарной влажности при промерзании) после оттаивания оказываются значительно ослабленными по сравнению с состоянием грунта до промерзания; связи же между частицами внутри агрегатов после оттаивания в большинстве случаев значительно усиливаются.

[1] О формах строения мерзлых пород см. главу III настоящего раздела.



Изменения строения грунтов в результате промерзания без льдовыделения, с образованием массивной текстуры, и последующего оттаивания оказываются менее значительными, чем в случае промерзания грунтов с образованием слоистой и ячеистой текстур, что обусловливает и значительно меньшие изменения физико-механических свойств. В этом случае, в результате промерзания и последующего оттаивания, величина, форма и взаимное соотношение элементов скелета грунта остаются почти такими же, как до промерзания; характер пор грунта также сохраняется. Изменение строения грунта, в основном, выражается лишь в изменении расстояний между частицами, соответственно с чем будут происходить и изменения прочности связей между частицами.

Изменения физико-механических свойств грунтов под действием промерзания и последующего оттаивания необходимо оценивать как в процессе оттаивания (при оттаивании), так и после него.

2. Изменения физико-механических свойств грунтов при оттаивании изучены слабо. Некоторые сведения имеются об осадке при оттаивании, скорости уплотнения и прочности.

Осадка грунтов при оттаивании в ряде случаев при равных нагрузках может превосходить осадку до промерзания (Гольдштейн, 1948).

Изменение осадки при оттаивании по сравнению с этим показателем деформации до промерзания, в основном, определяется изменением пористости при промерзании, а также и изменением плотности грунта после оттаивания.

Наибольшее увеличение осадки при оттаивании при всех прочих равных условиях наблюдается в случаях избыточного льдовыделения (на десятки и даже сотни процентов). В случаях промерзания грунтов без подтока влаги увеличение осадки по сравнению с состоянием до промерзания значительно меньше (на 3—4%). В тех случаях, когда промерзание не сопровождается увеличением общей пористости или же происходит усадка грунтов, увеличение осадки при оттаивании может не только не наблюдаться, но отмечается ее снижение.

Скорость уплотнения грунтов при оттаивании будет отличаться от скорости уплотнения до промерзания (если скорость оттаивания больше скорости уплотнения) лишь при промерзании грунта с льдовыделением. В этом случае уплотнение грунтов при оттаивании происходит значительно быстрее (Гольдштейн, 1948), что можно объяснить увеличением коэффициента фильтрации.

Прочность грунтов при оттаивании (на границе между оттаявшим и мерзлым грунтом) вследствие нарушения их строения в результате промерзания и последующего оттаива-

ния может снижаться по сравнению с состоянием до промерзания.

Так, грунты, промерзшие с льдовыделением, обнаруживают на границе оттаивания снижение сопротивления сдвигу. Например, по данным Н. К. Захарова (1951) при влажности, близкой к пределу пластичности, для глины сопротивление сдвигу снижается с 0,64 до 0,28 кг/см², для суглинка с 0,55 до 0,22 кг/см². Данные того же автора показывают, что если грунт промерзает без льдовыделения, то его сопротивление сдвигу при оттаивании (на границе оттаивания) практически не изменяется по сравнению с этой характеристикой до промерзания.

3. Изменения физико-механических свойств грунтов после оттаивания исследованы несколько полнее, чем при оттаивании.

Рассмотрим изменение таких физических и физико-механических свойств грунта, как влажность, объемный вес, сжимаемость, фильтрация и прочность.

Влажность грунта в результате промерзания — оттаивания по сравнению с состоянием до промерзания может изменяться различно, что определяется, во-первых, изменением влажности при промерзании, во-вторых, изменением влажности при оттаивании и, в-третьих, способностью грунта сохранять образовавшуюся после оттаивания влажность. Последняя обусловливается водоудерживающей способностью оттаявшего грунта (близка к пределу текучести), а также условиями отжатия воды из оттаявшего грунта и условиями поступления воды в него.

Если при промерзании влажность увеличивается, то при отсутствии возможности отжатия воды из оттаивающего слоя и после оттаивания влажность грунта всегда, независимо от водоудерживающей способности грунта и степени увеличения влажности, будет иметь бóльшую величину, чем до промерзания. При избыточном льдовыделении увеличение влажности в результате промерзания и последующего оттаивания может быть весьма значительным, что приводит к переувлажнению оттаявшего грунта.

При свободном выходе воды из оттаивающего слоя грунта возросшая при промерзании влажность после оттаивания будет сохраняться лишь тогда, когда ее значение не превышает водоудерживающей способности оттаявшего грунта. В противном случае происходит отжатие воды даже под действием собственного веса грунта или вытекание ее из грунта под действием силы тяжести, и влажность может становиться меньше, чем до промерзания.

Если при промерзании влажность уменьшается, то после оттаивания, при отсутствии свободного поступления воды



в оттаявший слой, это сниженное значение влажности будет сохраняться. При свободном поступлении воды в оттаивающий (или оттаявший) слой будет происходить набухание грунта, и влажность грунта может становиться даже больше, чем до промерзания.

Объемный вес грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания изменяется, в основном, в соответствии с изменением их влажности. Данные опытов Е. В. Пустовалова и А. Н. Чухровой (1952), а также Е. П. Шушериной (1955) показывают, что увеличение влажности в результате промерзания и последующего оттаивания приводит к уменьшению объемного веса, соответственно пористость увеличивается; уменьшение влажности приводит к увеличению объемного веса и к уменьшению пористости. Как следует из теоретических положений Г. Бескова (Beskow, 1935), а также опытных данных Е. П. Шушериной (1955), при практически неизменной влажности промерзание и последующее оттаивание, наряду с сохранением первоначального объемного веса (при частичном заполнении пор грунта водой), может вызывать разрыхление грунта (как при частичном, так и при полном насыщении грунта водой). Разрыхление обычно наблюдается при влажности, обеспечивающей устойчивую консистенцию грунта (меньше предела текучести).

Данные М. Н. Гольдштейна (1948), а также Е. П. Шушериной (1955) показывают, что в случае уменьшения пористости грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания происходит снижение их сжимаемости после оттаивания (по сравнению с состоянием до промерзания), причем особенно большое уменьшение коэффициента сжимаемости наблюдается при первых ступенях нагрузки.

Так, для суглинка сказанное иллюстрируется данными табл. 15.

В тех случаях, когда после оттаивания происходит разрыхление грунта, сжимаемость его увеличивается, причем значительное увеличение коэффициента сжимаемости (в 3—4 раза) наблюдается для начального участка компрессионной кривой. С увеличением давления плотность оттаявшего грунта возрастает, и коэффициент его сжимаемости приближается к коэффициенту сжимаемости грунта до промерзания (для равных давлений). Для примера в табл. 16 приводится изменение коэффициента сжимаемости для суглинка при влажности в 25%.

Для водонасыщенных песков, как показали результаты наших опытов, сжимаемость в результате промерзания и последующего оттаивания практически не изменяется.

Опытные данные А. М. Пчелинцева (1948), М. Н. Гольдштейна (1948) и Е. П. Шушериной (1950) показывают, что

фильтрация грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания, как правило, увеличивается, что обусловливается сохранением крупных пор в грунте после оттаивания. Так, например, по данным А. М. Пчелинцева,

Таблица 15

**Сжимаемость суглинка до и после промерзания—оттаивания**

(по данным Е. П. Шушериной)

| Ступени нагрузки, кг/см² | Коэффициент сжимаемости, кг/см² | |
|---|---|---|
| | до промерзания | после промерзания—оттаивания |
| 0—0,5 | 0,980 | 0,480 |
| 0,5—1 | 0,160 | 0,080 |
| 1—2 | 0,060 | 0,060 |
| 2—4 | 0,030 | 0,035 |
| 4—8 | 0,015 | 0,019 |

коэффициент фильтрации грунтов под действием промерзания и последующего оттаивания может возрастать в 10 000 раз.

Скорость уплотнения грунтов после оттаивания, так же как отмеченная выше скорость уплотнения при оттаивании, будет отличаться от этого показателя деформации до промерзания лишь при промерзании с льдовыделением. В этом случае уплотнение оттаявшего грунта происходит значительно быстрее, чем того же грунта до промерзания, причем такой характер уплотнения наблюдается и при значительных нагрузках (до 4 кг/см²).

Таблица 16

**Сжимаемость суглинка до и после промерзания — оттаивания**

(по данным Е. П. Шушериной)

| Ступени нагрузки, кг/см² | Коэффициент сжимаемости, кг/см² | |
|---|---|---|
| | до промерзания | после промерзания—оттаивания |
| 0—0,5 | 0,040 | 0,120 |
| 0,5—1 | 0,020 | 0,060 |
| 1—2 | 0,020 | 0,040 |
| 2—4 | 0,020 | 0,020 |



Например, для суглинка при влажности перед замораживанием в 36% скорость уплотнения в результате промерзания и последующего оттаивания меняется согласно табл. 17.

Таблица 17

**Характер уплотнения суглинка до и после промерзания — оттаивания**

(по данным Е. П. Шушериной)

| Ступени нагрузки, кг/см² | Время (в мин.), соответствующее 70% уплотнения | |
|---|---|---|
| | до промерзания | после промерзания—оттаивания |
| 0—0,5 | 15 | 1,5 |
| 0,5—1 | 30 | 15 |
| 1—2 | 25 | 11 |
| 2—4 | 23 | 10 |

Прочность грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания по сравнению с состоянием до промерзания, как показывает анализ имеющихся данных (Гольдштейн, 1948; Евдокимов и Зауербрей, 1950; Мигин, 1947; Федосов, 1940; Winterkorn and Fherman, 1945; Цытович, Шушерина статья в настоящем сборнике), может изменяться различно.

Разберем изменение прочности грунтов после цикла промерзания и последующего оттаивания для двух случаев: промерзание с льдовыделением и промерзание без льдовыделения.

1) В результате промерзания грунта с льдовыделением и последующего оттаивания он становится в прочностном отношении неоднородным. Это обусловливается тем, что в объеме грунта прочность связей между его частицами изменяется неодинаково: по трещинам, сохраняющимся после оттаивания, связи между частицами ослабевают, в уплотненном же грунте — усиливаются. Суммарный эффект действия этих связей и определяет прочность оттаявшего грунта в целом, которая в зависимости от соотношения ослабленных и усиленных участков может как снижаться, так и увеличиваться (по сравнению с прочностью грунта до промерзания).

В настоящее время имеются данные опытов об изменении ряда показателей прочности грунтов под действием промерзания и последующего оттаивания: сопротивления сдвигу, сопротивления вдавливанию конуса, сопротивления сжатию и др.

Сопротивление грунтов сдвигу, как показывают опытные данные, в результате промерзания и последующего оттаивания может как претерпевать различные изменения (увеличение, уменьшение), так и практически сохранять свое исходное (до промерзания) значение (Гольдштейн, 1948; Евдокимов и Зауербрей, 1950, и др.).

Таблица 18

**Сопротивление грунтов сдвигу до промерзания и после промерзания и оттаивания**

(для случая избыточного льдовыделения)

| Грунт | До промерзания | | | После промерзания и оттаивания | | | Отношение сопротивления сдвигу после промерзания—оттаивания к сопротивлению сдвигу до промерзания, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | влажность, % к сухому грунту | объемный вес, г/см³ | сопротивление сдвигу, кг/см² | влажность, % к сухому грунту | объемный вес, г/см³ | сопротивление сдвигу, кг/см² | |
| Подмосковный покровный суглинок (нарушенного сложения) | 30,5 | 1,90 | 0,12 | 28,8 | 1,95 | 0,07 | 58 |
| | 23,4 | 2,05 | 0,38 | 25,7 | 1,99 | 0,11 | 29 |
| | 20,7 | 2,08 | 0,52 | 23,2 | 2,03 | 0,23 | 44 |
| Воркутский суглинок (нарушенного сложения) | 23,5 | 1,98 | 0,10 | 24,3 | — | 0,06 | 60 |
| | 21,1 | 2,05 | 0,20 | 23,3 | 2,02 | 0,10 | 50 |
| | 20,2 | 2,06 | 0,31 | 23,1 | 2,03 | 0,09 | 29 |
| Окская глина (нарушенного сложения) | 45,4 | 1,74 | 0,08 | 37,7 | 1,82 | 0,05 | 62 |
| | 35,6 | 1,85 | 0,24 | 39,4 | 1,81 | 0,08 | 33 |
| | 28,8 | 1,91 | 0,53 | 33,7 | 1,89 | 0,15 | 28 |
| Окская глина (ненарушенного сложения) | 33,6 | 1,83 | 0,52 | 39,8 | 1,79 | 0,10 | 19 |
| Четвертичная глина (ненарушенного сложения) | 24,8 | 2,08 | 0,60 | 30,7 | 1,98 | 0,18 | 30 |
| Кинельская глина (ненарушенного сложения) | 31,7 | — | 0,56 | 37,1 | — | 0,25 | 45 |

Примечание. Определение сопротивления сдвигу проводилось на одноплоскостном срезном приборе при быстром возрастании сдвигающего усилия и при нормальном давлении 0,1 кг/см².



Наибольшее изменение сопротивления сдвигу наблюдается при избыточном льдовыделении и проявляется в значительном его снижении (табл. 18, по данным Н. А. Цытовича и Е. П. Шушериной).

В результате промерзания и последующего оттаивания грунтов с льдовыделением, но без подтока влаги наблюдаются значительно меньшие изменения величины сопротивления сдвигу, чем при избыточном льдовыделении. К тому же они проявляются не только в снижении, но и в увеличении этого показателя; в ряде же случаев величина сопротивления сдвигу совсем не изменяется (табл. 18).

Таблица 19

**Сопротивление сдвигу суглинка до промерзания и после промерзания и последующего оттаивания**

(промерзание с льдовыделением без подтока воды)

(по данным Е. П. Шушериной)

| До промерзания | | | После промерзания и оттаивания | | | Отношение сопротивления сдвигу после промерзания и оттаивания к сопротивлению сдвигу до промерзания, % |
|---|---|---|---|---|---|---|
| влажность, % к сухому грунту | объемный вес, г/см³ | сопротивление сдвигу, кг/см² | влажность, % к сухому грунту | объемный вес, г/см³ | сопротивление сдвигу, кг/см² | |
| 31,0 | 1,91 | 0,12 | 28,5 | 1,95 | 0,12 | 100 |
| 31,5 | 1,92 | 0,12 | 28,6 | 1,90 | 0,12 | 100 |
| 24,0 | 1,98 | 0,33 | 22,4 | 2,02 | 0,35 | 106 |
| 24,0 | 2,08 | 0,33 | 22,3 | 2,05 | 0,38 | 115 |
| 24,0 | 2,01 | 0,33 | 21,6 | 2,01 | 0,39 | 118 |
| 24,1 | 2,05 | 0,33 | 23,8 | 2,00 | 0,29 | 88 |
| 23,6 | 2,03 | 0,35 | 23,9 | 1,90 | 0,27 | 80 |
| 24,0 | — | 0,33 | 23,2 | 2,00 | 0,32 | 97 |

Примечание. Определение сопротивления сдвигу проводилось на одноплоскостном срезном приборе при быстром возрастании сдвигающего усилия и при нормальном давлении 0,1 кг/см².

В случае снижения сопротивления сдвигу под действием промерзания и последующего оттаивания его первоначальное значение может быть восстановлено уплотнением. Причем часто, при значительном льдовыделении, сопротивление сдвигу оттаявшего грунта под влиянием уплотнения становится значительно больше, чем до промерзания.

В качестве примера можно привести опытные данные (табл. 20) М. Н. Гольдштейна (1948), который определял сопротивление сдвигу ряда грунтов до промерзания и после промерзания и оттаивания. Сдвиг проводился под нормальной нагрузкой 2 кг/см², после уплотнения. Влажность грунтов перед замораживанием была близка к пределу текучести.

Таблица 20

**Сопротивление сдвигу грунтов до промерзания и после промерзания и оттаивания**

(в случае предварительного уплотнения)

| Грунт | Состояние грунта (талый, промерзавший) | Сопротивление сдвигу, кг/см² | Влажность, % к сухому грунту | | Сопротивление сдвигу после оттаивания, % к сопротивлению сдвигу до промораживания |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | начальная | после сдвига | |
| Суглинок 22 | Талый . . . | 0,81 | 33,80 | 23,01 | |
| | » . . . . | 0,88 | 33,75 | 23,46 | |
| | Промерзавший | 0,77 | 33,80 | 27,49 | 106 |
| | » | 0,98 | 33,80 | 22,99 | |
| Глина 23 | Талый . . . | 0,57 | 39,10 | 22,00 | |
| | Промерзавший | 0,69 | 37,54 | 22,24 | 117 |
| Глина 35 | Талый . . . . | 0,40 | 61,37 | 37,24 | |
| | » . . . . | 0,62 | 56,71 | 35,82 | |
| | Промерзавший | 0,73 | 56,79 | 33,03 | 139 |
| | » | 0,75 | 56,79 | 32,66 | |
| Глина 25 | Талый . . . . | 0,59 | 58,13 | 33,60 | |
| | Промерзавший | 0,82 | 43,18 | 29,04 | 145 |

Кроме изменения величины сопротивления сдвигу, можно привести опытные данные и по другим показателям прочности, которые также показывают различный характер ее изменения в результате промерзания и последующего оттаивания.

Так, по данным М. Н. Гольдштейна (1948), проводившего испытания грунтов на расплющивание и определявшего сопротивление их вдавливанию конуса, прочность грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания (в случае льдовыделения) повышается по сравнению с состоянием до промерзания.

Данные же А. Е. Федосова (1940) показывают, что временное сопротивление грунтов сжатию



после оттаивания значительно (до 70%) снижается по сравнению с этим показателем прочности до промерзания.

2) Прочность грунтов в результате промерзания без льдовыделения и последующего оттаивания изменяется, в основном, в соответствии с изменением плотности (так как в данном случае этим и ограничивается изменение строения грунта) и обычно незначительно. Так, по данным С. И. Мигина временное сопротивление сжатию суглинка под действием промерзания и последующего оттаивания уменьшается всего лишь на 15—20%. Расчеты, проведенные этим же автором, показывают, что изменение трения и сцепления также должно быть мало, так как мало изменение коэффициента пористости (~0,010).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мерзлые грунты, особенно дисперсные, весьма чувствительны к внешним воздействиям. Малейшие изменения величины их отрицательной температуры или химического состава воды, изменения внешнего давления и т. п., сказываются существенным образом на свойствах мерзлых грунтов.

Познавая закономерности, обусловливающие свойства мерзлых грунтов, мы можем наметить и пути управления этими свойствами в желательных для народного хозяйства направлениях. Так, понижая температуру мерзлых грунтов теми или иными термо-мелиоративными мероприятиями, мы можем значительно увеличить их связность и прочность. Из слабых пластичных грунтов при низкой температуре могут сформироваться грунты с достаточной несущей способностью. И наоборот,— в тех случаях, когда требуется, например, разработка мерзлых грунтов теми или иными машинами и механизмами, бывает целесообразно уменьшить связность и прочность грунтов. Достигнуть этого можно повышением их температуры на требуемую величину.

Вопросы тепловой мелиорации грунтов, вопросы искусственного их замораживания и ряд других являются специальными задачами, которые могут быть успешно разрешены лишь на базе изучения физики процесса промерзания и оттаивания грунтов.

Отметим также те возможные направления, которые уже в ближайшее время можно использовать для практических целей.

В первую очередь, существенное значение для направленного воздействия на мерзлые грунты будет иметь использование температурных воздействий. Кроме того, на свойствах мерзлых грунтов может существенно сказываться и величина внешнего давления, под действием которого, как показали новейшие

исследования, мерзлые глинистые грунты несколько уплотняются и при достаточной величине давления из просадочных могут быть преобразованы в непросадочные. Также отметим, что, используя закономерности, установленные при исследовании миграции влаги в промерзающих и мерзлых грунтах, можно изменять свойства этих грунтов, например, уменьшить их влажность, применив так называемый морозный дренаж, основанный на явлении интенсивной миграции влаги в водонасыщенных дисперсных грунтах к фронту промерзания. Можно также использовать процесс промерзания грунтов и для других целей. Так, искусственным промораживанием водонасыщенных песков в условиях свободного оттока воды можно уменьшить влажность и тем самым снизить величину пучения грунтов.

Поставленные здесь вопросы, однако, требуют дальнейшего изучения на базе исследований в области физики, физико-химии и механики дисперсных тел.

## ЛИТЕРАТУРА


Аболин Р. И. Постоянная мерзлота грунтов и ископаемый лед. Записки Читинск. отд. Русск. геогр. об-ва, вып. 9, 1913.

Абрамова М. М. Передвижение воды в почве при испарении. Труды Почв. ин-та АН СССР, 1953, т. 41.

Айдиньян Р. Х. Выделение почвенных коллоидов без химической обработки. «Коллоидный журнал», 1947, т. IX, вып. 1.

Андрианов П. И. Температуры замерзания грунтов. Изд. АН СССР, 1936.

Бакулин Ф. Г., Жуков В. Ф. Деформация мерзлых дисперсных пород при их оттаивании. Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, 1955, № 7.

Баранов К. А. О некоторых криосферных текстурах четвертичных отложений Арктики. «Природа», 1946, № 6.

Белянкин Д. С. Труды Петрографического института АН СССР, 1933, т. IV.

Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Близнин Г. Я. Влажность почвы по наблюдениям б. Елизаветградской земской метеорологической станции. 1887—1889 гг. СПб., 1890.

Боженова А. П. Некоторое развитие опытов Тебера по изучению грунтов с вертикальной слоистостью. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 22.

Боженова А. П. Переохлаждение воды при замерзании в почвах и грунтах. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 1. Изд. АН СССР, 1953.

Боженова А. П. и Шимановский С. В. Инструктивные указания по изучению процесса замерзания почво-грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.

Боровик-Романова Т. Ф. Переохлаждение воды в капиллярных трубках. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, ч. физ., 1924, т. 56, вып. 1.

Боровик-Романова Т. Ф. Переохлаждение водяных капель. Труды Ленингр. ин-та эксперим. метеорол., вып. 1, 1937.





Бунге А. И. Предварительный отчет по экспедиции на Ново-Сибирские острова. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1888, т. 23.

Быков Н. И. и Каптерев П. Н. Перемещение влаги при замерзании грунтов. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1938, № 1.

Быков Н. И. и Каптерев П. Н. Вечная мерзлота и строительство на ней. М., Трансжелдориздат, 1940.

Вейнберг Б. П. Лед. М., Гостехиздат, 1940.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. II. История природных вод. Ч. 1, вып. 1, 1933.

Высоцкий Г. Н. Биологические, почвенные и фенологические наблюдения в Великом Анадоле. Труды Опытного лесничества. СПб., 1901.

Гольдштейн М. Н. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. Труды Всес. н.-и. ин-та ж.-д. транспорта, 1948, вып. 16.

Гусев А. И. Тетрагональные грунты в арктической тундре. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938, № 3.

Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. Изд. Министерства речн. флота. М., 1951.

Денисов Н. Я. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. М., Гос. изд.-во строит. архит., 1953.

Дерягин Б. В. Упругие свойства тонких слоев жидкости. Журн. физ. химии, 1932, т. III.

Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд. АН СССР, 1948.

Дранищын Д. А. О некоторых зональных формах рельефа Крайнего Севера. «Почвоведение», 1914, № 4.

Думанский А. В. «Коллоидный журнал», 1950, т. 12, № 5.

Евдокимов П. Д. и Зауербрей И. И. Влияние замораживания и оттаивания моренного суглинка на его строительные свойства. «Гидротехн. строительство», 1950, № 2.

Захаров Н. К. Исследование сопротивления сдвигу при оттаивании Автореферат, 1951.

Качинский Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М., Изд-во Моск. гос. ун-та, 1927.

Колесников А. Г. и Мартынов Г. А. О расчете глубины промерзания грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзл. грунтов. Сб. 1, Изд. АН СССР, 1953.

Комарова Н. А. Движение воды в почвах в связи с диффузией удобрительных смесей. Сб. научн. работ комсомольцев АН СССР, посвящ. X съезду ВЛКСМ, 1936.

Лапкин Г. И. Расчет осадок сооружений на оттаивающих грунтах по методу контактных давлений. М., Стройиздат, 1947.

Лебедев А. Ф. О движении солей в почвах, имеющих влажность различных категорий. Труды Почв. ин-та АН СССР, 1930, вып. 3—4.

Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. АН СССР, 1936.

Лопатин И. А. К ответам на вопрос о происхождении ложной слоеватости горных пород. Записки Минерал. об-ва, Серия вторая, 1873.

Лыков А. В. Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М., Гостехиздат, 1954.

Мигин С. И. Возведение насыпных земляных плотин из связного грунта в зимних условиях. Автореферат, 1947.

Мороткин В. И. К вопросу об образовании ледяных кристаллов в мерзлых грунтах. 28-й сборник НИИП НКПС, 1939.

Нерсесова З. А. Изменение льдистости грунтов в зависимости от температуры. Докл. АН СССР, 1950, т. 75, № 6.
Нерсесова З. А. О таянии льда в грунтах при отрицательных температурах. Докл. АН СССР, 1951, т. 79, № 3.
Нерсесова З. А. Фазовый состав воды в грунтах при замерзании и оттаивании. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 1. Изд. АН СССР, 1953.
Нерсесова З. А. Калориметрический метод определения льдистости. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 1. Изд. АН СССР, 1953.
Никифоров К. О. О некоторых динамических процессах в почвах в области распространения вечной мерзлоты. «Почвоведение», 1912, №2.
Подьяков С. А. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1903, т. 39, вып. 4.
Пономарев В. П. Пучины на железных дорогах и методы борьбы с ними. Труды Всес. н.-и. ин-та ж.-д. транспорта, вып. 50, 1952.
Попов И. В. Основы инженерно-геологического грунтоведения. Труды Спецгео, вып. 9, 1941.
Приклонский В. А. Грунтоведение. Ч. 1. М., Госгеолиздат, 1949.
Пустовалов Е. В. и Чухрова А. Н. Влияние замерзания и оттаивания на плотность грунтов. Труды Всес. н.-и. ин-та ж.-д. строительства и проектирования, вып. 7. Вопросы проектирования и сооружения земляного полотна, 1952.
Разумова Л. А. Миграция влаги в почве по данным лабораторных опытов. Информ. сб. № 1. Динамическая и сельскохозяйственная метеорология. Л., Гидрометиздат, 1951.
Раковский А. В., Тарасенков Д. Н., Командин А. С. Влияние посторонней твердой фазы на температуру замерзания воды и слабых водных растворов. Журн. общ. химии, 1935, т. 5, вып. 10.
Ребиндер П. А. Физико-химические исследования процессов деформации твердых тел. Юбил. сборник, посвящ. 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, т. 1. Изд. АН СССР, 1947.
Роде А. А. Почвенная влага. Изд. АН СССР, 1952.
Самбикин М. М. Влияние хода накопления влаги в почве в зависимости от почвенных температурных градиентов. Научно-агрон. журн., 1926, № 5—6.
Сауков А. А. Геохимия. Изд. 2. М., Госгеолиздат, 1951.
Сб. «Исследование пучин на автомобильных дорогах» под ред. проф. Н. В. Орнатского. Труды ДОРНИИ, вып. II, М., Дориздат Гушосдора НКВД СССР, 1941.
Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. Изд. МГУ, 1952.
Скуратов С. М. К вопросу о теплоемкости связанной воды. «Коллоидный журнал», 1951, т. 13, № 5.
«Структуры горных пород», томы I, II, III. М., Госгеолиздат, 1948.
Сумгин М. И. Физико-механические процессы во влажных и мерзлых грунтах в связи с образованием пучин на дорогах. Изд-во «Транспечать», 1929.
Сумгин М. И. Метод замораживания воды в пленочном состоянии. Сб. Центр. н.-и. ин-та автомоб.-дорожн. транспорта. М., Гострансиздат, 1932.
Сумгин М. И. и др. Общее мерзлотоведение. Изд. АН СССР, 1940.
Тюремнов С. И. Годовой ход влажности и влияющие на него условия в западно-предкавказском черноземе, 1924.



Федосов А. Е. Физико-механические процессы в грунтах при замерзании и оттаивании. М., Трансжелдориздат, 1935.
Федосов А. Е. Механические процессы в грунтах при замерзании в них жидкой фазы. Труды Ин-та геол. наук, 1940, вып. 35.
Федосов А. Е. Прогноз осадок сооружений при оттаивании грунтов оснований. Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1944, т. IV.
Филатов М. М. О микроструктуре грунтов в связи с деформациями их под влиянием нагрузки. Со. Физика почв в СССР под ред. Н. А. Качинского и А. А. Ярилова. М., Сельхозгиз, 1936.
Фукс Н. О зарождении кристаллов. «Успехи физ. наук», 1935, т. 15, вып. 4.
Хакимов Х. Р. Вопросы теории и практики искусственного замораживания грунтов. Автореферат. Ин-т мерзлотоведения АН СССР, 1955.
Цытович Н. А. Расчет осадок фундаментов. М., Стройиздат, 1941.
Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1945, т. 9, № 5—6.
Цытович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
Цытович Н. А. Механика грунтов. М.—Л., Гос. изд-во лит. по строит. и архитек., 1951.
Цытович Н. А. Некоторые общие вопросы методики исследований физико-механических свойств мерзлых грунтов. Материалы по лабо.р исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.
Цытович Н. А. Исследования влияния условий замораживания и оттаивания на пористость водонасыщенных песков. Сборник, посвящ. 90-летию акад. В. А. Обручева. Изд. АН СССР, 1955.
Цытович Н. А., Сумгин М. И. Основания механики мерзлых грунтов. Изд. АН СССР, 1937.
Чернов В. А. Количественные закономерности диффузии анионов в почвах. Труды Почв. ин-та АН СССР, 1939, т. XX.
Шимановский С. В. Инструктивные указания по определению температуропроводности грунтов при положительных и отрицательных температурах. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.
Штукенберг В. И. Заметки о пучинах на железных дорогах и мерах их уничтожения. «Инженер», 1885, № 10.
Шумский П. А. К вопросу о пассивном ориентирующем влиянии твердого основания на нарастающие кристаллы. Докл. АН СССР, 1953, т. 93, № 1.
Шумский П. А. К методике микроскопического исследования структуры мерзлых горных пород. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.
Шумский П. А. Строение природных льдов. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1954, т. 86, № 1.
Шумский П. А. О нарастании кристаллов льда на твердое основание. Сборник, посвящ. 90-летию акад. В. А. Обручева. Изд. АН СССР, 1955.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд. АН СССР, 1955а.
Шушерина Е. П. К методике определения коэффициентов оттаивания и уплотнения мерзлых грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 1. Изд. АН СССР, 1953.
Шушерина Е. П. Исследование изменений физико-механических свойств грунтов, происшедших в результате их промерзания и последующего оттаивания. Автореф. Ин-т мерзлотоведения АН СССР, 1955.

Ayers A. D. and Campbell R. B. Freesing point of water in a soils related to saltand moisture contents of the soil. Soil science, 1951, v. 72, № 3.
Beskow G. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads. With a special supplement for the English translation of progress from 1935 to 1946. Evanston, Illinois, 1947.
Bouyoucas G. I. Movement of soil moisture from small capillaries to the large capillaries of the soil upon freezing. J. Agric. Research, 1923, v. 24, N 5.
Correns C. W. Über die Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. Sitz.-ber. d. Preuss. Akad. d. Wiss., Phys.-math. Kl., 1926.
Dobrowolski A. B. Historja naturalna lodu. Warszawa, 1923.
Ducker A. Untersuchungen über die frostgefährlichen Eigenschaften nichtbindiger Boden. Forschungsarbeiten aus dem Strassenwesen, Bd. 17, 1939. Русский перевод. Исследование морозоопасных свойств несвязных грунтов. Влияние промерзания на устойчивость дорожных оснований. ДорНИИ, М., Дориздат, 1948.
Endell K., Loos W., Breth H. Zusammenhang zwischen kolloidchemischen sowie bodenphysikalischen Kennziffern bindiger Boden und Frostwirkung. Forschungsarbeiten aus dem Strassenwesen, Bd. 16. Berlin, 1939.
Givem G. Kolloide Eigenschaften des Tons und ihre Beeinflussung durch Kalksalze. Inaugural-Dissertation, Göttingen, 1915.
Holmquist P. J. Über mechanische Störungen und chemische Umsetzungen in dem Banderton Schwedens. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1897, v. III, pt. 2, N 6.
Jung E. Weiterer Beitrag zur aggregierenden Einwirkung des Frostes auf den Erdboden. Zschr. f. Pflanz., Düng. und Bodenk., Bd. 24, H. 1—2. Berlin, 1932.
Kersten M. Thermal conductivity of soils. [USA], 1949.
Kokkonen P. Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. Acta forestialia fennica, 30, 1926.
Leiviska I. Fossiles Eis in einem fluvioglazialen Hugel unweit von Abo (Finnland) Zschr. f. Gletscherk., 1914, Bd. 8, H. 4.
Leffingwell E. Ground ice wedges, the dominant form of ground ice on the north coast of Alaska. J. of. Geol., 1915, v. 23, N 7.
Owston P. G., Lonsdale K. The crystalline structure of ice. J. of Glaciology, 1948, v. 1, N 3.
Ruckli R. Gilivite des sols et fondations des routes. Lauzanne, 1943.
Ruckli R. Der Frost im Baugrund. Wien, Springer-Verlag, 1950.
Taber S. Frost heaving. J. of Geology, 1929, v. 37, N 5.
Taber S. The mechanics of frost heaving. J. of Geology, 1930, v. 38, N 4.
Taber S. Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. Bull. Geol. Soc. Amer., 1943, v. 54, N 10.
Tamman G. Aggregatzustande. Leipzig, 1922.
Winterkorn H. and Fehrman K. The effect of freezing-thawing and wetting-drying cycles on the density and bearing power of five soils. Proc. Soil. Sci. Soc. Amer., 1945, v. IX.

*Раздел II*

# ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ОТДЕЛЬНЫМ ВОПРОСАМ ФИЗИКИ И МЕХАНИКИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

А. П. БОЖЕНОВА и Ф. Г. БАКУЛИН

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕХАНИЗМОВ ПЕРЕДВИЖЕНИЯ ВЛАГИ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ ГРУНТАХ

При промерзании грунтов происходят сложные процессы перераспределения (миграции) влаги и льдовыделения, включающие в себя зарождение кристаллов льда, их рост и передвижение к ним влаги, содержащейся как в самом промерзающем слое грунта, так и в прилегающих талых слоях.

Кристаллизация воды (зарождение и рост кристаллов льда) и передвижение ее к растущим кристаллам — тесно связанные и взаимнообусловленные процессы. Без знания особенностей каждого из них нельзя получить правильного представления о формировании льда в промерзающих грунтах.

В литературе, посвященной перераспределению влаги и льдовыделению в грунтах, внимание исследователей в основном сосредоточивалось только на передвижении влаги и, в частности, на силах, вызывающих ее подтягивание к растущим кристаллам льда и обусловленных ими механизмах ее передвижения. Однако и по данному вопросу среди исследователей нет единого мнения. При этом отдельные гипотезы миграции влаги трудно оценить, так как их авторы свои теоретические положения либо не подтверждали экспериментальными исследованиями, либо проводили последние недостаточно полно. В силу этого и возникла необходимость в постановке специальных опытов для выяснения, прежде всего с качественной стороны, значимости отдельных сил и обусловленных ими механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах.

Прежде чем перейти к изложению результатов наших исследований, мы коротко остановимся на применяемых нами понятиях и терминологии по данному вопросу.

Необходимо отметить, что о силах и соответствующих им механизмах передвижения влаги в дисперсных телах в настоящее

время еще нет единого представления ни в физике поверхностных явлений, ни в физической и коллоидной химии, ни в непосредственно занимающихся этими вопросами отраслях знания — почвоведении и грунтоведении.

Как известно, содержащаяся в почвах и грунтах влага делится по подвижности на следующие категории: прочносвязанную, рыхлосвязанную, свободную, в которой выделяется отдельно капиллярная влага, и, наконец, парообразную (Лебедев, 1936; Филатов, 1936; Цытович, 1951; Денисов, 1951; Приклонский, 1949; Роде, 1952; Сергеев, 1952, и др.). Из всех названных категорий влаги наибольшее значение в непосредственном питании растущих кристаллов льда в промерзающих грунтах имеют рыхлосвязанная и капиллярная влага.

Связь влаги с минеральным скелетом грунта и ее передвижение в нем обусловлены действием поверхностных сил, имеющих электромолекулярную природу и возникающих на границе раздела минеральный скелет — вода (для рыхлосвязанной влаги) и минеральный скелет — вода — воздух (для капиллярной влаги). В дальнейшем поверхностные силы, возникающие на границе раздела минеральный скелет — вода мы называем (как это делают многие исследователи), а д с о р б ц и о н н ы м и с и л а м и м и н е р а л ь н о г о с к е л е т а грунта, а за вторым видом сил, возникающих на границе раздела минеральный скелет — вода — воздух, сохраняем обычное их название — к а п и л л я р н ы е с и л ы.

Передвижение рыхлосвязанной воды под действием адсорбционных сил минерального скелета в однородном грунте осуществляется от частиц грунта с бо́льшей к частицам грунта с меньшей толщиной водной пленки. Такой механизм передвижения влаги обычно называют п л е н о ч н ы м. Передвижение капиллярной влаги при равном увлажнении происходит от мест с меньшим к местам с бо́льшим поверхностным натяжением, или, в более общем случае, из капилляров с меньшей в капилляры с большей кривизной менисков. Этот механизм передвижения влаги обычно называют к а п и л л я р н ы м.

Большинство исследователей весь процесс миграции влаги в промерзающих грунтах пытается объяснить действием либо адсорбционных сил минерального скелета, либо капиллярных сил, или же совместным их действием (Beskow, 1947; Пузаков, 1950; Разумова, 1951; Пономарев, 1952, и др.). При этом под действием адсорбционных сил минерального скелета рассматривается только передвижение рыхлосвязанной влаги. Передвижение удерживаемой этими же силами прочносвязанной влаги, а также передвижение парообразной влаги под действием разности упругости пара ими не учитывается.



Названные исследователи не принимают во внимание также и действие сил, обусловленных наличием в промерзающих грунтах нового компонента — льда.

Лед, как известно, является телом, адсорбирующим на своей поверхности тонкую пленку воды, за счет которой в первую очередь и идет рост кристаллов льда путем перегруппировки молекул водной пленки в кристаллическую решетку.

Исключение передвижения прочносвязанной и парообразной влаги при рассмотрении процесса миграции вполне оправдывается крайне малой ролью этих категорий влаги в питании растущих кристаллов льда, чего нельзя сказать о силах, обусловленных наличием в промерзающих грунтах кристаллов льда.

Учитывая это обстоятельство, С. Тебер (1929; $1930_{1,2}$) свою, одну из первых по времени, гипотезу миграции влаги и льдовыделения в промерзающих грунтах полностью построил на действии так называемых «сил кристаллизации». Существо и критический разбор этой гипотезы дан в статье А. П. Боженовой (в наст. сборнике, стр. 32). Здесь необходимо только подчеркнуть, что С. Тебер, в противоположность ранее упомянутым исследователям, не рассматривает участия в процессе миграции влаги каких-либо других сил, кроме «сил кристаллизации», за что эта гипотеза неоднократно подвергалась справедливой критике.

В настоящей статье следует остановиться лишь на замечании П. А. Шумского (1955) о том, что основывать, как это делает С. Тебер, подтягивание воды в грунтах кристаллами льда на большой энергии связи молекул воды и на способности льда смачиваться водой нельзя. При кристаллизации воды происходит увеличение ее объема, поэтому скорее можно говорить об отталкивании, а не о притяжении воды растущими кристаллами льда. С. Тебер, применив образное выражение Д. Буюкоса (1923) о том, что «силы кристаллизации» как бы тянут воду к фронту промерзания, отошел от научного понимания этого термина, которое в него вкладывается в кристаллографии, и обозначил тем же термином как силы, которые в действительности подтягивают воду к растущим кристаллам льда, так и механизм передвижения ее к последним. Только устранив эти упущения С. Тебера, можно правильно представить активную роль поверхности растущих кристаллов льда в подтягивании влаги.

Как известно, под силами кристаллизации понимается способность растущих кристаллов льда оказывать давление в направлении своего роста и отталкивать встречающиеся на пути инородные тела или отталкиваться от них (Шумский, 1955). Эта способность является одним из условий формирования

в промерзающем грунте чистых ледяных прослоек, прожилок и других включений льда. Сам же рост кристаллов идет за счет перегруппировки молекул адсорбированной на их поверхности тонкой водной пленки. Как только молекулы воды данной пленки перейдут в кристаллическую решетку льда, кристалл окружается, благодаря своей лиофильности, новой водной пленкой и т. д. Силы, притягивающие молекулы воды на поверхность растущих кристаллов, мы назовем, по аналогии с силами, удерживающими молекулы воды на поверхности минеральных частиц, адсорбционными силами кристаллов льда.

При наличии достаточного количества свободной воды в том или ином промерзающем материале, частицы которого способны раздвигаться от давления растущих кристаллов льда, тонкие водные пленки на гранях кристаллов все время будут возобновляться под действием адсорбционных сил льда. Питание растущих кристаллов льда будет поддерживаться по сохраняющим свою непрерывность, благодаря большому сопротивлению на разрыв, тонким водным нитям, которые соединяют адсорбированные на гранях кристаллов льда водные пленки с запасами поровой воды. Такой механизм передвижения влаги мы называем кристаллизационно-пленочным.

Принятая нами терминология устраняет возможность понимания адсорбционных сил и «сил кристаллизации» как сил отталкивания молекул воды растущими кристаллами льда. При перегруппировке молекул воды с понижением температуры грунта в кристаллическую решетку льда, в пленках, окружающих кристаллы льда и близлежащие к ним минеральные частицы, создается дефицит в насыщенности адсорбционных сил, или, другими словами, дефицит давления по сравнению с насыщенностью адсорбционных сил,или с давлением в пленках, адсорбированных минеральными частицами, находящимися вдали от фронта промерзания. Этот дефицит давления, являющийся физической сущностью принимаемого в кристаллографии понятия «сил кристаллизации» (Шумский, 1955), приводит в действие пленочный и кристаллизационно-пленочный механизмы передвижения воды и обеспечивает поступление из имеющихся в непромерзшей части грунта запасов воды новых молекул к растущим кристаллам льда.

Из трех выделенных выше основных механизмов передвижения влаги к растущим кристаллам льда в настоящей статье мы остановимся только на двухпленочном и кристаллизационно-пленочном.

До изложения фактического материала необходимо подчеркнуть, что выделенные нами пленочный и кристаллизационно-



пленочный механизмы передвижения влаги в промерзающих дисперсных грунтах действуют совместно, накладываясь друг на друга. Каждая молекула воды передвигается под одновременным действием как адсорбционных сил минерального скелета, так и адсорбционных сил кристаллов льда. Лишь в гидрофобных материалах можно наблюдать действие только одного кристаллизационно-пленочного механизма передвижения влаги к растущим кристаллам льда.

## 1. КРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ПЛЕНОЧНЫЙ МЕХАНИЗМ ПЕРЕДВИЖЕНИЯ ВЛАГИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ АДСОРБЦИОННЫХ СИЛ КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА

Чтобы выяснить в чистом виде роль адсорбционных сил кристаллов льда в процессе миграции влаги, необходимо было исключить действие адсорбционных сил минерального скелета и капиллярных сил. С этой целью ставились опыты, позволившие наблюдать за передвижением влаги при промерзании гидрофобных веществ.

Такие наблюдения ранее проводились М. Н. Гольдштейном на графите. На основании полученных данных он утверждает, что адсорбционные силы кристаллов льда (учитывая новую терминологию, изложенную выше) «не могут сами по себе непосредственно вызвать подтягивание воды из нижележащих слоев грунта» (Гольдштейн, 1948, стр. 62).

Однако в наших опытах это положение не получило подтверждения.

В качестве гидрофобного вещества использовались графит и смола К-40, измельченные в тонкодисперсный порошок.

Необходимо иметь в виду, что графит всегда содержит бо́льшее или меньшее количество минерально-грунтовых примесей. Полученный нами графит имел зольность всего 0,6%. Такое небольшое содержание примесей, не оказывая влияния на гигроскопические свойства графита, обусловило, однако, его значительную капиллярность.

Чтобы исключить влияние примесей на передвижение влаги в графите, мы подвергли его дополнительной гидрофобизации по методу Ф. Е. Колясева (1942) и почти полностью уничтожили действие капиллярных сил (табл. 1)[1].

Влага в поры гидрофобного вещества вводилась путем энергичного перемешивания в количествах, соответствовавших полному заполнению пор.

Промораживание образцов осуществлялось следующим образом. Образец гидрофобного вещества, заключенный в цилиндр из теплоизоляционного материала и закрытый с обеих

[1] Во всех таблицах влажность дается в процентах к сухому грунту.

сторон металлическими крышками, помещался между двумя ультратермостатами таким образом, что крышки цилиндра непосредственно и плотно прилегали к металлическим стенкам ультратермостатов. Ультратермостаты регулировались на требуемую температуру и держали ее с точностью 0,1—0,3°. Это обеспечивало постоянную, устойчивую температуру на концах образцов.

Таблица 1

**Отношение использованного в опытах графита к воде**

| Гигроскопическая влажность измельченного графита, % | | Количество воды, капиллярно засасываемое графитом, % | |
|---|---|---|---|
| до обработки | после обработки | до обработки | после обработки |
| 0,0 | 0,0 | 101,4 | 1,8 |

Для уменьшения бокового теплообмена цилиндр имел защитную рубашку из воздушно-сухого песка.

Отметим, что во всех опытах образцы располагались горизонтально с целью сведения до минимума непосредственного действия гравитационных сил на передвижение влаги к растущим кристаллам льда, которое, как известно, увеличивает скорость поступления влаги в промерзающий слой в случае несовпадения теплопотоков с направлением действия силы тяжести, или уменьшает ее в случае их совпадения.

Таблица 2

**Послойная влажность графита и смолы после промерзания**

| Вещество | Средняя влажность вещества, % | | Глубина взятия проб на влажность, см | Послойная влажность образцов, % | Состояние отдельных слоев образца | Количество влаги, поступившей в промерзающий слой, г | Градиент температуры, град/см |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | до опыта | после опыта | | | | | |
| Графит | 102,6 | 101,3 | 0—2 | 109,4 | | | |
| | | | 2—4 | 106,8 | Мерзлое | 2,27 | 0,3 |
| | | | 4—6 | 107,2 | | | |
| | | | 6—8 | 102,2 | | | |
| | | | 8—10 | 81,0 | Талое | | |
| Смола | — | 50,48 | 0—2,5 | 55,6 | Мерзлое | 4,75 | 0,15 |
| | | | 2,5—5,0 | 54,7 | | | |
| | | | 5,0—7,5 | 60,3 | | | |
| | | | 7,0—10,0 | 36,1 | Талое | | |



При визуальном обследовании образцов мерзлого графита и смолы, а также при просмотре приготовленных из них шлифов были обнаружены тонкие прослойки льда, что свидетельствует о передвижении воды в промерзающем гидрофобном веществе к поверхности охлаждения. О том же свидетельствуют и данные послойной влажности графита и смолы после промерзания (табл. 2).

Таким образом, отсутствие действия адсорбционных сил скелета в гидрофобном веществе не исключает полностью передвижения в нем влаги к поверхности промерзания; отсюда следует, что механизм передвижения влаги, обусловливаемый действием адсорбционных сил кристаллов льда, действительно существует и совершенно неосновательно отвергается некоторыми исследователями (Гольдштейн, 1948). Однако он не является единственным, как утверждает Тебер, так как известно, что отсутствие адсорбционных сил кристаллов льда, например в талых грунтах, не исключает передвижения в них влаги к поверхности испарения. Об этом же свидетельствуют и наши нижеследующие специально поставленные опыты.

## 2. ПЛЕНОЧНЫЙ МЕХАНИЗМ ПЕРЕДВИЖЕНИЯ ВЛАГИ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ ГРУНТАХ ПОД ДЕЙСТВИЕМ АДСОРБЦИОННЫХ СИЛ МИНЕРАЛЬНОГО СКЕЛЕТА

Под действием адсорбционных сил в грунтах находится прочно- и рыхлосвязанная влага.

Прочносвязанная влага образована ближайшими к поверхности частиц молекулами воды, находится под сильным воздействием этих частиц.

Рыхлосвязанная влага ориентирована также поверхностью минеральных частиц. Образование ее происходит главным образом за счет «цепочечного эффекта», обусловленного дипольной природой молекул воды. Ориентация рыхлосвязанной воды не является достаточно прочной и может быть нарушена.

Рыхлосвязанная влага передвигается как в парообразном, так и в жидком виде. Парообразный механизм передвижения воды, как отмечалось выше, существенного значения для льдовыделения не имеет, что же касается передвижения рыхлосвязанной влаги в жидком виде, то оно вполне значимо и происходит в однородном грунте из мест, где пленки воды толще, в места, где они тоньше, как это было установлено А. Ф. Лебедевым (1936). Объяснение пленочной миграции влаги в промерзающих грунтах впервые дал Бесков (Beskow, 1947), указав, что замерзание внешней части пленок создает, аналогично испарению, дефицит давления, который и вызывает поступление влаги к поверхности промерзания.

Для установления значимости адсорбционных сил минерального скелета и пленочного механизма передвижения влаги в промерзающих грунтах нами были получены показатели процесса миграции в условиях суммарного действия всех сил и при исключении действия адсорбционных сил минерального скелета. Сопоставляя полученные таким путем показатели миграции, мы экспериментально показали непосредственное участие адсорбционных сил минерального скелета в процессе миграции влаги и получили количественную характеристику пленочного механизма.

Исключение пленочного механизма миграции влаги осуществлялось путем дезориентации рыхлосвязанной воды. Одним из способов дезориентации рыхлосвязанной воды может служить введение в грунт раствора электролита, как это показано рядом исследователей для различных материалов при положительной температуре (Р. Нейман и О. Нейман, 1938; Дерягин, 1939; Роде, 1952, и др.) и впервые для промерзающих грунтов — В. Г. Григорьевой (статья в настоящем сборнике стр. 177), методикой которой мы при непосредственной ее помощи и воспользовались. При некоторой концентрации раствора вся рыхлосвязанная вода будет дезориентирована и в связанном с поверхностью состоянии останется лишь прочносвязанная влага.

В опытах использовался тяжелый суглинок, предварительно электродиализованный и насыщенный ионом кальция (табл. 3).

Таблица 3

**Некоторые физические и водные свойства Са-суглинка**

| Удельный вес, г/см³ | Объемный вес скелета грунта, г/см³ | Пористость, % | Гигроскопическая влажность, % | Максимальная гигроскопическая влажность, % | Максимальная молекулярная влагоемкость, % | Влажность полного насыщения, % |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 2,72 | 1,29 | 47,0 | 4,5 | 8,7 | 17,8 | 41,0 |

Для разрушения ориентации рыхлосвязанной воды, и таким путем для исключения действия адсорбционных сил минерального скелета и пленочного механизма из процесса миграции влаги, мы пользовались 0,24 н. раствором $CaCl_2$.

Концентрация раствора, обеспечивающая полную дезориентацию рыхлосвязанной воды, устанавливалась на основании данных калориметрических определений количества незамерзшей воды в суглинке, увлажненном раствором $CaCl_2$ различной концентрации и дистиллированной водой. Раствор считался



обеспечивающим полное разрушение ориентации рыхлосвязанной воды в том случае, если незамерзшая вода в нем состояла из прочносвязанной влаги и влаги, связанной солью.

Суммарное действие различных сил в процессе миграции учитывалось путем промораживания образцов, увлажненных дистиллированной водой.

Полученные данные показали (табл. 4), что раствор полностью дезориентировал рыхлосвязанную влагу уже при концентрации 0,11 н.

Таблица 4

**Количество незамерзшей воды в Са-суглинке, увлажненном дистиллированной водой и раствором $CaCl_2$**

| Грунт увлажнен дистиллированной водой | | | Грунт увлажнен раствором $CaCl_2$ | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| температура, °С | влажность, % | общее количество незамерзшей воды, % | концентрация раствора, Н | температура, °С | влажность, % | общее количество незамерзшей воды, % | количество незамерзшей воды, связанной солью, % | количество незамерзшей воды, связанной поверхностью минеральных частиц, % |
| — 0,2 | 33,7 | 15,3 | — | — | — | — | — | — |
| — 1,1 | 34,0 | 9,9 | 0,11 | —2,2 | 34,7 | 10,9 | 4,0 | 6,9 |
| — 4,9 | 33,1 | 7,6 | 0,11 | —5,0 | 34,4 | 8,0 | 1,8 | 6,2 |
| — 7,8 | 33,8 | 7,6 | 0,11 | —7,8 | 34,6 | 7,9 | 1,3 | 6,6 |
| —25,0 | 36,1 | 7,0 | 0,24 | —1,9 | 34,7 | 15,8 | 9,7 | 6,1 |

Образцы для исследования приготовлялись идентичными: с одним и тем же объемным весом скелета, одной степенью заполнения пор водой, промораживались при наличии одного и того же градиента температуры и в одном и том же температурном интервале. Единственным различием являлось то, что часть образцов увлажнялась дистиллированной водой и часть — раствором $CaCl_2$. Это различие обусловило отличное поведение воды в образцах, о чем свидетельствуют данные послойной влажности частично промороженных образцов (табл. 5).

Следует также отметить, что образцы суглинка, увлажненные дистиллированной водой, характеризовались наличием более мощных прослоек льда, чем образцы, увлажненные раствором $CaCl_2$. Наиболее мощные прослойки льда при этом располагались не у поверхности охлаждения, а на границе мерзлого слоя с талым. Иссушение талой толщи было наибольшим также в образцах, увлажненных дистиллированной водой.

Таблица 5

**Послойная влажность частично промерзших образцов Са-суглинка**

| Образцы увлажнены дистиллированной водой | | | | | Образцы увлажнены раствором $CaCl_2$ | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Глубина взятия проб на влажность, см | Средняя влажность образцов, % до промораживания | Средняя влажность образцов, % после промораживания | Послойная влажность образцов, % | Состояние отдельных слоев образцов | Глубина взятия проб на влажность, см | Средняя влажность образцов, % до промораживания | Средняя влажность образцов, % после промораживания | Послойная влажность образцов, % | Состояние отдельных слоев образцов |
| 0—2 | | | 34,8 | | 0—2,5 | | | 35,0 | |
| 2—4 | | | 32,3 | Мерзлое | 2,5—4,5 | | | 32,7 | Мерзлое |
| 4—6,5 | 32,0 | 32,3 | 41,2 | | 4,5—6 | 30,6 | 31,1 | 27,5 | |
| 6,5—8 | | | 23,9 | Талое | 6—8 | | | 29,1 | Талое |
| 8—10 | | | 25,0 | | 8—10 | | | 29,4 | |
| 0—2 | | | 33,2 | Мерзлое | 0—2 | | | 36,6 | Мерзлое |
| 2—4 | | | 33,0 | | 2—4 | | | 33,6 | |
| 4—6 | 30,0 | 30,7 | 40,0 | | 4-6 | 31,5 | 31,8 | 31,4 | |
| 6—8 | | | 22,9 | Талое | 6—8 | | | 28,2 | Талое |
| 8—10 | | | 24,4 | | 8—10 | | | 29,3 | |
| 0—2 | | | 32,2 | Мерзлое | 0—2,5 | | | 33,7 | Мерзлое |
| 2—4,5 | 31,0 | 31,4 | 35,6 | | 2,5—5 | 31,4 | 31,4 | 34,6 | |
| 4,5—7 | | | 37,9 | | 5—7,5 | | | 28,0 | |
| 7—10 | | | 21,9 | Талое | 7,5—10 | | | 29,2 | Талое |

Подсчет количества влаги, переместившейся в мерзлые слои, позволил количественно оценить значимость адсорбционных сил минерального скелета и пленочного механизма передвижения в промерзающих грунтах (табл. 6).

Исключение действия адсорбционных сил минерального скелета и пленочного механизма передвижения влаги снижало не менее, чем в два раза интенсивность процесса миграции в суглинке, что позволяет считать пленочный механизм основным механизмом передвижения влаги в промерзающих грунтах. Из данных табл. 6 видно, что в условиях наших опытов при увлажнении суглинка дистиллированной водой, т. е. в случае суммарного действия различных сил, в мерзлые слои образцов из талых слоев поступало от 6 до 7 г воды, в то время как при исключении пленочного механизма — лишь от 3 до 4 г. Исходная влажность талых слоев, равная 30—31%, снижалась в результате передвижения влаги в мерзлые слои — в первом случае до 22—25%, во втором — всего до 27—29%.

В настоящее время нами проводятся исследования, позволяющие выделить действие капиллярного механизма пере-



Таблица 6

**Значимость пленочного механизма в процессе миграции влаги в промерзающих грунтах**

| Характеристика опыта | Основные механизмы передвижения влаги | Градиент температуры, град.см | Средняя влажность образцов, %. до промораживания | Средняя влажность образцов, %. после промораживания | Мощность промерзшего слоя, см | Количество влаги, поступившей в промерзающий слой, г | Количество влаги, ушедшей из талых слоев, г |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Са-суглинок, увлажненный дистиллированной водой | Пленочный, кристаллизационно-пленочный и капиллярный | 0,37 | 30,0 | 30,7 | 6,0 | 7,4 | 6,6 |
| | | 0,36 | 32,0 | 32,7 | 6,5 | 6,0 | 6,8 |
| | | 0,40 | 31,0 | 31,4 | 7,0 | 8,1 | 7,4 |
| Са-суглинок, увлажненный 0,24 н. раствором $CaCl_2$ | Кристаллизационно-пленочный и капиллярный | 0,32 | 30,7 | 31,1 | 4,5 | 3,1 | 3,0 |
| | | 0,42 | 31,9 | 32,2 | 5,5 | 3,3 | 3,0 |
| | | 0,34 | 31,5 | 31,8 | 6,0 | 3,6 | 3,1 |
| | | 0,34 | 31,4 | 31,4 | 5,0 | 3,7 | 4,5 |

движения влаги в чистом виде, что позволит оценить количественно не только этот механизм передвижения влаги, но одновременно и кристаллизационно-пленочный.

Таким образом, экспериментальными исследованиями подтверждено положение ряда исследователей (Сумгин и др., 1940) о том, что миграция влаги в промерзающих грунтах происходит под совместным действием различных сил. Наши данные показывают, что основное значение в процессе миграции принадлежит адсорбционным силам минерального скелета, обусловливающим пленочный механизм передвижения влаги. Одновременно они экспериментально показывают несостоятельность гипотез миграции влаги и льдовыделения, в основу которых положено представление о передвижении влаги в промерзающих грунтах под действием одной какой-либо категории сил.

Экспериментально установлен кристаллизационно-пленочный механизм передвижения влаги к растущим кристаллам льда под действием адсорбционных сил льда.

## ЛИТЕРАТУРА

Гольдштейн М. Н. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. Труды Всес. н.-и. ин-та ж.-д. транспорта, вып. 16, 1948.

Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. М., Изд-во Мин. речн. флота, 1951.

Дерягин Б. В. К теории нерастворяющего объема (отрицательной адсорбции). Коллоидный журнал, 1939, т. V, вып. 4.
Колясев Ф. Е. Доклады ВАСХНИЛ, 1942, вып. 7—8.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. АН СССР, 1936.
Нейман Р. Э., Нейман О. В. О применении теории Поляни к связыванию воды. Коллоидный журнал, 1938, т. IV, вып. 1.
Пономарев В. П. Пучины на железных дорогах и методы борьбы с ними. Труды Всес. н.-и. ин-та ж.-д. транспорта, 1952, вып. 50.
Приклонский В. А. Грунтоведение, т. I. М., Госгеолиздат, 1949.
Пузаков Н. А. Теоретические основы накопления влаги в дорожном полотне и их практическое применение. Сб. «Проектирование и возведение земляного полотна жел. и автомоб. дорог». Изд. АН СССР, 1950.
Разумова Л. А. Миграция влаги в почве по данным лабораторных опытов. Информ. сб. № 1. Динамич. и с.-х. метеорология. Л., Гидрометиздат, 1951.
Роде А. А. Почвенная влага. Изд. АН СССР, 1952.
Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. Изд. МГУ, 1952.
Сумгин М. И. и др. Общее мерзлотоведение. Изд. АН СССР, 1940.
Филатов М. М. Основы дорожного грунтоведения. М., Гострансиздат, 1936.
Цытович Н. А. Механика грунтов. М.—Л., Гос. изд-во лит. по строит. и архит., 1951.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд. АН СССР, 1955.
Beskow G. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and rail-roads. With a special supplement for the Englich translation of progress from 1935 to 1946. Evanston, Ilinois, 1947.
Bouyoucos G. Movement of soil moisture from small capillaries to the larg capillaries of the soil upon freezing. J. Agric. Research, 1923, v. XXIV, № 5.
Taber S. Frost heaving. J. of Geol., 1929, v. 37, № 5.
Taber S. The mechanics of frost heaving. J. of Geol., 1930, v. 38, № 4.
Taber S. Freezing and thawing of soils as a factor in destruction of road pavements. Public Roads, 1930, v. 11, № 6.

А. П. БОЖЕНОВА

## ЗНАЧЕНИЕ ОСМОТИЧЕСКИХ СИЛ В ПРОЦЕССЕ МИГРАЦИИ ВЛАГИ В ГРУНТАХ

Действию осмотических сил в процессе миграции влаги в грунтах многие исследователи отводят решающую роль. Фагелер (1938), а также Альтен и Курмис (Alten und Kurmies, 1935), например, пытались создать количественную теорию миграции воды в грунтах, основанную полностью на осмотических явлениях. Маттсон же всю воду в грунтах сверх гигроскопической считает водой, удерживаемой лишь осмотическими силами (Фольконер и Маттсон, 1937).

Б. Ф. Рельтов и Н. А. Новицкая говорят о наличии осмотической деформации связных грунтов при неравномерном их засолении и утверждают, что «при больших градиентах концентрации скорости осмотической фильтрации в связных грунтах могут во много раз превосходить скорости гравитационной фильтрации, а избыточное давление в грунтовой воде, обусловленное осмотическим давлением, может достигать двадцати и более метров» (Рельтов и Новицкая, 1954, стр. 121).

Действием лишь осмотических сил пытается объяснить льдовыделение в грунтах гидратационная гипотеза М. Н. Гольдштейна (1948). Процесс миграции влаги в промерзающих грунтах по этой гипотезе объясняется следующим образом: «В результате замерзания части воды в гидратационной оболочке частиц грунта повышается концентрация раствора в буферной пленке[1] и возникает разность осмотических давлений, под влиянием которой происходит подтягивание в эту пленку воды из менее концентрированных частей раствора, т. е. из гидратационных оболочек ниже расположенных частиц, еще не захваченных промерзанием» (Гольдштейн, 1948, стр. 61).

[1] Под буферной пленкой понимается прослойка незамерзшего при данной температуре более концентрированного раствора, содержащего ионы диффузного слоя.

Попытки объяснить процесс миграции влаги в промерзающих грунтах действием сил одной какой бы то ни было категории всегда будут обречены на неудачу, так как согласно многочисленным лабораторным и полевым наблюдениям процесс миграции влаги в грунтах протекает под одновременным, совместным действием различных сил, основное значение среди которых принадлежит адсорбционным и менисковым силам. Что касается осмотических сил, то работами отдельных исследователей показано, что градиент этих сил не вызывает сколько-нибудь значительного перераспределения воды в грунтах и, следовательно, не является основным, решающим, а тем более единственным фактором процесса миграции влаги в грунтах (Лебедев, 1930; Комарова, 1936; Чернов, 1939).

Согласно гидратационной гипотезе льдовыделения внесение солей в грунт должно способствовать более интенсивному передвижению влаги к поверхности промерзания и тем самым усилить процесс пучения. Однако подтверждающих это положение данных не имеется. В настоящее время нами соответствующие опыты проводятся в лабораторных и полевых условиях.

## 1. ПРИРОДА ОСМОТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ГРУНТАХ

Под осмосом понимается явление проникновения растворителя в сосуд с раствором через пористую, полупроницаемую перегородку[1]. Развивающееся при этом в сосуде давление называется осмотическим.

Явление осмоса имеет место и в тех случаях, когда полупроницаемая перегородка разделяет растворы различной концентрации. В этих условиях растворитель перемещается из менее концентрированного в более концентрированный раствор до тех пор, пока концентрация растворов с обеих сторон полупроницаемой перегородки не выравняется.

Несмотря на весьма обстоятельную математическую разработку явления осмоса и осмотического давления, механизм этого явления в полной мере не выяснен. По этому вопросу существуют самые разнообразные представления, основные из которых выражены кинетической и гидратационной теориями.

Согласно представлениям кинетической теории (Вант-Гофф, Оствальд и др.) осмотическое давление вызывается ударами молекул растворенного вещества о полупроницаемую перегородку сосуда. Такая трактовка механизма осмотического давления основывается на аналогии между газовым состоянием веществ и их состоянием в растворе. Растворитель по этим представлениям служит лишь средой, в которой свободно передвигаются частицы растворенного вещества.

[1] Пористые перегородки (животный пузырь, пергамент, осадочные мембраны, слабо обожженная пористая глина и др.) обладают свойством свободно пропускать воду, задерживая в большей или меньшей степени растворенные в ней вещества.



Гидратационная теория объясняет осмотическое давление взаимным притяжением между частицами растворенного вещества и молекулами растворителя (воды). «Это притяжение,— говорит И. В. Каблуков, —заставляет воду проникать в сосуд с полупроницаемой стенкой, когда в нем будет находиться раствор и он будет погружен в воду» (1936, стр. 10).

Еще менее разработан вопрос о протекании осмотических явлений в почвах и грунтах. Некоторые исследователи стоят на точке зрения кинетической теории. Классическую схему, согласно которой осмотические явления возникают лишь в системе, разделенной полупроницаемой перегородкой, они считают вполне приложимой к почвам и грунтам и утверждают, что «... связные грунты могут обладать полупроницаемыми свойствами, отождествляя механизм действия полупроницаемой пленки с действием двойного электрического слоя, диффузная часть которого затрудняет диффузию ионов электролитов и не препятствует диффузии молекул растворителя» (Рельтов и Новицкая, 1954, стр. 121).

Эти утверждения имеют предположительный характер и не являются вполне обоснованными. В то же время с позиции гидратационной теории для возникновения осмотических явлений совершенно не является необходимым наличие полупроницаемых свойств в грунтах. Согласно этой теории, всякое явление, в основе которого лежит взаимное притяжение между дипольными молекулами воды и ионами солей, есть осмотическое явление.

Осмотические явления в грунтах обусловливаются взаимодействием диполей воды с обменными катионами и с ионами растворенных в воде электролитов при неодинаковой концентрации раствора в различных слоях грунтовой толщи (Роде, 1952).

Возникновение осмотических явлений в результате взаимодействия воды с обменными катионами А. А. Роде характеризует следующим образом: «Обменные катионы притягиваются поверхностью почвенных коллоидных частиц. Одновременно эти катионы притягивают к себе из почвенного раствора дипольные молекулы воды, которые в силу этого притяжения стремятся окружить каждый обменный катион со всех сторон, создать вокруг него водную оболочку и, так сказать, отжать, отчленить его от поверхности почвенной частицы. Вот это отжимающее усилие мы и можем рассматривать как проявление

осмотического давления» (Роде, 1952, стр. 40). Осмотическому давлению в этом случае противостоит притяжение обменных катионов поверхностью почвенных частиц.

Взаимодействие молекул воды с ионами растворенных в воде электролитов при неодинаковой концентрации раствора в различных слоях грунтовой толщи вызывает развитие двух противоположно направленных процессов: диффузии соли из слоев более высокой в слои более низкой ее концентрации, и встречной диффузии воды в направлении, обратном движению соли.

Диффузия соли сопровождается одновременным передвижением воды в том же направлении, так как молекулы и ионы соли, будучи полностью или частично гидратированы, передвигаются совместно со своей гидратной оболочкой.

Передвижение воды в направлении, обратном диффузии соли, является результатом действия нескольких факторов, а именно: притяжения диполей воды молекулами и ионами соли из слоя с большей концентрацией раствора в случае неполной и меньшей их гидратации в нем, наличия градиента поверхностного натяжения и градиента упругости пара.

Закон Вант-Гоффа гласит, что упругость пара растворителя над раствором ниже упругости пара над чистым растворителем и что с возрастанием концентрации раствора упругость пара уменьшается. Что касается поверхностного натяжения, то оно с увеличением концентрации раствора возрастает. Из сказанного следует, что как передвижение парообразной воды под действием градиента упругости пара, так и передвижение воды в жидкой фазе под действием градиента поверхностного натяжения будут происходить в одном и том же направлении, а именно: из менее засоленных в более засоленные слои грунта.

Таким образом, неодинаковая концентрация раствора в различных слоях грунтовой толщи вызывает передвижение воды в двух прямо противоположных направлениях: в направлении диффузии соли и навстречу этой диффузии.

## 2. ЗНАЧИМОСТЬ ОСМОТИЧЕСКИХ СИЛ В ПРОЦЕССЕ МИГРАЦИИ ВЛАГИ В ГРУНТАХ

Для установления значимости осмотических сил в процессе миграции влаги в грунтах в настоящее время имеется достаточное количество данных, бо́льшая часть которых получена не путем постановки специальных опытов, а попутно при исследовании процесса диффузии солей в почвах и грунтах. Это обстоятельство, однако, не является препятствием к их использованию для наших целей, так как они включают материалы как по диффузии солей, так и по передвижению влаги в почвах и грунтах. Данные, характеризующие действие осмотических



сил на миграцию влаги в промерзающих грунтах, до настоящего времени отсутствуют.

М. Н. Гольдштейн, взяв в основу гидратационной гипотезы льдовыделения градиент осмотических сил, не подверг экспериментальной проверке действие этого градиента на передвижение влаги в промерзающих грунтах и не использовал имевшихся в литературе данных по действию его в талых грунтах. В то же время рассмотрение этих данных свидетельствует о малой значимости осмотических сил в процессе миграции влаги в грунтах.

Большой экспериментальный материал, характеризующий влияние осмотических сил на передвижение влаги в почве, содержится в исследованиях А. Ф. Лебедева (1930) по движению солей в почвах при различной степени их увлажнения. Они включают также (табл. 1) материалы по передвижению влаги

Таблица 1

**Передвижение воды в почве при совместном действии градиентов осмотического давления и влажности и при действии лишь осмотических сил**

(по данным А. Ф. Лебедева)*

| № опытов | Засоленная половина образца; влажность средняя ** | | Незасоленная половина образца | | | Срок экспозиции, сутки |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | до опыта, % | после опыта, % | влажность средняя до опыта, % | глубина взятия проб на влажность, см | послойная влажность после опыта, % | |
| 1 | 9,0 | 16,4 | 28,1 | 0—1 | 21,6 | 86 |
| | | | | 1—2 | 21,9 | |
| | | | | 2—3 | 20,9 | |
| | | | | 3—4 | 21,7 | |
| | | | | 4—5 | 21,5 | |
| 2 | 24,1 | 19,6 | 10,3 | 0—1 | 13,8 | 86 |
| | | | | 1—2 | 13,6 | |
| | | | | 2—3 | 13,7 | |
| | | | | 3—4 | 14,0 | |
| | | | | 4—5 | 14,0 | |
| 3 | 14,0 | 13,8 | 13,6 | 0—1 | 13,8 | 86 |
| | | | | 1—2 | 13,9 | |
| | | | | 2—3 | 13,5 | |
| | | | | 3—4 | 14,0 | |
| | | | | 4—5 | 14,0 | |

* Здесь приведена лишь незначительная часть данных А. Ф. Лебедева.
** Влажность везде дается в процентах к сухому грунту.

как при одновременном действии градиентов осмотического давления и концентрации влаги для случая, в котором засоленные слои почвы по степени увлажнения значительно отличались от слоев незасоленных, так и в условиях действия лишь осмотических сил, когда разность в увлажнении засоленных и незасоленных слоев равнялась всего 0,4%. Наблюдения проводились при температуре 31°,4. Градиент температуры в опытах отсутствовал. Одновременно велись наблюдения за передвижением соли. Концентрация почвенного раствора в засоленной половине образцов была равна 2—3%.

Из результатов опытов следует, что решающее значение на направление и интенсивность процесса миграции воды имеет градиент концентрации влаги, а не градиент осмотических сил. Во всех случаях совместного их действия вода передвигалась в направлении к слоям меньшего увлажнения, независимо от того, совпадало ли это направление с направлением градиента осмотических сил или было ему противоположным (опыты 1 и 2). Данное явление свидетельствует о том, что передвижение воды под действием осмотических сил если и имело место, то было весьма незначительным и перекрывалось действием градиента концентрации влаги.

О малой значимости осмотических сил в процессе миграции влаги свидетельствуют и результаты опыта 3, показывающие, что при наличии градиента осмотических сил и отсутствии градиента концентрации влаги передвижение воды в образце практически отсутствовало.

Одновременно с изучением явления диффузии солей наблюдения за передвижением влаги в почвах и грунтах под действием главным образом осмотических сил проводились Н. А. Комаровой (1936), В. А. Черновым (1939) и другими. В опытах Комаровой и Чернова наблюдения осуществлялись следующим образом. Соль в тонко измельченном и сухом состоянии закладывалась слоем в один см в нижней части трубок. Сверху располагался грунт, равномерно увлажненный дистиллированной водой. Трубки с грунтом в вертикальном положении помещались на различные сроки, не менее 15 суток, в термостат с постоянной температурой 29°. Таким образом, передвижение воды в образцах могло происходить главным образом под влиянием осмотических сил, так как градиенты температуры и концентрации влаги отсутствовали. Исключалось также испарение воды с поверхности образцов.

В опытах, вследствие вертикального положения трубок, не было исключено действие гравитационных сил, что, однако, заметно сказалось на передвижении влаги лишь в песке. Аналогичные опыты были проведены В. А. Черновым (1939).

Из данных по послойной влажности образцов (табл. 2) видно,



что действие осмотических сил значительного нарушения в равномерном распределении влаги по объему суглинистых образцов при экспозиции опытов до 30 суток не вызывало. С удлинением срока экспозиции изменение влажности захватывало слои, все далее отстоящие от места внесения соли, и при экспозиции в 70 суток влажность изменилась во всех слоях образца. Однако изменения эти не превышали 0,5—2,0%.

Таблица 2

**Послойная влажность образцов при различных сроках экспозиции**

(по данным Н. А. Комаровой)

| Расстояние от места внесения соли, см | Экспозиция опытов, сутки | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | суглинок | | | | песок | |
| | 15 | 30 | 50 | 70 | 15 | 50 |
| 17—19 | — | — | — | 28,7 | 8,7 | 6,9 |
| 15—17 | — | — | — | 28,1 | 11,1 | 8,7 |
| 13—15 | — | — | 29,0 | 28,6 | 12,6 | 9,5 |
| 11—13 | 29,2 | 29,2 | 29,2 | 28,1 | 12,7 | 10,9 |
| 9—11 | 29,9 | 29,6 | 29,4 | 29,2 | 12,7 | 11,2 |
| 7—9 | 29,7 | 29,4 | 29,4 | 30,3 | 14,5 | 12,0 |
| 5—7 | 29,9 | 29,0 | 28,7 | 29,0 | 15,2 | 12,9 |
| 3—5 | 29,0 | 30,7 | 28,0 | 29,4 | 15,7 | 13,2 |
| 1—3 | 28,5 | 27,6 | 27,3 | 28,7 | 15,5 | 14,2 |

Отсутствие значительного нарушения в равномерном распределении воды по объему образцов объяснялось не тем, что полностью отсутствовало передвижение влаги в образцах, а тем, что оно происходило одновременно в прямо противоположных направлениях. При этом количество воды, передвинувшейся из верхних слоев в нижние, как следует из данных, было более или менее близко к количествам, поступившим из нижних слоев.

Передвижение воды сверху вниз вызывалось притяжением ее солью. По мере растворения соли начиналась ее диффузия снизу вверх, причем ионы и молекулы соли, перемещаясь совместно со своими гидратными оболочками, тем самым обусловливали передвижение воды в этом направлении. В результате противоположно направленного процесса поступление воды в тот или другой слой в некоторых опытах превышало ее отток и наблюдалось повышение влажности этого слоя. В других опытах наблюдался обратный процесс.

Все описанные выше явления имели место и в песке, однако суммарный эффект их был иным, вызывая сильное нарушение

в равномерном распределении влаги. Влажность верхних слоев песка была на 7—8% меньше влажности нижних слоев. Такое значительное нарушение в равномерном распределении влаги в песке вызывалось действием не осмотических, а гравитационных сил. В суглинке же действие этих сил при высоте трубок в 20 см на передвижении воды заметно не сказывалось.

Как Н. А. Комарова, так и В. А. Чернов наблюдали за передвижением влаги в условиях, когда почвенно-грунтовый раствор по своей концентрации становился, благодаря наличию сантиметрового слоя измельченной соли, близким к насыщенному состоянию. В природе грунты с раствором значительной концентрации не имеют повсеместного распространения, а встречаются лишь в отдельных районах. Поэтому наибольший интерес представляет значимость осмотических сил при малых концентрациях почвенно-грунтового раствора.

Значимость осмотических сил в передвижении влаги в грунтах при испарении выяснялась М. М. Абрамовой (1953), для чего ею были проведены следующие опыты. Грунт (легкий суглинок) в двух трубках увлажнялся 0,1 н. раствором хлористого кальция, в двух других — дистиллированной водой. Определение влажности грунта после двадцатидневного испарения показало совершенно одинаковое распределение влаги во всех четырех образцах грунта. Это позволило М. М. Абрамовой сделать вывод о том,что при данной концентрации (0,1 н.) хлористого кальция осмотические явления на передвижение воды при испарении не влияют.

Нами проводились опыты по передвижению воды под действием осмотических сил как в талых, так и промерзающих грунтах.

В случае талого состояния грунта образцы монтировались в стеклянных трубках длиной 24 и диаметром 3 см. Одна половина трубок заполнялась грунтом, увлажненным дистиллированной водой,вторая —0,25 н. раствором хлористого натрия, что соответствует концентрации 1,46%. Плотность и начальная влажность грунта во всем объеме образцов были одинаковыми или весьма близкими.

Наблюдения проводились на различных грунтах (табл. 3) и при различной степени их увлажнения.

Данные наблюдений (табл. 4) показывают, что независимо от характера грунтов и степени их увлажнения передвижение влаги в них под действием осмотических сил было крайне незначительным, вследствие чего равномерное распределение влаги по объему образцов в течение опыта почти полностью сохранялось.

Чтобы правильнее оценить результаты наблюдений, нами были проведены методические опыты, позволившие характери-



Таблица 3

**Некоторые физические и водные свойства исследованных грунтов**

| Грунт | Удельный вес, г/см³ | Влажность, % | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | гигроскопическая | максимальногигроскопическая | максимальномолекулярная | полного насыщения |
| Песок люберецкий | 2,65 | 0,2 | 0,4 | 1,6 | 18,0 |
| Суглинок пылеватый естественный . . . | 2,62 | 2,9 | 7,1 | 15,1 | 37,6 |
| Na-суглинок пылеватый . . . . . | — | 3,6 | 7,7 | 24,6 | 73,1 |

Таблица 4

**Влияние градиента осмотических сил на передвижение влаги в грунтах при температуре опытов 20° С**

| Грунт | Засоленная половина образцов | | | Незасоленная половина образцов | | | Срок экспозиции, сутки |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Влажность средняя, % | | Понижение влажности за время опыта, % | Влажность средняя, % | | Возрастание влажности за время опыта, % | |
| | до опыта | после опыта | | до опыта | после опыта | | |
| Песок люберецкий | 7,9 | 7,6 | 0,3 | 7,5 | 7,7 | 0,2 | 30 |
| | 7,9 | 7,8 | 0,1 | 7,5 | 7,9 | 0,4 | |
| | 7,9 | 7,9 | 0,0 | 8,1 | 8,0 | 0,1 | 60 |
| | 8,6 | 8,5 | 0,1 | 8,1 | 8,2 | 0,1 | |
| | 15,0 | 14,7 | 0,3 | 14,6 | 15,3 | 0,7 | 30 |
| | 15,0 | 14,7 | 0,3 | 14,6 | 15,0 | 0,4 | |
| Суглинок пылеватый естественный | 18,0 | 17,8 | 0,2 | 18,0 | 18,1 | 0,1 | 60 |
| | 18,0 | 18,0 | 0,0 | 18,0 | 18,3 | 0,3 | |
| | 30,6 | 30,6 | 0,0 | 30,4 | 30,7 | 0,3 | 30 |
| | 30,6 | 30,2 | 0,4 | 30,4 | 30,7 | 0,3 | |
| Na-суглинок пылеватый | 56,5 | 56,0 | 0,5 | 56,8 | 57,1 | 0,3 | 30 |
| | 56,5 | 55,8 | 0,7 | 56,8 | 57,2 | 0,4 | |
| | 56,0 | 55,6 | 0,4 | 56,5 | 56,8 | 0,3 | 60 |
| | 56,0 | 55,3 | 0,7 | 56,5 | 56,9 | 0,4 | |

зовать точность определения послойной влажности грунта. Для этого трубки равномерно заполнялись грунтом, увлажненным дистиллированной водой, и через 30—40 минут брались пробы на определение послойной влажности. Анализ последней показал, что расхождения влажности отдельных слоев достигали 0,2—0,4% (табл. 5).

Таблица 5

**Пределы изменений послойной влажности грунта, обусловленные точностью метода ее определения**

| № слоя грунта | Послойная влажность естественного суглинка, % | Послойная влажность Na-суглинка, % |
|---|---|---|
| 1 | 26,8 | 53,2 |
| 2 | 26,9 | 53,3 |
| 3 | 26,6 | 53,0 |
| 4 | 27,0 | 53,1 |
| 5 | 26,9 | 53,1 |
| 6 | 26,9 | 53,3 |
| Влажность средняя, % . . . . | 26,8 | 53,1 |
| Максимальное расхождение со средней влажностью, % . . | 0,2 | 0,2 |
| Максимальное расхождение между крайними значениями влажности, % . . . . . | 0,4 | 0,3 |

Для сопоставления значимости градиента осмотических сил и градиента концентрации влаги ниже приводятся данные по влиянию градиента концентрации влаги на передвижение воды в песке и пылеватом суглинке (табл. 6).

Интенсивность миграции воды под действием градиента концентрации влаги находится в зависимости как от характера грунта, так и степени его увлажнения. Однако во всех случаях она значительна. В песке передвижение влаги, вследствие малой связанности ее поверхностными силами, происходит с наибольшей интенсивностью. В пылеватом суглинке интенсивность миграции, благодаря связанности воды поверхностью минеральных частиц, снижается по сравнению с песком, но все же она достаточна и растет с увеличением степени увлажнения суглинка.

Данные табл. 4 и 6 показывают, что передвижение воды под действием градиента осмотических сил вызывало изменение



влажности, выражающееся долями процента, в большинстве случаев не превышающими точности определения послойной влажности грунта; в то же время передвижение воды под действием градиента концентрации влаг и приводило к изменению влажности от2 до 5%. Таким образом, данные наших опытов в пол-

Таблица 6

**Влияние градиента концентрации влаги на передвижение воды в грунтах при температуре опытов 20° С**

| Грунт | Половина образца большого увлажнения | | | Половина образца меньшего увлажнения | | | Срок экспозиции, сутки |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Влажность средняя, % | | Уменьшение влажности | Влажность средняя, % | | Возрастание влажности за время опыта, % | |
| | до опыта | после опыта | за время опыта, % | до опыта | после опыта | | |
| Песок люберецкий | 17,6 | 13,4 | 4,2 | 7,8 | 12,5 | 4,7 | 4 |
| | 17,6 | 12,7 | 4,9 | 7,8 | 12,7 | 4,9 | 4 |
| | 15,9 | 11,6 | 4,3 | 8,0 | 11,6 | 3,6 | 7 |
| Суглинок пылеватый естественный | 20,2 | 18,0 | 2,2 | 9,9 | 11,6 | 1,7 | 30 |
| | 20,2 | 17,9 | 2,3 | 9,8 | 11,9 | 2,1 | |
| | 32,9 | 29,4 | 3,5 | 20,1 | 23,3 | 3,2 | |
| | 31,9 | 28,7 | 3,2 | 20,1 | 23,1 | 3,0 | |

ном согласии с опытами А. Ф. Лебедева показали, что в условиях незначительной концентрации раствора, заполняющего поры грунта, значимость градиента осмотических сил в процессе миграции крайне мала, практически сводится к нулю. Значимость их становится ощутимой, как показали наблюдения Н. А. Комаровой и В. А. Чернова, при концентрациях, близких к насыщенному состоянию.

Несколько отличаются наблюдения Ф. Е. Колясева (1944), который градиент осмотических сил, наряду с градиентом температуры, считает значительным положительным фактором движения влаги в почве. Для подтверждения этого положения он приводит данные двух опытов.

В трубку, длиной 40 и диаметром 1,5 см, помещалась почва. В одной половине трубки почва увлажнялась дистиллированной водой, а в другой — раствором $K_2SO_4$ с концентрацией 0,01 и 0,10%. После 30-суточной экспозиции, во время которой трубки находились в горизонтальном положении при комнатной температуре, были взяты пробы на послойную влажность, показавшие наличие передвижения влаги в направлении от

засоленной к незасоленной части образца, т. е. в направлении диффузии соли.

Данные наблюдений установили возрастание влажности слоев почвы в незасоленной части образцов с 19 до 23%. Чем вызвано такое значительное передвижение влаги при очень малых концентрациях почвенного раствора — остается неясным. Постановка большего количества опытов привела бы Колясева, вероятно, к иным выводам, чем те, которые им сделаны на единичных опытах.

Нами, как уже сказано ранее, были проведены наблюдения за передвижением влаги под действием осмотических сил в промерзающих грунтах. Са-суглинок, в одних трубках увлажненный раствором $CaCl_2$ с концентрацией 2,2%, а других—дистиллированной водой, частично промораживался при градиенте температуры 0,30—0,40°/см в течение двух суток.

Образцы Са-суглинка, увлажненные дистиллированной водой, характеризовались наличием более мощных прослоек льда и большим иссушением незамерзшей части образцов, чем при увлажнении раствором $CaCl_2$.

Подсчет показал, что количество влаги, переместившейся в мерзлые слои в образцах, увлажненных дистиллированной водой, было в два раза большим, чем в образцах, увлажненных раствором $CaCl_2$ (см. статью Боженовой и Бакулина в настоящем сборнике, стр. 117).

Таким образом, наличие солей не усиливает, а наоборот подавляет интенсивность процесса миграции влаги в промерзающих грунтах. Возникает вопрос — чем обусловлено такое действие электролитов на процесс миграции влаги?

Введение в грунт раствора того или другого электролита вызывает переориентацию молекул рыхлосвязанной воды, в результате которой молекулы воды связываются непосредственно ионами электролитов, освобождаясь этим самым от влияния поверхности минеральных частиц (см. статью Григорьевой в настоящем сборнике, стр. 177). Электролит, «отрывая» молекулы рыхлосвязанной воды от поверхности частиц, подавляет и, при соответствующей концентрации, полностью исключает пленочный механизм передвижения влаги в грунтах, что и ведет к уменьшению интенсивности процесса миграции воды как в талых, так и в промерзающих грунтах. Передвижение воды под действием осмотических сил не восполняет этого.

### 3. ВЫВОДЫ

Наблюдения за передвижением влаги в грунтах под действием осмотических сил, проведенные нами и рядом других исследователей, позволяют сделать следующие выводы:



В условиях незначительной концентрации раствора, заполняющего поры грунта, значимость градиента осмотических сил в процессе миграции влаги крайне мала; она становится ощутимой лишь при значительных концентрациях раствора.

Градиент осмотических сил в этих условиях не входит в число основных факторов, обусловливающих передвижение влаги в грунтах.

Введение в грунт тех или других электролитов, его засоление, не повышает, а понижает интенсивность процесса миграции, вследствие того, что наличие солей подавляет пленочный механизм передвижения влаги, являющийся, как показали наши исследования, основным среди всех механизмов передвижения.

Гидратационная гипотеза льдовыделения, пользующаяся значительным распространением среди исследователей и инженеров, необоснованно принимает за основной фактор передвижения влаги в промерзающих грунтах градиент осмотических давлений и не учитывает таких факторов, как градиенты концентрации влаги и температуры.

### ЛИТЕРАТУРА


Абрамова М. М. Передвижение воды в почве при испарении. Труды Почв. ин-та им. Докучаева АН СССР, 1953, т. 41.

Гольдштейн М. Н. Деформации земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. М., Трансжелдориздат, 1948., вып 16.

Каблуков И. В. Основные начала неорганической химии. М., ОНТИ, 1936.

Колясев Ф. Е. О факторах движения воды в почвах. Почвоведение, 1944, № 2—3.

Комарова Н. А. Движение воды в почвах в связи с диффузией удобрительных смесей. Сборник научных работ комсомольцев АН СССР, посвящ. X съезду ВЛКСМ, М., 1936.

Лебедев А. Ф. О движении солей в почвах, имеющих влажность различных категорий. Труды Почв. ин-та им. Докучаева, АН СССР, 1930, вып. 3—4.

Рельтов Б. Ф. и Новицкая Н. А. Осмотические явления в связных грунтах при неравномерном их засолении. Изв. Всес. н.-и. ин-та гидротехники им. Веденеева, 1954, т. 51.

Роде А. А. Почвенная влага. Изд. АН СССР, 1952.

Фагелер П. Режим катионов и воды в минеральных почвах с физико-химической точки зрения и его значение в практике сельского и лесного хозяйства. М., Сельхозгиз, 1938.

Фольконер М. И. и Маттсон С. Осмотическое впитывание. Водные свойства почвы. Сборн. переводных работ под ред. Ф. Е. Колясева, 1937.

Чернов В. А. Количественные закономерности диффузии анионов в почвах. Сб. физ.-хим. иссл. почв. т. XX. Изд. АН СССР, 1939.

Alten F. und Kurmies, B. Die physikalische-chemischen Gesetzmässigkeiten beim Kationenastausch in Mineralböden. Angew. Chemie, 1935, Beih. 21.

В. Д. КОМАРОВ

# О ВОДОПРОНИЦАЕМОСТИ МЕРЗЛОГО ПЕСКА [1]

До настоящего времени водопроницаемость мерзлых почв изучена слабо, хотя этот вопрос уже давно приобрел научный и практический интерес; в частности, решение его позволило бы заблаговременно рассчитывать количество талой воды, которое в данном году будет впитано при снеготаянии мерзлой почвой бассейна и, следовательно, не стечет весною в реку.

Водопроницаемость многих мерзлых почв нельзя рассматривать вне связи с теми изменениями фазового состава содержащейся в них воды, которые происходят главным образом при повышении и понижении их температуры (Нерсесова, 1951; Цытович, 1945, 1947, 1954). Существенное влияние на водопроницаемость почвы может оказать явление миграции влаги, наблюдающееся при промерзании увлажненной почвы. Кроме того, водопроницаемость мерзлой почвы связана с наличием в ней разного рода ходов (насекомых, червей, корней и т. п.) и трещин.

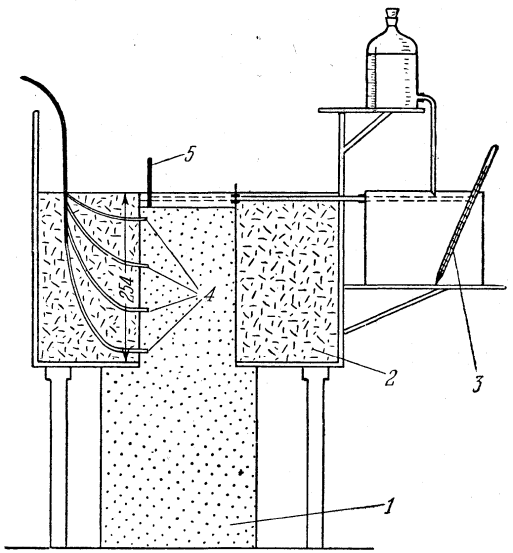
Для песка область практически существенных изменений фазового состава воды приурочена к узкому диапазону температуры, обычно от нуля до минус 0°,2 С (Нерсесова, 1951; Цытович, 1954), а миграция влаги при промерзании песка почти отсутствует, исключая случаи переувлажненного его состояния. Поэтому, в качестве первого этапа исследования водопроницаемости мерзлых почв нами были поставлены опыты с песком. Этому вопросу и посвящена настоящая статья.

Прежде чем изложить результаты этих опытов, необходимо отметить, что в 1951 г. Л. Н. Степановым были уже проведены в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения шесть опытов по водопроницаемости мерзлых почв, взятых в виде

[1] Исследование водопроницаемости мерзлых грунтов в настоящее время осуществляется Центральным институтом прогнозов в содружестве с Центральной лабораторией Института мерзлотоведения АН СССР.



монолитов из подпахотного горизонта с глубины 30—50 см. В четырех монолитах почва была подзолисто-глеевая, суглинистая, малоструктурная; в одном монолите — песчаная с небольшой примесью пылеватых частиц. Касаясь опытов с песчаной почвой, необходимо отметить, что в одном случае перед промораживанием она имела влажность 6% [1] (при капиллярной влагоемкости 22%) и, будучи мерзлой, впитывала воду со скоростью 3 мм/мин. При этом Л. Н. Степанов установил, что температура песчаной почвы, равная перед опытом —5°, практически скачкообразно повысилась до 0° при прохождении через монолит воды. В другом опыте мерзлая песчаная почва не впитывала воды из-за высокой начальной влажности, равнявшейся 18% (Степанов, 1952).




Фиг. 1. Установка, применявшаяся для изучения водопроницаемости мерзлого песка.

*1* — песок; *2* — опилки; *3* — термометр для измерения температуры воды; *4* — термопары; *5* — водомерная рейка для контроля уровня воды.

Применявшаяся нами установка для изучения водопроницаемости песка изображена на фиг. 1. Песок помещался в тонкостенный (1,5 мм) стальной цилиндр с продольным разрезом, стягивающийся двумя металлическими хомутами.

[1] Влажность везде в процентах к весу сухого грунта.

Применение такого цилиндра, как показали опыты Л. Н. Степанова, весьма удобно. Температурный режим песка около стенок, так и в любой другой части поперечного сечения цилиндра сходный.

Методика проведения опытов отличалась от методики опытов Л. Н. Степанова в части, касающейся подачи воды на песок и ее оттока снизу, режима температуры воды и окружающей среды и мер по предотвращению фильтрации воды вдоль стенок цилиндра.

Песок для опыта подготавливался следующим образом. Навеска воздушно-сухого песка была взята из расчета заполнения цилиндра на высоту около 22 см. К этой навеске добавлялось при тщательном перемешивании песка такое количество воды, чтобы песок имел необходимую влажность. Затем песок постепенно укладывался в цилиндр и утрамбовывался с таким расчетом, чтобы объемный вес его был близок к нормальному объемному весу. В это же время закладывались термопары, обычно располагавшиеся на расстоянии 1, 8, 15 и 21 см от поверхности песка в цилиндре.

В целях предотвращения фильтрации воды вдоль стенок цилиндра последние хорошо смазывались консистентной смазкой (тавот). Как показали опыты, это действительно исключало фильтрацию воды вдоль стенок.

Промораживание песка в цилиндре производилось в основном сверху, так как цилиндр предварительно устанавливался в ящик с опилками и открытой оставалась только поверхность песка.

После промораживания цилиндр с песком устанавливался на бак, заполненный таким же песком. Этим обеспечивались наиболее естественные условия оттока для воды, прошедшей толщу песка в цилиндре. Песок в баке обычно имел невысокую влажность, а температура его была близка к 0°; суммарный объем пор в песке бака превышал количество воды, проходившей через песок в цилиндре.

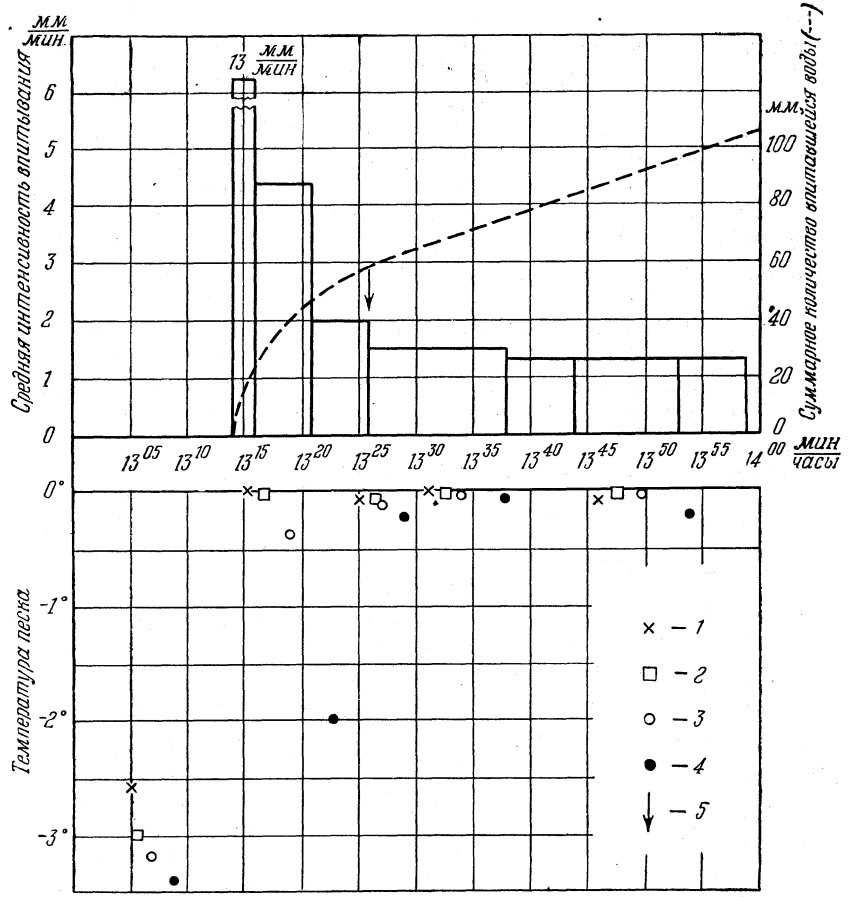
Подача воды на поверхность песка в цилиндре осуществлялась таким образом, что уровень воды здесь поддерживался постоянным. Подававшаяся вода всегда имела температуру 0°. Во время опыта температура воздуха в камере поддерживалась несколько ниже 0°.

Все опыты были проведены с люберецким песком, влажность которого изменялась от 2 до 17%. Этот песок характеризуется следующими данными: пористость — 40%, объемный вес — 1,59 г/см$^3$, максимальная гигроскопическая и молекулярная влажность соответственно — 0,4 и 1,6%, а капиллярная влагоемкость — 18%. Механический состав песка весьма однороден, а именно: частиц с размером диаметра 1,00 — 0,25 мм — 29%, 0,25—0,05 мм —69%, 0,05—0,01 мм — 1%, частиц менее 0,01 мм — 1%.



Прежде чем перейти к обсуждению результатов опытов, остановимся на следующих вопросах.

Почти во всех опытах температура мерзлого песка, равнявшаяся обычно —3,0; —5°,0, скачкообразно повышалась до




Фиг. 2. Изменение интенсивности впитывания и температуры мерзлого песка в течение одного из опытов.

Значение температуры: *1* — на глубине 1 см от поверхности; *2* — 8 см; *3* — 15 см; *4* — 40 см; *5* — вода прошла через весь слой песка.

—0,2; —0°,3, как только в его поры поступала вода. В начале каждого опыта такой ход температуры наблюдался в верхних слоях толщи мерзлого песка, а по мере просачивания воды повторялся в нижележащих слоях (фиг. 2). В двух опытах

температура мерзлого песка повысилась при просачивании воды лишь до —0,5; —0°,8.

На основании описанного хода температуры мерзлого песка при поступлении в его поры воды с температурой 0° приходим к тому же выводу, что и Л. Н. Степанов, а именно: при проникновении в поры мерзлого песка воды с температурой 0° здесь происходит образование кристаллов льда, обусловливающее быстрое нагревание песка до —0,3—0° вследствие выделения скрытой теплоты льдообразования. Следует отметить, что это льдообразование дает небольшое приращение льда в порах песка, что легко показать путем расчета по данным о массе песка и уже имеющегося в нем льда, их теплоемкости и температуре.

Во всех опытах водопроницаемость песка убывала на протяжении некоторого времени с начала подачи воды, обычно соответствовавшего впитыванию 10—30 мм воды, а в дальнейшем становилась почти постоянной и близкой к коэффициенту фильтрации (фиг. 2). Понижение водопроницаемости мерзлого песка по мере впитывания воды находится в связи с убыванием величины капиллярного напора на единицу длины пути просачивания.

В табл. 1 приведены основные данные опытов.

Таблица 1

**Данные опытов по водопроницаемости мерзлого песка**

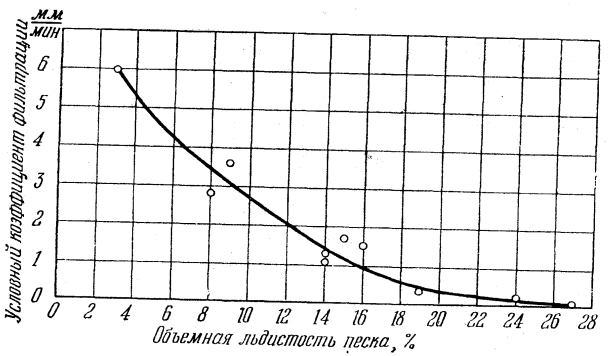
| № опыта | Пористость песка, % | Объемный вес песка, г/см³ | Влажность песка, % | Объемная льдистость песка, % | Коэффициент фильтрации, мм/мин |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 45 | 1,45 | 2 | 3 | 6,0 |
| 2 | 46 | 1,42 | 5 | 8 | 2,8 |
| 3 | 48 | 1,38 | 6 | 9 | 3,6 |
| 4 | 46 | 1,42 | 9 | 14 | 1,1 |
| 5 | 46 | 1,42 | 9 | 14 | 1,3 |
| 6 | 49 | 1,35 | 10 | 15 | 1,7 |
| 7 | 46 | 1,42 | 10 | 16 | 1,5 |
| 8 | 45 | 1,45 | 12 | 19 | 0,33 |
| 9 | 45 | 1,45 | 15 | 24 | 0,20 |
| 10 | 46 | 1,42 | 17 | 27 | 0,07 |

На фиг. 3 приведена зависимость коэффициента фильтрации песка от его объемной льдистости (Цытович, 1954), полученная по опытным данным (табл. 1). Как видим, кристаллы льда, занимающие часть пор, сильно влияют на водопроницаемость песка. Интересно отметить, что при начальной влажности песка,



близкой к капиллярной влагоемкости, его водопроницаемость становится весьма низкой, хотя объем его пор, занятых воздухом, еще равняется 19% объема мерзлого песка.

В рассеянии эмпирических точек на фиг. 3 нашли отражение различия в объемном весе песка, обусловленные несовершенством способа его укладки в цилиндр, а также случайные погрешности измерений при опытах.




Фиг. 3. Зависимость водопроницаемости мерзлого песка от его объемной льдистости.

Область значительных фазовых переходов воды в мерзлом песке очень узка и ограничена значениями температуры 0,0—0°,2. Следовательно, поскольку температура песка в цилидре повышалась лишь до —0°,2; —0°,3, можно полагать, что после вышеуказанного незначительного возрастания льдистости песка в начале опыта в дальнейшем она практически не менялась.

Фиг. 3 дает представление также о повышении водопроницаемости песка, если бы его льдистость уменьшалась вследствие притока тепла.

Суммарное количество воды и льда в мерзлом песке спустя несколько часов по окончании опыта всегда было значительно выше капиллярной влагоемкости песка в талом состоянии. Это небезынтересно отметить потому, что легко себе представить процесс значительного переувлажнения мерзлой почвы в результате оттепелей, сменяющихся морозами.

## ЛИТЕРАТУРА

Персесова З. А. О таянии льда в грунтах при отрицательных температурах. Докл. АН СССР, 1951, т. 79, № 3.

Степанов Л. Н. Действие дренажа в мерзлых грунтах (диссертация). Северн. н.-и. ин-т гидротехники и мелиорации, Л., 1952.

Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1945, № 5—6.
Цытович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
Цытович Н. А. Некоторые общие вопросы методики исследований физико-механических свойств мерзлых грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сборник 2. Изд. АН СССР, 1954.

В. И. ИВАНОВ

# К ВОПРОСУ О ФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ[1]

Характерной особенностью дисперсных грунтов является их водопроницаемость, т. е. способность пропускать воду.

В противоположность талым грунтам, водопроницаемость мерзлых и в особенности вечномерзлых грунтов до настоящего времени остается одним из самых неразработанных вопросов мерзлотоведения.

Многие исследователи, пользуясь соображениями исключительно теоретического порядка, вообще считали мерзлые грунты водонепроницаемыми. Это положение долгое время существовало на правах истины, не требующей экспериментального подтверждения.

Совершенно иную точку зрения по этому вопросу мы встречаем в работах А. А. Шалабанова (1903) и Н. А. Качинского (1927), где авторы приводят ряд весьма интересных наблюдений и фактов, свидетельствующих о водопроницаемости мерзлой почвы в условиях сезонного промерзания.

Известную ценность в этом отношении представляют также опыты Качинского, проведенные им в полевых условиях. В опытах обнаружено, что вода, взятая из-под снега (температура 0°), в одних случаях впитывалась мерзлой почвой, а в других случаях этого не наблюдалось, на основании чего Качинский пришел к заключению, что мерзлая почва действительно обладает водопроницаемостью и только в отдельных случаях, когда все поры ее полностью заполнены льдом, она является непроницаемой для воды.

При рассмотрении данного вопроса Н. А. Цытович и М. И. Сумгин (1937) предлагают различать два возможных

[1] Настоящая работа выполнена автором в Ленинградском инженерно строительном институте на кафедре физики в содружестве с лабораторией механики грунтов под научным руководством канд. техн. наук Б. И. Далматова.

случая водопроницаемости мерзлых грунтов. Первый случай, когда вода фильтруется через мерзлый грунт, не переводя при этом его из мерзлого состояния в талое, что возможно при прохождении переохлажденной или минерализованной воды (Толстихин, 1934). Второй случай, когда вода проходит через мерзлый грунт по имеющимся в нем порам, обогревает стенки последних и тем самым нарушает его мерзлое состояние. Второй случай водопроницаемости мерзлых грунтов, по утверждению названных авторов, чаще всего и наблюдается в природных условиях.

Что касается вечномерзлых грунтов, то многие авторы, исходя из некоторых наблюдений и теоретических соображений, считают их практически водонепроницаемыми.

Нетрудно видеть, что в упомянутых работах речь идет о фильтрации так называемой свободной или гравитационной воды.

Однако в любом мерзлом грунте при любой его отрицательной температуре всегда содержится некоторое количество воды в жидкой фазе (Цытович, 1945).

Существование в мерзлых грунтах незамерзшей воды естественно приводит к мысли о возможности перемещения ее. Исследование этого вопроса представляет значительный теоретический интерес и имеет большое практическое значение.

О движении пленочной воды в мерзлых грунтах свидетельствуют лабораторные опыты Н. А. Цытовича и опыты И. А. Тютюнова в природных условиях, которыми установлена миграция влаги в мерзлых грунтах (Цытович, 1947).

Водопроницаемость мерзлого грунта, с учетом перемещения в нем связанной воды, количественно может быть оценена, если известна величина коэффициента фильтрации, определение которого представляет в данном случае значительные трудности.

Нам представляется, что для исследования водопроницаемости мерзлых грунтов целесообразно использовать явление электроосмоса.

Наблюдение электроосмотических явлений в условиях лаборатории легко осуществляется с помощью прибора, изображенного на фиг. 1. В U-образную трубку, разделенную пористым материалом (в качестве последнего может быть использован грунт), наливается вода, уровень которой в обоих коленах трубки устанавливается на одинаковой высоте.

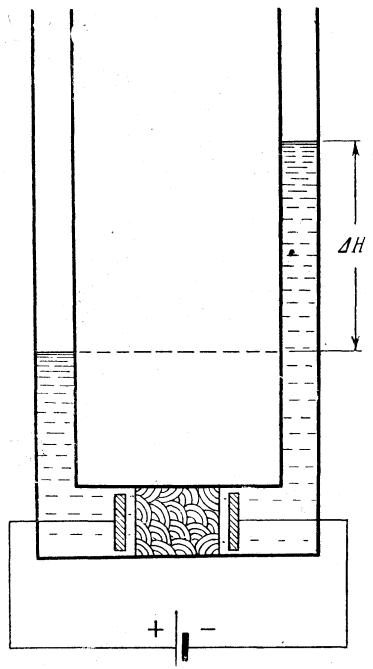
К электродам, расположенным у концов пористого тела (грунта), подключается источник постоянного тока. В результате приложенной разности потенциалов вода будет перемещаться через поры грунта из одного колена трубки в другое.

Величина установившегося избыточного гидростатического напора $H$ (называемая также электроосмотическим давлением) пропорциональна приложенному электрическому напряжению $\varphi$ (Хвольсон, 1925)

$$H = a\varphi. \qquad (1)$$

Выражение (1) позволяет в случае равновесного состояния заменить электрическое напряжение ($\varphi$) эквивалентным ему гидравлическим напором ($H$), которым обычно и пользуются в расчетах по фильтрации воды в грунтах. Для того чтобы найти численное соотношение между электрическим напряжением и эквивалентным ему гидравлическим напором, необходимо в формуле (1) определить значение коэффициента пропорциональности $a$, что можно сделать опытным путем.

Для этой цели был сконструирован прибор, фотоснимок которого представлен на фиг. 2. В средней части цилиндрической полости, выточенной в прямоугольном брусе из органического стекла, помещается образец испытуемого грунта, зажатый между двумя металлическими электродами, имеющими ряд мелких отверстий. По обе стороны грунта в стенках бруса имеются отверстия, которые соединяются со стеклянными пьезометрическими трубками одинакового сечения. Трубки заполняются дистиллированной водой до одинакового уровня.



Фиг. 1. Схема прибора для наблюдения явления электроосмоса.

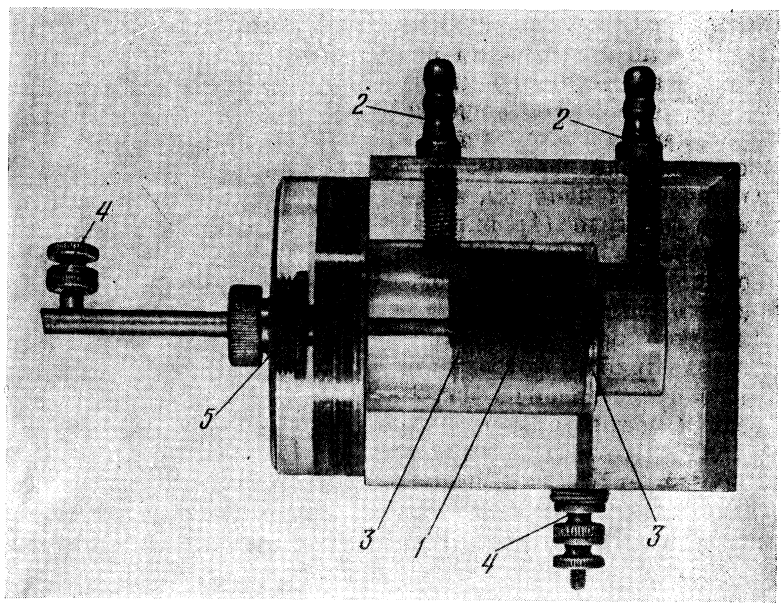
Если к электродам приложить вполне определенную разность потенциалов, то по истечении некоторого времени наступит новое равновесное состояние, при котором скорость электрофильтрации окажется равной, но противоположно направленной скорости обычной (гидравлической) фильтрации, возникшей за счет создавшегося избыточного напора.

Отсюда, зная $\varphi$ и непосредственно измерив $H$, легко найти коэффициент пропорциональности $a$.

Многократными опытами было установлено, что в случае фильтрации воды в кембрийском пылеватом суглинке электри-

ческому напряжению, равному 1 вольту, соответствует разность гидравлических напоров порядка 330 см.

Для объяснения физической сущности явления электроосмоса обычно используют приближенную теорию двойного электрического слоя, разработанную Гельмгольцем и развитую Смолуховским (физический словарь, 1936).




Фиг. 2. Прибор для определения соотношения между электрическим напряжением и гидравлическим напором.

— образец грунта; *2* — насадки для присоединения пьезометрических трубок; *3* — электроды; *4* — клеммы электродов; *5* — сальник.

На границе соприкосновения жидкости и стенок капилляра (поры грунтов тоже представляют сеть капилляров) возникают разноименные электрические заряды, образуя двойной электрический слой. Получается нечто подобное конденсатору, заряды одной обкладки которого (для грунтов чаще отрицательные) неподвижно связаны со стенкой капилляра, тогда как заряды второй обкладки в виде подвижных ионов диффузно распределены в некотором слое жидкости.

Для простоты математических расчетов предположим, что и объемные заряды ионов будут тоже расположены в одной плоскости, отстоящей на расстоянии $d$ от стенки капилляра.



Тогда емкость $C$ такого конденсатора, рассчитанная на единицу площади поверхности его, выразится следующей формулой:

$$C = \frac{\varepsilon}{4\pi d}, \tag{2}$$

где $\varepsilon$ — диэлектрическая проницаемость жидкости.

Обозначим поверхностную плотность зарядов конденсатора через $\sigma$, а разность потенциалов на его обкладках — через $\zeta$ (электрокинетический потенциал), тогда

$$\zeta = \frac{\sigma}{C} = \frac{4\pi d\sigma}{\varepsilon}. \tag{3}$$

Если теперь приложить электрическое поле и направить его по оси капилляра, то на каждую единицу поверхности цилиндра жидкости, ограниченного подвижной обкладкой конденсатора, будет действовать сила

$$F_э = \sigma E = \frac{\varepsilon\zeta}{4\pi d} \cdot E, \tag{4}$$

приводящая весь этот объем жидкости в движение. Кроме этой силы на движущийся цилиндр жидкости, на единицу его поверхности будет действовать сила трения

$$F_{тр} = \eta \frac{U}{d}, \tag{5}$$

где $\eta$ — коэффициент вязкости, а
$U$ — скорость движения жидкости.

При установившемся движении эти две силы должны быть равными. Поэтому, приравняв правые части равенств (4) и (5), находим выражение для скорости движения жидкости

$$U = \frac{\varepsilon\zeta}{4\pi\eta} E. \tag{6}$$

Если взять конкретный случай электрофильтрации воды через грунт, то поры последнего можно представить как пучок параллельных капиллярных трубок, расположенных по направлению движения воды. Тогда скорость электрофильтрации $U_э$, как известно, будет связана с найденной действительной скоростью движения воды следующим соотношением:

$$V_э = nU$$

или

$$V_э = \frac{n\varepsilon\zeta}{4\pi\eta} E,$$

где $n$ — пористость грунта.

Обозначив дробный множитель, находящийся в правой части этого выражения

$$\frac{n\varepsilon\zeta}{4\pi\eta}, \text{ через } K_э, \tag{7}$$

получаем основное уравнение для электрофильтрации

$$V_э = K_э \cdot E, \tag{8}$$

где $K_э$ — коэффициент электрофильтрации.

Полученное уравнение (8) является аналогом известного закона Дарси для обычной гидравлической фильтрации

$$V = KI, \tag{9}$$

где $V$ — скорость фильтрации;

$I$ — гидравлический градиент напора;

$K$ — коэффициент фильтрации.

Водопроницаемость связных грунтов, как это впервые было замечено Н. П. Пузыревским, не подчиняется закону Дарси.

Дальнейшие исследования в этом направлении С. А. Роза (1950) показали, что процесс фильтрации воды в уплотненных глинистых грунтах начинается только при достижении гидравлическим градиентом напора некоторого минимального значения, впоследствии названного начальным градиентом фильтрации. При этом найденная зависимость скорости фильтрации от гидравлического градиента, для большого интервала значений последнего, выражается линейно

$$V = K(I - I_0), \tag{10}$$

где $I_0$ — начальный градиент фильтрации.

Можно предполагать, что аналогичное явление будет иметь место и при фильтрации воды в мерзлых грунтах. Тогда уравнение (8) следует представить в таком виде:

$$V_э = K_э(E - E_0), \tag{11}$$

где $E_0$ — начальный градиент электрического напряжения (разности потенциалов).

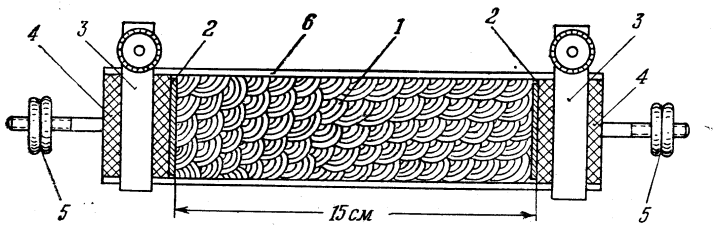
Проделанные нами опыты, как это будет показано ниже, вполне подтверждают справедливость данного предположения.

Опыты проводились с грунтом нарушенной структуры. В качестве последнего был использован кембрийский пылеватый суглинок, содержащий 18% глинистых частиц, нижний предел пластичности которого $W_p = 22{,}4\%$.

Образцы заданной влажности изготовлялись из высушенного и растертого в порошок суглинка. Порошкообразный



суглинок замешивался на дистиллированной воде, предварительно прокипяченной для удаления из нее воздуха. Полученное тесто набивалось в трубки, изготовленные из органического

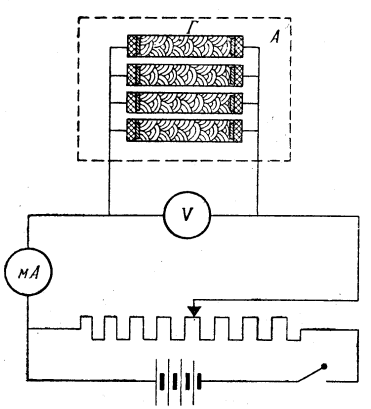



Фиг. 3. Схема трубки с образцом грунта для проведения опытов по определению коэффициента электрофильтрации.

*1* — образец из глины; *2* — электроды; *3* — зажимные хомутики; *4* —корковые пробки; *5* — клеммы электродов; *6* — стенка трубки.

стекла. Каждая из них представляла собой полый цилиндр длиною 20 см и внутренним диаметром 4 см, разрезанный на две равные части по его образующей. Обе половины трубки скреплялись металлическими хомутиками. Концы трубки закрывались пропарафинированными корковыми пробками, в которые были вставлены латунные электроды (фиг. 3).

Каждый опыт проводился на 8 образцах, которые предварительно промораживались при температуре около —20° в течение 3—4 часов. Затем замороженные образцы помещались в особую камеру и выдерживались в течение 2—3 часов при заданной температуре, которая поддерживалась с помощью автоматического терморегулятора ($\pm 0°{,}1$), после чего включался электрический ток по схеме, изображенной на фиг. 4.




Фиг. 4. Схема проведения опытов по определению коэффициента электрофильтрации мерзлых грунтов.

*А* — холодильная камера; *Г* —образцы грунта.

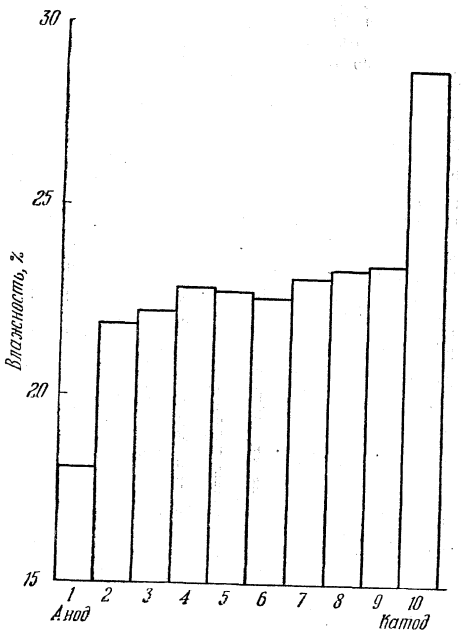
Напряжение тока на образцах поддерживалось неизменным в течение всего опыта, а сила тока измерялась с интервалом в 1 час.

Через определенные промежутки времени (3, 9, 22, 36, 54, 70, 100 и 125 часов) образцы поочередно вынимали из камеры. Каждый из них разрезали поперек на 10 равных частей (наве-

сок), по которым и определяли распределение влажности по длине образца.

На фиг. 5 в виде диаграммы представлено распределение влаги в одном из образцов после пропускания тока в течение 125 часов.

До опыта влажность образца грунта равнялась 22,9%. Из диаграммы видно, что вблизи анода влажность уменьшалась, а у катода увеличивалась, тогда как в остальной части образца она почти не изменялась. Аналогичные данные были получены А. А. Ананяном (1952).




Фиг. 5. Диаграмма распределения влаги в образце после пропускания тока.

Количество воды, переместившееся от анода к катоду за данный отрезок времени, приближенно можно считать равным среднему значению расхода и поступления ее соответственно в прианодной и прикатодной частях образца. При этом вносилась поправка на миграцию влаги во время замораживания образца, благодаря которой, как показали контрольные опыты, влажность в образце при его замерзании несколько увеличивалась вблизи обоих электродов.

По найденному количеству переместившейся воды вычислялась скорость электрофильтрации.

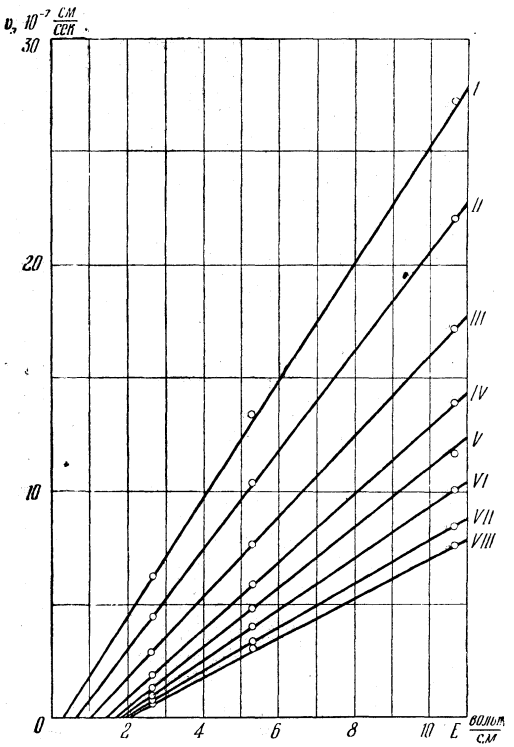
Серия таких опытов, проведенных при различных напряжениях (при прочих равных условиях), позволяет графически выразить зависимость скорости электрофильтрации от градиента электрического напряжения. Графики строились соответственно каждому промежутку времени, в течение которого пропускался ток через образцы грунта. В результате получалось семейство прямых, не проходящих через начало координат. Отрезки, отсекаемые прямыми на оси градиентов, практически соответствуют значениям начальных градиентов фильтрации (фиг. 6).

Пользуясь формулой (11), можно определить коэффициент электрофильтрации для каждого образца в отдельности.



В табл. 1 приведены результаты трех опытов, проведенных при температуре —5° для суглинка с влажностью[1] в среднем 23,3% при напряжениях тока 40, 80 и 160 вольт. Результаты наблюдений приведены в таблице полностью только для опыта, проведенного при напряжении 40 вольт. Кроме того, используя найденное ранее соотношение между электрическим напряжением и гидравлическим напором, в графах таблицы указаны соответствующие значения гидравлических градиентов и коэффициентов фильтрации.

Из таблицы видно, что по мере продолжительности пропускания тока значение коэффициента фильтрации убывает. Объясняется это тем, что наблюдаемый процесс электрофильтрации происходит в замкнутой системе, т. е. без поступления воды в образец извне. Поэтому прианодная часть образца иссушается, в результате чего толщина водной пленки уменьшается, а у катода по мере поступления связанной воды часть ее переходит в свободную воду, которая будет замерзать.




Фиг. 6. Зависимость скорости электрофильтрации от градиента электрического напряжения и времени пропускания тока.

*I* — 3 часа, *II* — 9 час., *III* — 22 часа, *IV* —36 час., *V* — 54 час., *VI* — 70 час., *VII* —100 час. и *VIII* — 125 час.

Кроме того, под действием электрического напряжения происходит разрушение электромолекулярных связей между молекулами воды и поверхностью твердых частиц грунта. Этим объясняется то, что связанная вода оказывает сопротивление приложенным усилиям на сдвиг. При этом чем меньше толщина пленки, тем больше сопротивление (Дерягин, 1932).

[1] Влажность везде в процентах к весу сухого грунта.

Таблица 1

**Результаты опытов по определению коэффициента электрофильтрации**

| № образца | Время пропускания тока, час | Среднее значение силы тока, *ма* | Количество профильтровавшейся воды, $см^3$ | Скорость электрофильтрации, $\frac{см}{сек} \times 10^{-7}$ | Напряжение 40 вольт: Коэффициент электрофильтрации, $\frac{см^3}{вольт \cdot сек} \times 10^{-7}$ | Отношение сопротивлений образцов | Коэффициент электрофильтрации с поправкой на изменение сопротивления образца, $\frac{см^3}{вольт.\ сек} \times 10^{-7}$ | Гидравлический коэффициент фильтрации, $\frac{см}{сек} \times 10^{-10}$ | Напряжение 80 вольт: Коэффициент электрофильтрации, $\frac{см}{сек} \times 10^{-10}$ | Коэффициент электрофильтрации с поправкой на изменение сопротивления образца, $\frac{см^3}{вольт.\ сек} \times 10^{-7}$ | Напряжение 160 вольт: Коэффициент электрофильтрации, $\frac{см}{сек} \times 10^{-10}$ | Коэффициент электрофильтрации с поправкой на изменение сопротивления образца, $\frac{см^3}{вольт \cdot сек} \times 10^{-7}$ | Начальные градиенты: Электрического напряжения, $\frac{вольт}{см}$ | Градиента напора |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 3 | 1,25 | 0,084 | 6,19 | 2,61 | 1,00 | 2,61 | 7,91 | 8,00 | 2,64 | 7,97 | 2,63 | 0,30 | 99 |
| 2 | 9 | 1,06 | 0,182 | 4,47 | 2,24 | 1,18 | 2,64 | 8,00 | 7,76 | 2,56 | 7,76 | 2,56 | 0,67 | 221 |
| 3 | 22 | 0,88 | 0,285 | 2,86 | 1,79 | 1,41 | 2,52 | 7,64 | 7,64 | 2,52 | 7,70 | 2,54 | 1,07 | 353 |
| 4 | 36 | 0,74 | 0,293 | 1,80 | 1,45 | 1,69 | 2,45 | 7,42 | 7,64 | 2,52 | 7,58 | 2,50 | 1,43 | 472 |
| 5 | 54 | 0,67 | 0,311 | 1,27 | 1,31 | 1,87 | 2,45 | 7,42 | 7,58 | 2,50 | 7,48 | 2,47 | 1,70 | 561 |
| 6 | 70 | 0,61 | 0,328 | 1,04 | 1,20 | 2,03 | 2,44 | 7,39 | 7,33 | 2,42 | 7,36 | 2,43 | 1,80 | 594 |
| 7 | 100 | 0,57 | 0,360 | 0,80 | 1,08 | 2,20 | 2,38 | 7,21 | 7,15 | 2,36 | 7,18 | 2,37 | 1,93 | 637 |
| 8 | 125 | 0,56 | 0,402 | 0,71 | 1,06 | 2,24 | 2,37 | 7,18 | 7,12 | 2,35 | 7,21 | 2,38 | 2,00 | 660 |
| Средние значения | | — | — | — | — | — | 2,48 | 7,52 | 7,53 | 2,48 | 7,53 | 2,48 | — | — |



Отсюда скорость электрофильтрации, а следовательно, и коэффициент фильтрации, при постоянном градиенте электрического напряжения будут уменьшаться с уменьшением толщины слоя связанной воды.

Так как при электроосмосе перенос воды происходит вместе с электрическими зарядами, то, очевидно, что и сила тока со временем тоже должна уменьшаться, а омическое сопротивление образца увеличиваться. Из опыта видно, что коэффициент электрофильтрации и сопротивление образца находятся в обратной зависимости. Действительно, если найденные значения коэффициентов электрофильтрации образцов соответственно умножить на отношение их сопротивления к сопротивлению образца, то результаты получаются приблизительно одинаковые.

Среднее значение этих результатов, очевидно, можно принять за то значение коэффициента электрофильтрации, которым и будет характеризоваться фильтрационная способность мерзлого грунта при данных условиях.

Таким образом, среднее значение коэффициента электрофильтрации для кембрийского пылеватого суглинка, имеющего влажность 23,3% при температуре—5°, получилось равным

$$K_э' = 2{,}48 \cdot 10^{-7} \frac{см^2}{вольт \cdot сек}.$$

Естественно предположить, что коэффициент фильтрации будет зависеть как от влажности мерзлого грунта, так и от его температуры.

В связи с этим были поставлены опыты, которые проводились в одном случае при одной и той же влажности, но при разных значениях температуры, а в другом случае — при одной и той же температуре, но при различных значениях влажности.

Результаты этих опытов приведены в табл. 2.

Таблица 2

**Результаты опытов по определению зависимости коэффициента фильтрации от влажности и температуры**

| № опыта | Температура, °С | Влажность, % | Коэффициент электрофильтрации, $\frac{см^2}{вольт \cdot сек} \times 10^{-7}$ | Гидравлический коэффициент фильтрации, $\frac{см}{сек} \times 10^{-10}$ | № опыта | Температура, °С | Влажность, % | Коэффициент электрофильтрации, $\frac{см^2}{вольт \cdot сек} \times 10^{-7}$ | Гидравлический коэффициент фильтрации, $\frac{см}{сек} \times 10^{-10}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | —1,0 | 23,6 | 11,1 | 33,6 | 1 | —5,0 | 18,7 | 4,46 | 13,5 |
| 2 | —2,0 | 23,6 | 6,98 | 21,2 | 2 | —5,0 | 23,3 | 2,48 | 7,53 |
| 3 | —5,0 | 23,3 | 2,48 | 7,53 | 3 | —5,0 | 28,4 | 1,46 | 4,42 |

Из табл. 2 видно, что при одной и той же влажности грунта коэффициент фильтрации с повышением температуры растет.

Причиной такой зависимости является изменение общего количества незамерзшей воды в образце грунта при изменении его температуры, т. к. чем ниже температура образца, тем меньше в нем незамерзшей воды, которая тем более прочно будет связана с минеральными частицами грунта. Поэтому потребуются большие усилия, чтобы привести ее в движение, а, как уже отмечалось выше, коэффициент фильтрации при этом уменьшится.

Из той же табл. 2 видно, что при постоянной температуре с увеличением влажности суглинка в указанных пределах коэффициент фильтрации уменьшается.

Это объясняется, по-видимому, тем, что в образцах с относительно большей влажностью и степень заполнения пор льдом будет относительно бо́льшая. Более того, при перемещении связанной воды последняя, накапливаясь у катода, частично переходит в свободную воду, которая при данной температуре превращается в лед.

В образцах с большей влажностью, при их разрезании, действительно наблюдалось увеличение ледяных прослоек (линз) вблизи катода.

Таким образом, уменьшение свободного объема пор за счет повышения относительной льдистости образца приведет к уменьшению коэффициента фильтрации.

Можно предполагать, что с понижением влажности грунта наступит предел увеличения коэффициента фильтрации. При достижении этого предела дальнейшее понижение влажности грунта приведет к уменьшению значения коэффициента фильтрации практически до нуля.

Очевидно, что для получения более точной и полной картины зависимости коэффициента фильтрации от температуры, а тем более от влажности грунта, приведенных данных недостаточно. Потребуются дальнейшие исследования в этом направлении.

Приведем сравнение значения коэффициента электрофильтрации, найденное из первого опыта, со значением его, вычисленным по формуле (7).

Величины, входящие в правую часть этого равенства, в условиях нашего опыта имеют следующие значения:

$n \approx 45\%$ — пористость образца суглинка,

$\varepsilon \approx 81$ — диэлектрическая проницаемость воды,

$\zeta \approx 0{,}05$ вольта — электрокинетический потенциал,

$\eta \approx 0{,}022$ пуаза — коэффициент вязкости свободной воды при $\vartheta = -5°$.



Значение коэффициента электрофильтрации, выраженное в единицах абсолютной системы, будет равно:

$$K_э = \frac{0{,}45 \cdot 81 \cdot 0{,}05}{4 \cdot 3{,}14 \cdot 0{,}022 \cdot 9{,}10^4} = 7{,}33 \cdot 10^{-5} \frac{см^2}{CgsE_\varphi сек.}.$$

Если теперь среднее значение коэффициента электрофильтрации, найденное из опыта, тоже выразить в единицах cgs, то получим:

$$K_э = 2{,}48 \cdot 10^{-7} \cdot 300 = 7{,}44 \cdot 10^{-5} \frac{см^2}{CgsE_\varphi сек.}.$$

Таким образом, значения коэффициента электрофильтрации как теоретическое, так и полученное в опытах для данного случая сравнительно мало отличаются друг от друга.

Из этой работы можно сделать следующие выводы:

1. Методом электроосмоса установлено, что мерзлые глинистые грунты обладают фильтрационной способностью.
2. Глинистые грунты в мерзлом состоянии, так же как и глины при положительной температуре, обладают начальным градиентом фильтрации.
3. Качественно установлено, что коэффициент фильтрации мерзлого грунта зависит от его влажности и температуры.
4. Экспериментальное и теоретическое значения коэффициента электрофильтрации сравнительно мало отличаются друг от друга.
5. Предлагаемый метод электроосмоса можно рекомендовать для определения коэффициента фильтрации мерзлых глинистых грунтов.

В заключение автор считает своим долгом выразить благодарность коллективу сотрудников лаборатории механики грунтов Ленинградского инженерно-строительного института за оказанную помощь в проведении опытов, особенно кандидату технических наук доценту Б. И. Далматову, за весьма ценные советы и указания при выполнении настоящей работы.

## ЛИТЕРАТУРА

Ананян А. А. Перемещение влаги в мерзлых рыхлых горных породах под влиянием сил электроосмоса. Коллоидный журнал, 1952, т. XIV, вып. 1.

Дерягин В. В. Упругие свойства тонких слоев воды. Журн. физ. химии, 1932, вып. 1.

Качинский Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почв в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Изд. МГУ, 1927.

Роза С. А. Осадки гидротехнических сооружений на глинах с малой влажностью. Гидротехнич. стр-во, 1950, № 9.

Сборник физических констант под ред. Я. Г. Дорфмана и С. Э. Фриша. М., ОНТИ, 1937.

Толстихин Н. И. Минеральные источники Забайкалья. Сборник I Всес. гидрол. съезда. М.—Л., 1934.
Физический словарь. Электроосмос, т. V, М., ОНТИ, 1936.
Хвольсон О. Д. Курс физики, т. IV, 1925.
Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах. Изв. АН СССР, серия геофиз. и геогр., 1945, № 5—6.
Цытович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
Цытович Н. А. и Сумгин М. И. Основание механики мерзлых грунтов. Изд. АН СССР, 1937.
Шалабанов А. А. Пропускает ли воду мерзлая почва? Почвоведение, 1903, № 3.

З. А. НЕРСЕСОВА

# ИЗМЕНЕНИЕ АКТИВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТОВ ПРИ ПОЛОЖИТЕЛЬНОЙ И ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЕ [1]

Современная коллоидная химия для дисперсных систем, взаимодействующих с жидкой фазой, рассматривает помимо истинной или геометрической поверхности активную, т. е. фактически взаимодействующую с жидкой фазой поверхность, изменяющуюся во времени и под влиянием внешних воздействий (Ребиндер, 1947).

Значение активной поверхности грунтов проявляется в полной мере в ряде процессов в мерзлых и особенно в промерзающих и оттаивающих грунтах, как, например, миграции влаги, пучении, физико-химических реакциях обмена и других.

Работами акад. П. А. Ребиндера с сотрудниками (Ребиндер и др., 1944, 1947;) теоретически разработано и экспериментально доказано увеличение активной поверхности дисперсных систем во времени.

При обменных реакциях грунтов под активной поверхностью следует понимать ту поверхность, на которой осуществляется обмен катионов. Поверхность эта динамична и изменяется в сильной степени в зависимости от ряда факторов (pH среды, концентрации и рода катиона, времени взаимодействия с раствором и т. д.).

Влияние этих факторов на активность поверхности при положительной температуре изучено достаточно полно, для области же отрицательной температуры такие исследования не проводились.

Целью настоящей работы являлось получение первых хотя бы ориентировочных данных, позволяющих составить

[1] Экспериментальная часть работы выполнена М. М. Капусткиной.

представление об активной поверхности при обмене катионов в мерзлых грунтах.

В Центральной лаборатории Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР были проведены экспериментальные работы по адсорбции метиленовой сини[1] с целью проследить изменение величины и качества поверхности грунтов при реакциях обмена при положительной и отрицательной температуре.

В качестве объектов исследования были выбраны пылеватый и покровный суглинки, поглощающий комплекс которых был насыщен следующими катионами: $Ca^{\cdot\cdot} + Mg^{\cdot\cdot}$ (грунты в естественном состоянии), $Na^{\cdot}$, $H^{\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$. Такой состав обменных катионов позволял предполагать, что при взаимодействии с растворами активная поверхность образцов, насыщенных различными катионами, будет различна.

Для исследования изменения величины обменно-активной поверхности грунтов были использованы растворы метиленовой сини с добавлением электролитов.

Мы остановились на метиленовой сини, так как, с одной стороны, она, благодаря интенсивной окраске, с достаточной точностью может быть определена колориметрически даже при концентрациях 0,000001 н., с другой стороны, она образует прочную связь с поглощающим комплексом (Горбунов, 1946) и в литературе имеются указания, что адсорбция метиленовой сини связана не только с величиной поверхности дисперсной фазы, но и с активными центрами ее (Веденеева, 1952).

Методика определения адсорбции метиленовой сини заключалась в следующем. Грунт в воздушно-сухом состоянии взвешивался, помещался в эрленмейеровскую колбу и увлажнялся раствором метиленовой сини 0,001 н. Соотношение грунт : раствор во всех опытах было 1 : 100. Была прослежена адсорбция метиленовой сини из водных, водно-спиртовых и спиртовых растворов при температуре +20 и —2° С. Для наиболее дисперсных грунтов, насыщенных ионом $Na^{\cdot}$, была, кроме того, проведена серия опытов по адсорбции метиленовой сини из водных растворов, содержащих растворы электролитов (NaCl, HCl и $Na_2CO_3$). При этом были использованы электролиты различной концентрации: от незначительных концентраций, не вызывающих заметной коагуляции, до концентраций, вызывающих отчетливую коагуляцию. Растворы $Na_2CO_3$ применялись в качестве реагентов, диспергирующих грунт. Концентрация метиленовой сини во всех опытах составляла 0,001 н.

[1] Тетраметилтионинхлорид, $C_{16}H_{18}N_3SCl$.



В водных растворах метиленовой сини навеска грунта составляла 1 г, а количество раствора 100 мл. В водно-спиртовых и спиртовых растворах навеску грунта уменьшали до 0,5 г и соответственно количество раствора — до 50 мл.

Через 15—20 минут после увлажнения образца грунта соответствующим раствором метиленовой сини и энергичного встряхивания суспензия грунта центрифугировалась со скоростью 2000 об/мин в течение 10 минут. Прозрачный раствор поступал для определения колориметрическим способом концентрации метиленовой сини.

Данные о поглощении метиленовой сини образцами покровного и пылеватого суглинков при различном составе обменных катионов и воздействии различных реагентов приведены в табл. 1 и 2 (графа 1).

На основании данных адсорбции метиленовой сини проведен расчет величины обменно-активной поверхности грунтов (графа 2).

Таблица 1

**Поглощение метиленовой сини образцами покровного суглинка, насыщенного различными катионами**

| Раствор метиленовой сини 0,001 н. в разных растворителях | Температура раствора, °С | Насыщающий катион | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $Na^{\cdot}$ | | $Ca^{\cdot\cdot} + Mg^{\cdot\cdot}$ | | $H^{\cdot}$ | | $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ | |
| | | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Водный | +20 | 10,3 | 38,5 | 9,4 | 35,1 | 9,7 | 36,3 | 7,8 | 29,2 |
| Спиртовый 20% | +20 | 10,0 | 37,4 | 7,9 | 29,5 | 7,9 | 29,5 | 6,9 | 25,8 |
| | — 2 | 8,3 | 31,0 | 5,9 | 22,0 | — | — | 6,3 | 23,5 |
| » 50% | +20 | 8,5 | 31,8 | 6,9 | 25,8 | 7,2 | 26,9 | 6,9 | 25,8 |
| | — 2 | 8,9 | 33,3 | 7,0 | 26,2 | — | — | 7,0 | 26,2 |
| » 96% | +20 | 7,9 | 29,5 | 5,9 | 22,1 | 5,9 | 22,1 | 5,9 | 22,1 |
| | — 2 | 8,2 | 30,6 | 6,0 | 22,4 | — | — | 6,4 | 23,9 |
| NaCl 0,5 н. в воде | +20 | 9,6 | 35,9 | | | | | | |
| » 0,1 н. » » | +20 | 9,7 | 36,3 | | | | | | |
| » 0,05 н. » » | +20 | 9,7 | 36,3 | | | | | | |
| » 0,01 н. » » | +20 | >10,0 | >37,4 | | | | | | |
| HCl 0,01 н. » » | +20 | 9,7 | 36,3 | | | | | | |
| $Na_2CO_3$ 0,5 н. » » | +20 | >10,0 | >37,4 | | | | | | |
| » 0,1 Н. » » | +20 | >10,0 | >37,4 | | | | | | |

Примечания. 1 — поглощение метиленовой сини в м-экв. на 100 г грунта; 2 — активная поверхность в $м^2$ на 1 г грунта.

Таблица 2

**Поглощение метиленовой сини образцами пылеватого суглинка, насыщенного различными катионами**

| Раствор метиленовой сини 0,001 н. в разных растворителях | Температура раствора, °С | Насыщающий катион | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $Na^{\cdot}$ | | $Ca^{\cdot\cdot}+Mg^{\cdot\cdot}$ | | $H^{\cdot}$ | | $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ | |
| | | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Водный | +20 | 10,6 | 39,6 | 8,9 | 33,3 | 9,1 | 34,0 | 7,9 | 29,5 |
| Спиртовый 20% | +20 | 9,5 | 35,5 | 6,8 | 25,6 | 7,8 | 29,2 | — | — |
| | — 2 | 7,9 | 29,5 | — | — | — | | 5,9 | 22,1 |
| » 50% | +20 | 7,9 | 29,5 | 6,0 | 22,4 | 6,1 | 22,7 | 4,9 | 18,1 |
| | — 2 | 8,6 | 32,1 | 7,0 | 26,2 | — | — | 7,0 | 26,2 |
| » 96% | +20 | 7,9 | 29,5 | 5,9 | 22,1 | 5,9 | 22,1 | 4,9 | 18,1 |
| | — 2 | 8,1 | 30,3 | 5,4 | 20,4 | — | — | 6,0 | 22,4 |
| NaCl 0,5 н. в воде | +20 | 9,0 | 33,6 | | | | | | |
| » 0,1 н. » » | +20 | 9,7 | 36,3 | | | | | | |
| » 0,05 н. » » | +20 | 9,7 | 36,3 | | | | | | |
| » 0,01 н. » » | +20 | 9,9 | 37,1 | | | | | | |
| HCl 0,01 н. » » | +20 | 9,2 | 34,4 | | | | | | |
| $Na_2CO_3$ 0,5 н. » » | +20 | >10,0 | >37,4 | | | | | | |
| » 0,1 н. » » | +20 | >10,0 | >37,4 | | | | | | |

Примечания. 1 — поглощение метиленовой сини в м-экв. на 100 г грунта; 2 — активная поверхность в $м^2$ на 1 г грунта.

Данные табл. 1 и 2 показывают уменьшение активной поверхности грунта как в случае взаимодействия с водно-спиртовыми растворами, так и при коагуляции электролитами. При положительной температуре для покровного и пылеватого суглинков наблюдается закономерное уменьшение адсорбции метиленовой сини при повышении концентрации спирта или коагуляции.

При отрицательной температуре как пылеватый, так и покровный суглинок имеют максимум адсорбции метиленовой сини при 50% водно-спиртовом растворе.

При коагуляции действие H-иона примерно в 100 раз сильнее, чем Na-иона, а наличие в растворе OH-ионов полностью уничтожает коагулирующее действие Na-иона.

Из описанных опытов можно сделать следующие выводы:

1. Активная поверхность реакций катионного обмена при взаимодействии с растворами метиленовой сини пылеватого и покровного суглинков, насыщенных различными катионами, изменяется в ряду:

$$Na^{\cdot} > Ca^{\cdot\cdot} + Mg^{\cdot\cdot} \cong H^{\cdot} > Fe^{\cdot\cdot\cdot}.$$

2. Коагуляция уменьшает обменно-активную поверхность грунтов.



## ЛИТЕРАТУРА


Веденеева Н. Е. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. М., Госгеолиздат, 1952.

Горбунов Н. И. Поглотительная способность почв и ее природа. М., Сельхозгиз, 1946.

Методы исследования структуры высокодисперсных и пористых тел. Сборник. Изд. АН СССР, 1953.

Ребиндер П. А., Шрейнер Л. А., Жигач К. Ф. Понизители твердости в бурении. Изд. АН СССР, 1944.

Ребиндер П. А. Физико-химические исследования процессов деформации твердых тел. Юбил. сборник, посвящ. тридцатилетию Великой Октябрьской социалистической революции. Изд. АН СССР, 1947.

Ewing W. and Liu F. Adsorption of Dyes from Aqueous Solutions on Pigments. J. of Colloid Sci., 1953, v. 8, N 2.

З. А. НЕРСЕСОВА

# ВЛИЯНИЕ ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ НА ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

Влияние состава обменных оснований на физические, в частности, водные свойства почв и грунтов изучено достаточно полно.

К. К. Гедройц (1932, 1937), создавший учение о поглотительной способности почв, впервые объяснил резкое отличие водных свойств почв, насыщенных Ca- и Na-ионами.

Представления К. К. Гедройца о поглощающем комплексе почв и значении обменных оснований были в дальнейшем развиты советскими и зарубежными исследователями.

Так, А. М. Панков (1936) исследовал влияние обменного натрия на физические свойства почв. П. И. Шаврыгин (1936) показал зависимость водных, в частности, фильтрационных свойств почв от состава обменных катионов. Согласно данным П. И. Шаврыгина скорость фильтрации через почву, насыщенную трехвалентными катионами, увеличивается во много раз по сравнению с почвой, насыщенной ионом натрия.

Г. Вигнер (1941), П. Фагелер (1938) исследовали влияние состава обменных катионов на пермутитах, цеолитах и почвах. Как известно, П. Фагелер гидратацию почв и грунтов объяснял исключительно гидратацией обменных катионов. В работах Н. И. Антипова-Каратаева и др. (1935), В. С. Шарова (1935, 1940), В. В. Охотина (1936) содержится богатый фактический материал, подтверждающий значение состава обменных катионов при гидратации грунтов. При этом В. С. Шаров рассматривает грунты и глины как коллоидные электролиты, обладающие различной поверхностной растворимостью в зависимости от состава обменных катионов. В. В. Охотин (1946), изучая влияние обменных катионов в связи с минералогическим составом грунтов, приходит к выводу, что обменные катионы изменяют удельную поверхность грунтов, создавая своеобразную микроструктуру.



Многочисленные исследования отдельных гранулометрических фракций ряда почв и грунтов, насыщенных различными катионами, проведенные на кафедре грунтоведения МГУ С. С. Морозовым (1946), П. Ф. Мельниковым (1949), Ю. С. Кулиш (1953), также показали большое значение обменных оснований. Это же подтверждают работы по электрохимическому закреплению грунтов.

Одним из способов химической мелиорации грунтов является изменение состава обменных катионов, например, введением в поглощающий комплекс ионов $Fe^{\cdots}$ и $Ca^{\cdot\cdot}$ в случае электрохимического закрепления, что приводит к повышению фильтрационной способности, аэрации и т. д. (Жинкин, 1952; Ржаницин, 1941; Солнцев, 1941; Casagrande, 1949; Endell a. Hoffmann, 1936). При необходимости повысить водонепроницаемость грунтов используются свойства грунтов, насыщенных ионами Na (Соколовский, 1952).

Из зарубежных исследований следует упомянуть работы Бевера (Baver, 1930, 1948), Уинтеркорна (Winterkorn, 1937, 1941, 1948, $1948_a$, 1952), Грима (Grim, 1942, 1952), Энделя с сотрудниками (Endell, 1936, 1939).

В последние десятилетия, когда минералогическому составу глинистой фракции грунтов стали придавать большое значение, многие исследователи изучали влияние обменных оснований на образцах мономинеральных глин, или в смеси последних с инертным материалом, например «кварцевой мукой» (Endell, 1939). Эти исследования показали, что наибольшее влияние состав обменных оснований оказывает на монтмориллонитовые глины, обладающие высокой обменной способностью и подвижными слоями кристаллической решетки.

Некоторые зарубежные исследователи, например К. Эндель (Endell, 1939) и Р. Грим (Grim, 1952), считают минералогический состав глинистой фракции при определенном составе обменных оснований одним из основных факторов в процессах миграции влаги, льдовыделения и пучения грунтов. Таким образом, всеми исследователями признается, что состав обменных катионов почв и грунтов существенно изменяет их водные свойства. Можно ожидать, что и для мерзлых грунтов состав обменных катионов будет оказывать значительное влияние на содержание жидкой фазы и, следовательно, на их физические и физико-механические свойства.

При постановке экспериментальных исследований с целью установить влияние обменных катионов на фазовый состав воды в мерзлых грунтах в качестве объектов изучения были выбраны мономинеральные глины: каолинитовая и монтмориллонитовая (глуховецкий каолин и аскангель), т. е. глины, представляющие наиболее типичные минералы глинистой

фракции и обладающие резко отличными водными свойствами. Кроме того, был исследован тяжелый покровный суглинок (месторождения Бескудниково), обменные основания которого в естественном состоянии представлены ионами Ca и Mg.

Образцы каолина, аскангеля и покровного суглинка подвергались электродиализу в обычном трехкамерном электродиализаторе с платиновыми электродами при градиенте напряжения 3—4 $\frac{v}{см}$ до отсутствия реакции с фенолфталеином в катодной камере и постоянства силы тока, не превышающей 2—3 *ma*. Таким образом, были приготовлены образцы, насыщенные ионом водорода. Для получения образцов, насыщенных ионами кальция и натрия, были использованы образцы после окончания электродиализа, тщательно обработанные растворами $Ca(OH)_2$ и NaOH в количествах, соответствующих емкости поглощения. Образцы высушивались в условиях комнатной температуры, после чего растирались и просеивались через сито с диаметром отверстий в 1 мм.

В табл. 1 приведены данные, характеризующие гранулометрический состав исходных образцов аскангеля, каолина и покровного суглинка.

Таблица 1

**Гранулометрический состав каолина, аскангеля и покровного суглинка**

(% к весу сухого грунта)*

| Грунт | Диаметр частиц, мм | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1,0—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | Из них <0,0002 |
| Каолин . . . . . | 0,0 | 2,96 | 91,75 | 3,67 | 1,62 | — | — |
| Аскангель . . . . . | 1,09 | 3,10 | 5,56 | 2,26 | 6,38 | 81,61 | 67,42 |
| Покровный суглинок | 1,48 | 4,65 | 40,5 | 9 77 | 17,35 | 26,75 | 12,70 |

* Подготовка к анализу: растирание в виде тестообразной массы в течение 30 минут (Айдинян, 1947). Данные для каолина и аскангеля получены О. С. Конновой, для покровного суглинка — Е. П. Шушериной.

В табл. 2 приведены данные, характеризующие некоторые водные свойства каолина, аскангеля и покровного суглинка при насыщении их различными катионами.

Определение фазового состава воды (под фазовым составом воды понимается содержание льда и жидкой фазы) в мерзлых



Таблица 2

**Некоторые водные свойства каолина, аскангеля и покровного суглинка, насыщенных ионами H', Ca'' и Na',**

(в % к весу сухого грунта)*

| Грунт | Гигроскопичность | Максимальная гигроскопичность | Максимальная молекулярная влагоемкость | Нижний предел текучести |
|---|---|---|---|---|
| H-каолин . . . . . | 0,5 | 10,0 | 31,0 | 54,1 |
| Ca-каолин . . . . . | 0,5 | 9,0 | 30,0 | 50,8 |
| Na-каолин . . . . . | 0,5 | 9,5 | 32,0 | — |
| Ca-аскангель . . . . . | 8,0 | 23,0 | 57,0 | 123,0 |
| Na-аскангель . . . . . | 8,0 | 24,0 | 98,0 | 155,0 |
| Ca + Mg-суглинок . . . . . | 3,5 | 9,5 | 15,0 | 34,4 |
| Na-суглинок . . . . . | 4,0 | 10,0 | 16,0 | 43,5 |

* Определение максимальной гигроскопичности проведено по методу А. В. Николаева, максимальной молекулярной влагоемкости — по методу влагоемких сред А. Ф. Лебедева, нижнего предела текучести — по методу балансированного конуса А. М. Васильева.

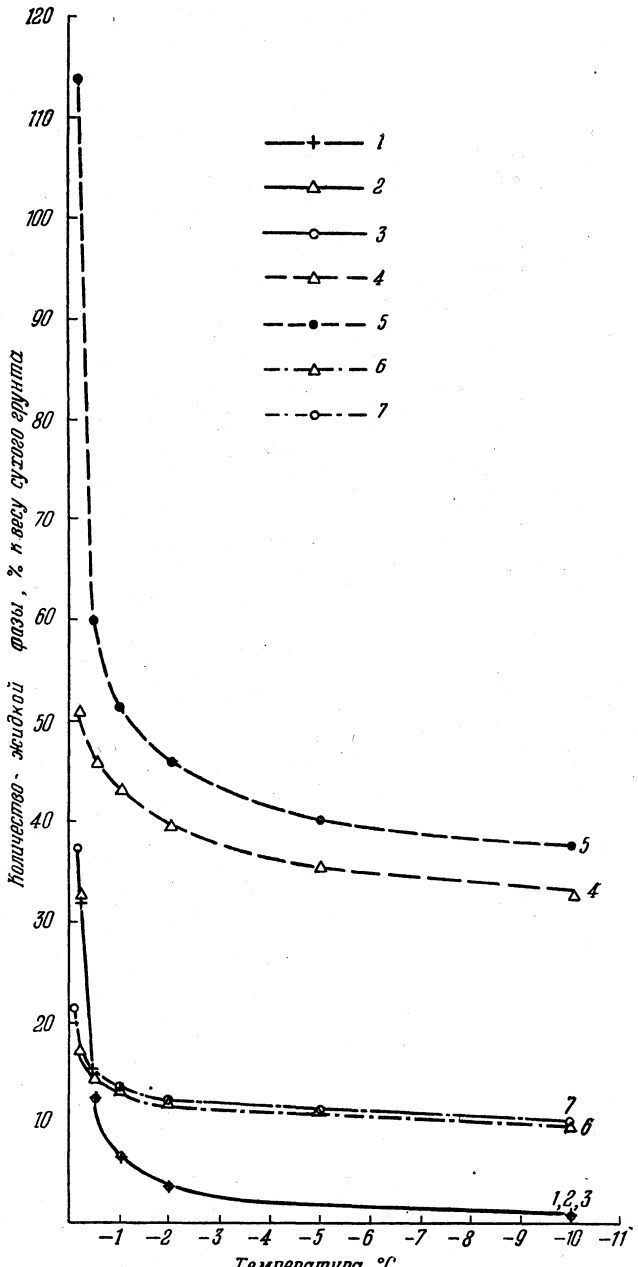
образцах каолина, аскангеля и покровного суглинка, насыщенных ионами H', Ca'' и Na', проводилось калориметрическим способом в соответствии с методикой, разработанной в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР (Нерсесова, 1954).

Данные определения содержания жидкой фазы в указанных образцах приведены в табл. 3 и на фиг. 1. Фазовый состав воды определялся в цикле оттаивания: образцы замораживались при более низкой температуре и затем выдерживались при заданной более высокой температуре не менее 20—25 часов.

Емкость поглощения каолина составляла 14 м-экв., аскангеля — 92 м-экв. и тяжелого покровного суглинка — 21,5 м-экв.

Данные минералогического состава тонкой фракции показывают, что для каолина она представлена в основном каолинитом, для аскангеля — монтмориллонитом и для покровного суглинка также в основном каолинитом.

Таким образом, как величина обменной способности, так и минералогический состав глинистой фракции позволяют ожидать резкого отличия при гидратации каолина и аскангеля и промежуточного положения покровного суглинка при насыщении их различными катионами. Особенно большой эффект должен был оказать ион Na в аскангеле, обладающем




Фиг. 1. Содержание жидкой фазы в образцах каолина, аскангеля и покровного суглинка, насыщенных различными катионами:

*1* — Н-каолин, *2* — Са-каолин, *3* — Na-каолин, *4* — Са-аскангель, *5* — Na-аскангель, *6* — Са-суглинок, *7* — Na-суглинок.

подвижными слоями в кристаллической решетке и способностью к внутрикристаллическому набуханию.

При постановке исследований фазового состава воды в зависимости от состава обменных катионов мы знали, что выявить влияние их в чистом виде не представляется возможным, так как изменение состава обменных катионов вызывает соответствующее изменение дисперсности. Таким образом, полученные данные отражают суммарное действие изменения

Таблица 3

**Содержание жидкой фазы в образцах аскангеля, каолина и покровного суглинка, насыщенных различными катионами**

(% к весу сухого грунта)

| Грунт | Температура образца, °С | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | −0,15; −0,20 | −0,5; −0,6 | −1,0; −1,3 | −2,0; −2,5 | −5,0; −5,5 | −10,0; −10,5 | −30,0; −32,0 |
| Н-каолин | 32,0 | 12,6 | 6,5 | 2,8 | — | 0,9 | — |
| Са-каолин | 32,5 | 12,6 | 6,4 | 2,8 | — | 0,9 | — |
| Na-каолин | 37,2 | 15,3 | 6,5 | 2,6 | — | 0,9 | — |
| Са-аскангель | 51,4 | 45,8 | 43,2 | 39,5 | 35,2 | 32,5 | 18,0 |
| Na-аскангель | 114,0 | 60,4 | 51,5 | 45,6 | 40,8 | 37,4 | 22,0 |
| Са+Mg-суглинок | 17,0 | 14,0 | — | 12,3 | | 9,3 | 7,8 |
| Na-суглинок | 21,4 | 15,3 | 13,0 | 12,6 | 11,3 | 9,9 | 7,6 |
| | | | | | — | | |

величины дисперсности, с одной стороны, и гидратационной способности, т. е. качества поверхности — с другой.

Однако данные табл. 3 и фиг. 1 показывают, что при насыщении ионом Na количество жидкой фазы при всех значениях температуры несколько больше, чем при насыщении ионами $Ca^{\cdot\cdot}$. В этом достаточно четко проявляется влияние обменного натрия на дисперсность, т. е. на величину удельной поверхности.

Резкое отличие в содержании жидкой фазы для каолина, аскангеля и покровного суглинка, насыщенных катионами $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$, наблюдается в области температуры, соответствующей значительным фазовым превращениям воды, т. е. при температуре выше —2; —1°,5. При более низкой температуре влияние обменных катионов незначительно, особенно для каолина, с малой величиной обменной способности. Последнее находится в соответствии с нашими

данными (табл. 2) и с литературными данными о влиянии состава обменных катионов на водные свойства грунтов при малом увлажнении. Данные Бевера (Baver, 1948), С. Алешина (1936), В. В. Охотина (1936), А. М. Васильева (1951) показывают, что обменные катионы в пределах влажности ниже максимальной молекулярной влагоемкости не дают той четкой закономерной зависимости, которая наблюдается при более высоком увлажнении. А. А. Роде указывает, что «...толщина водных оболочек, создающихся вокруг почвенных частиц, не зависит или почти не зависит от природы обменного катиона» (Роде, 1952). Васильев (1951) в сводной работе, посвященной влиянию состава обменных катионов на физические свойства почв и грунтов, приводит большой цифровой материал, указывающий на отсутствие прямой зависимости водных свойств грунтов от природы обменных катионов при увлажнении меньше, чем величина максимальной молекулярной влагоемкости.

Эта же закономерность наблюдается и в области отрицательной температуры — в мерзлых грунтах. Как показывают наши данные, а также специальные исследования Ф. Г. Бакулина, область значительных фазовых превращений воды соответствует влажности, как правило, несколько превышающей значение максимальной молекулярной влагоемкости.

Таким образом, для почв и грунтов в мерзлом состоянии влияние состава обменных катионов на количество жидкой фазы в области температуры ниже —2, —3° проявляется незначительно; при температуре выше —2, —3°, что соответствует для большинства связных грунтов области значительных фазовых превращений, зависимость количества жидкой фазы от состава обменных катионов проявляется в полной мере.

Необходимо отметить, что состав обменных катионов будет иметь большое значение в процессах промерзания грунтов, миграции воды и льдовыделении.

## ЛИТЕРАТУРА


Айдинян Р. Х. Выделение почвенных коллоидов без химической обработки. Коллоидный журнал, 1947, т. IX, вып. 1.

Алешин С. Н. К вопросу адсорбции воды в почве. Сб. Физика почв в СССР, Сельхозгиз, М., 1936.

Антипов-Каратаев И. Н. и др. Физико-химические свойства почв в зависимости от состава и соотношения обменных катионов. Коллоидный журнал, 1935, т. I, вып. 3.

Васильев А. М. Обзор существующих материалов по выяснению влияния состава поглощающего комплекса на физические свойства глинистых почво-грунтов. Ученые записки Кишиневск. гос. ун-та, 1951, т. III, вып. 1 (почвенный).





Вигнер Г. Избранные работы. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1941.

Гедройц К. К. Поглотительная способность почв. М.—Л., Сельхозгиз, 1932.

Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс, растение и удобрение. М.—Л., Сельхозгиз, 1935.

Жинкин Г. Н. Опыт применения электрохимического закрепления грунтов для стабилизации железнодорожного земляного полотна. Сборник Ленингр. ин-та инженеров ж.-д. транспорта, вып. 144, М., Гострансжелдориздат, 1952.

Кулиш Ю. С. Роль обменных оснований при битумировании грунтов. Сб. Грунтоведение, кн. III, Вопросы технической мелиорации грунтов. Изд. МГУ, 1953.

Мельников П. Ф. Состав и свойства глинистой части некоторых свойств и грунтов. Ученые записки Моск. гос. ун-та, вып. 127, 1949; Грунтоведение, кн. 1.

Морозов С. С. Зависимость физических и механических свойств грунтов от состава обменных катионов. Ученые записки Моск. гос. ун-та, вып. 105, 1946.

Морозов С. С. Цементирующая способность глинистых частиц некоторых грунтов СССР по отношению к кварцевому песку по сравнению с портланд-цементом. Ученые записки Моск. гос. ун-та, вып. 149; Грунтоведение, кн. II, 1951.

Нерсесова З. А. Инструктивные указания по определению количества незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.

Охотин В. В., Смирнова О. С. Влияние поглощенных оснований на физические свойства почв и грунтов. Дорога и автомобиль, 1931, № 5—6.

Охотин В. В. Влияние состава поглощенных оснований на физико-механические свойства почво-грунтов. Сб. Физика почв в СССР. М., Сельхозгиз, 1936.

Охотин В. В. Влияние отдельных факторов на физико-механические свойства глинистых частиц. Труды Юбил. сессии Ленингр. гос. ун-та, секция геол.-почв. наук, 1946.

Панков А. М. Влияние поглощенных оснований на физические и химические свойства почв. Почвоведение, 1936, № 5.

Ржаницин Б. В. Электрохимическое закрепление глинистых грунтов. Сб. Совещание по закреплению грунтов и горных пород. Изд. АН СССР, 1941, вып. 1.

Роде А. А. Почвенная влага. Изд. АН СССР, 1952.

Соколовский А. А. Борьба с фильтрацией осолонцеванием грунтов при постройке водоемов, каналов, плотин. Изд. АН СССР, 1952.

Солнцев Д. И. Электрохимическое закрепление глинистых грунтов для борьбы с пучинами на железнодорожном транспорте. Сб. Совещание по закреплению грунтов и горных пород. Изд. АН СССР, 1941, вып. 1.

Фагелер П. Режим катионов и воды в минеральных почвах. Сельхозгиз, М., 1938.

Шаврыгин П. И. Физические свойства почв в зависимости от состава поглощенных оснований. Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева АН СССР, т. XII, 1936.

Шаров В. С. Влажность как фактор устойчивости глин в водных средах. Грозненский нефтяник, 1936, № 1—2.

Шаров В. С. Природа глины и ее отношение к воде и водным растворам. Гидрогеология и инженерная геология, сб. № 5, 1940.

Шаров В. С. Глины как коллоидные электролиты. Коллоидный журнал, 1948, т. X, № 6.
Baver S. Structure of colloidal clay. Soil Sci., 1930, v. 29, N 3.
Baver S. Soil Physics, 2. ed., 1948.
Casagraude L. Electro-osmosis in soils. Geotechnique, 1949, v. 1, N 3.
Casagraude L. Electro-osmotic stabilization of soils. J. Boston Soc. Civil Eng., 1952, v. 39, N 1.
Endell K. and Hofmann U. Electrochemical hardening of clay soils. Proc. of the I Conference on soil mechanics, 1936, v. 1.
Endell K., Loos W. und Breth H. Zusammenhang zwischen kolloidchemischen sowie bodenphysikalischen Kennzifern bindiger Boden und Frostwirkung. Forschungsarbeiten aus dem Strassenwesen, 1939, Bd. 16.
Grim R. Modern concepts of clay materials. J. Geol., 1942, v. 50, N 3.
Grim R. Relation of frost action to the clay-mineral composition of soil materials. Frost action in soils. Symposium, Highway Research Board. Sp. report, 1952, N 2.
Winterkorn H. Application of base exchange and soil physics to problems of Highway construction. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 1937, v. 1.
Winterkorn H. Physico-chemical properties of soils. Proc. II Intern. Confer. on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Rotterdam, 1948, v. 1.
Winterkorn H. Soil stabilization. Proc. II. Intern. Confer. on soil mechanics and foundation engineering. Rotterdam, 1948a, v. 5.
Winterkorn H. Nouvelles recherches en matière de stabilization des sols. Annales de l'Inst. technique du bâtiment et des traveaux publics, 1952, N 57, Sér. Sols et foundations (IX).
Winterkorn H. and Moorman K. A study of changes in physical properties of Putnam soil induced by ionic substitution. Proc. Highway Research Board, 1941, v. 21.

В. Г. ГРИГОРЬЕВА

# О ПОНИЖЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗАМЕРЗАНИЯ ВОДЫ В ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТАХ[1]

Давно установлено, что не вся вода в почвах и грунтах замерзает при нуле градусов, т. е. что в мерзлых грунтах имеется незамерзшая вода (Bonyoucos, Mc. Cool, 1916; Jung, 1932; Андрианов, 1936; Цытович, 1941, 1945; Федосов, 1942; Гольдштейн, 1943; Нерсесова, 1950 и др.). Однако вопрос о том, что же является причиной понижения температуры замерзания воды в дисперсных грунтах, до сих пор не решен, и все гипотезы, выдвигающиеся для объяснения этого явления, нуждаются в экспериментальной проверке.

В связи с этим проводились специальные исследования для выяснения роли капилляров в понижении температуры замерзания воды в грунте и роли поверхности минеральных частиц в этом процессе.

Относительно участия капиллярных (менисковых) сил в понижении температуры замерзания воды в тонкодисперсных грунтах уже имелись некоторые, правда, косвенные данные, свидетельствующие о их незначительной роли в этом процессе. Так, например, было установлено, что количество незамерзшей воды практически не зависит от влажности грунта, вплоть до полного заполнения пор водой, т. е. в грунтах при частичном заполнении пор водой, при наличии менисков, и в грунтах полностью водонаполненных, где мениски отсутствуют, количество незамерзшей воды остается величиной практически постоянной (Федосов, 1942; Нерсесова, 1953).

Нами была поставлена задача получить прямой ответ на вопрос о значении капиллярного эффекта в понижении температуры замерзания воды в дисперсных грунтах. Для этого

[1] Настоящая работа проводилась в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР. Большое внимание и помощь в работе были оказаны Г. А. Мартыновым, совместно с которым эта работа была начата.

были проведены опыты по определению температуры начала замерзания растворов солей одной и той же концентрации в грунтах и в свободном состоянии. Поскольку в грунте при частичном заполнении пор раствор обязательно находится под действием менисковых сил, а в свободном растворе, налитом в пробирку, эти силы отсутствуют, то сравнение температуры замерзания одного и того же раствора в разных условиях должно дать ответ на поставленный вопрос.

Опыты проводились с двумя грунтами: бескудниковским Ca- и Na-суглинком и кудиновской Ca-глиной. Ca-грунты увлажнялись раствором $CaCl_2$, а Na-грунты — раствором NaCl. Повторность опытов трехкратная. Температура замерзания наблюдалась по термометру с ценой деления 0°,02. Во всех опытах грунт был неводонаполненным.

Образец грунта (30—40 г) с влажностью, близкой к максимальной гигроскопической (чтобы исключить возможность сильного изменения концентрации вносимого раствора соли), увлажнялся раствором соли заданной концентрации, помещался в пробирку и замораживался в криостате при температуре около —4°. Каждый раз фиксировалась температура переохлаждения и температура начала замерзания раствора в грунте (ошибка опыта при определении температуры замерзания была порядка ±0°,04). Для установления истинной температуры замерзания производился пересчет с учетом изменения концентрации раствора в момент замерзания и с учетом теплоемкости системы. Изменение концентрации раствора соли при взаимодействии с грунтом контролировалось рефрактометрическим методом.

Как показывают данные опытов (табл. 1), температура начала замерзания раствора соли в свободном состоянии и раствора соли той же концентрации в грунте практически совпадают[1]. Такое совпадение невозможно при влиянии менисков на температуру замерзания раствора, находившегося в капиллярах грунта, так как к понижению температуры замерзания обусловленному наличием растворенного вещества, должно было бы добавиться понижение, обусловленное менисковыми силами.

Таким образом, можно считать установленным, что во всяком случае при температуре ниже —0°,2 влияние менисков на температуру замерзания влаги в грунтах практически не сказывается.

Опыты Т. Ф. Боровик-Романовой (1924) и М. И. Сумгина (1932) по замораживанию воды в капиллярных трубках и

[1] Исключением является кудиновская Ca-глина, увлажненная 0,2 н. раствором $CaCl_2$, что объяснено дальше.



Таблица 1

**Температура начала замерзания свободных растворов и растворов в грунтах**

| Грунт | Влажность, % к сухому грунту | Концентрация раствора . | | Температура начала замерзания, °C (средняя) | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | исходная | после реагирования с грунтом | свободного раствора | раствора в грунте |
| Бескудниковский Ca-суглинок | 22,0 | 0,0 | — | — | —0,24 |
| | 25,0 | 0,0 | — | — | —0,14 |
| | 30,0 | 0,0 | — | — | —0,07 |
| Раствор $CaCl_2$ | — | 0,1 | — | —0,28 | — |
| Бескудниковский Ca-суглинок | 25,0 | 0,1 | 0,1 | —0,28 | —0,27 |
| Раствор $CaCl_2$ | — | 0,2 | — | —0,50 | — |
| Бескудниковский Ca-суглинок | 24,5 | 0,2 | 0,2 | —0,50 | —0,51 |
| | 27,7 | 0,2 | 0,19 | —0,48 | —0,48 |
| Раствор $CaCl_2$ | — | 0,4 | — | —0,99 | — |
| Бескудниковский Ca-суглинок | 24,0 | 0,4 | 0,4 | —0,99 | —0,95 |
| | 28,0 | 0,4 | 0,37 | —0,89 | —0,88 |
| | 30,0 | 0,4 | 0,4 | —0,99 | —0,96 |
| Раствор $CaCl_2$ | — | 0,8 | — | —2,05 | — |
| Бескудниковский Ca-суглинок | 25,0 | 0,8 | 0,76 | —1,94 | —1,93 |
| | 26,0 | 0,8 | 0,71 | —1,82 | —1,79 |
| | 29,5 | 0,8 | 0,78 | —2,00 | —1,96 |
| | 30,0 | 0,8 | 0,77 | —1,97 | —1,91 |
| Раствор NaCl | — | 0,25 | — | —0,89 | — |
| Бескудниковский Na-суглинок | 28,0 | 0,25 | 0,26 | —0,93 | —0,91 |
| Бескудниковский Na-суглинок | 29,0 | 0,0 | — | — | —0,29 |
| Кудиновская Ca-глина | 31,0 | 0,0 | — | — | —0,28 |
| | 35,0 | 0,0 | — | — | —0,18 |
| | 44,0 | 0,0 | — | — | —0,10 |
| Кудиновская Ca-глина | 39,0 | 0,2 | 0,22 | —0,55 | —0,87 |
| | 41,0 | 0,2 | 0,22 | —0,55 | —0,84 |
| Кудиновская Ca-глина | 36,0 | 0,8 | 0,8 | —2,05 | —2,04 |
| | 42,0 | 0,8 | 0,77 | —1,97 | —1,92 |

тонких пленках не противоречат полученным данным, так как в обоих случаях авторы имели дело не с температурой замерзания воды, а лишь с переохлаждением ее, которое при отсутствии центров кристаллизации может достигать значительной

величины. Температура же замерзания капиллярной воды, не содержащей солей, практически равна нулю градусов. Лишь в микрокапиллярах с радиусом порядка $10^{-5}$ см возможно небольшое понижение температуры замерзания воды за счет менисковых сил. При дальнейшем уменьшении радиуса капилляра все большее влияние на молекулы воды начинают оказывать электромолекулярные силы поверхности минеральных частиц и роль менисков сводится к нулю.

Большинство исследователей мерзлых грунтов основную роль в понижении температуры замерзания воды в грунтах отводят влиянию самой поверхности минеральных частиц. Так, Е. Юнг (Jung, 1932), Г. Бесков (Beskow, 1947), М. И. Сумгин и др. (1940), А. Е. Федосов (1942), П. И. Андрианов (1946), Н. А. Цытович (1951) и др. объясняют понижение температуры замерзания воды в грунтах, не содержащих водорастворимых солей, влиянием электромолекулярных (или адсорбционных) сил поверхности минеральных частиц. Но это положение до сих пор оставалось экспериментально не доказанным.

В книге А. А. Роде «Почвенная влага» (1952) дано хорошее обобщение работ по вопросу о связи воды с поверхностью, но вопрос о температуре замерзания связанной воды совершенно не освещен. В отношении природы связи молекул воды с поверхностью наиболее интересной является точка зрения А. В. Думанского и М. В. Чапека (1934, 1936, 1937), а также Л. Д. Бевера и Г. Ф. Винтеркорна (1937), которые высказали мысль, что существует одновременно два способа (или механизма) связывания воды глинистыми частицами: с одной стороны, молекулы воды могут ориентироваться непосредственно вокруг поверхности минеральных частиц под действием электромолекулярных сил, а с другой,— связываться ионами диффузного слоя.

Необходимо было подтвердить существование этих двух механизмов связывания воды поверхностью, выяснить значимость каждого из них и установить их роль в понижении температуры замерзания воды в грунтах.

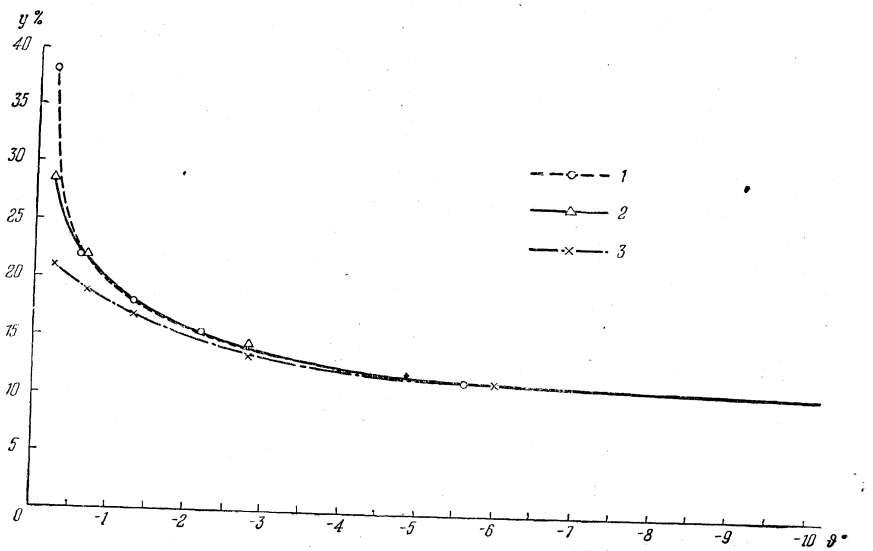
Выяснить роль диффузного слоя ионов в связывании воды и понижении температуры замерзания ее и оценить его значимость в этом процессе можно было путем сжатия этого слоя ионов раствором электролита изоэлектрической концентрации. Поскольку при внесении в грунт раствора электролита диффузный слой ионов подавляется, т. е. один из механизмов связывания воды выключается, то засоление грунта должно привести к уменьшению количества воды, связанной поверхностью минеральных частиц.

Исходя из этих соображений, были проведены опыты по определению калориметрическим методом в цикле оттаивания



количества незамерзшей воды в кудиновской Са-глине, увлажненной дистиллированной водой и 0,02 н. раствором $CaCl_2$[1] (см. в табл. 2 данные для кудиновской Са-глины и фиг. 1).

Действительно при температуре, близкой к нулю, суммарное количество незамерзшей воды в кудиновской Са-глине при воздействии на нее раствором $CaCl_2$ изоэлектрической концентрации уменьшается (табл. 2). Однако, как видно из таблицы, при температуре ниже —1° количество незамерзшей




Фиг. 1. Изменение количества незамерзшей воды в кудиновской Са- и Na-глине в зависимости от температуры:

*1* — Na-глина; *2* — Са-глина; *3* — Са-глина с подавленным диффузным слоем.

воды в обоих случаях остается величиной практически постоянной, несмотря на то, что при засолении грунта раствором $CaCl_2$ диффузный слой ионов подавляется и частицы грунта коагулируют. Можно считать, что при такой коагуляции в грунте, повидимому, не происходит заметного изменения величины поверхности, доступной для молекул воды. Разница же в количестве незамерзшей воды у некоагулированной и коагулированной глины, наблюдающаяся при высокой температуре, и может быть обусловлена влиянием ионов диффузного слоя.

Кроме того, влияние диффузного слоя ионов на количество незамерзшей воды отчетливо прослеживается при сопостав-

[1] Для кудиновской Са-глины близкая к изоэлектрической концентрация $CaCl_2$, определенная по порогу коагуляции, равна 0,02 н.

Таблица 2

**Содержание незамерзшей воды в грунтах при различной температуре в зависимости от катиона, насыщающего грунт**

| Температура, °С | Грунт | Количество незамерзшей воды, % к сухому грунту (среднее) | Грунт | Количество незамерзшей воды, % к сухому грунту (среднее) | Грунт | Количество незамерзшей воды, связанной с поверхностью минеральных частиц (за вычетом воды, связанной солью), % к сухому грунту (среднее) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| —0,2 | Бескудниковский Na-суглинок | 27,5 | Бескудниковский Са-суглинок | — | | |
| —0,3 | | (18,0) | | 15,9 | | |
| —0,5 | | 15,5 | | (14,0) | | |
| —0,7 | | (14,0) | | 13,0 | | |
| —1,1 | | 13,1 | | (12,0) | | |
| —2,2 | | 11,2 | | (11,0) | | |
| —2,9 | | (10,0) | | 9,9 | | |
| —5,2 | | 8,9 | | — | | |
| —6,2 | | — | | 8,4 | | |
| —26—30 | | 8,2 | | 8,5 | | |
| —0,25 | Кудиновская Na-глина | 38,3 | Кудиновская Са-глина | 28,4 | Кудиновская Са-глина +0,02н$CaCl_2$ (при отсутствии диффузного слоя ионов) | 20,8 |
| | | 22,0 | | | | 18,8 |
| —0,6—0,7 | | 18,0 | | 22,4 | | (17,0) |
| —1,3 | | | | (18,0) | | (14,8) |
| —2,2 | | 15,5 | | (15,5) | | |
| —2,8 | | (14,0) | | 14,5 | | 13,2 |
| —5,6—6,0 | | 11,7 | | 11,3 | | 11,0 |
| —10,2 | | — | | 9,3 | | 8,9 |
| —26,0 | | 7,7 | | 7,5 | | — |

Примечание. Цифры в скобках получены экстраполяцией.

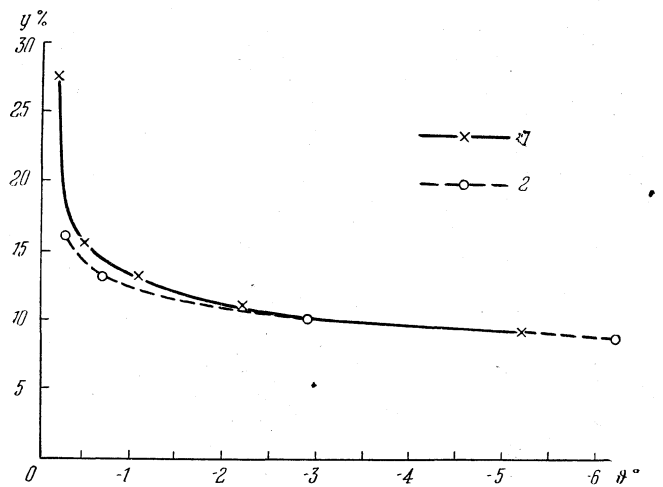
лении кривых незамерзшей воды, полученных калориметрическим методом для одного и того же грунта, насыщенного различными катионами — Ca и Na (см. табл. 2 и фиг. 1 и 2).

В бескудниковском Ca- и Na-суглинке, так же как и в кудиновской Ca- и Na-глине (фиг. 1 и 2) при температуре —0,5; —0,6° и ниже количество незамерзшей воды практически



совпадает, независимо от катиона, насыщающего грунт[1]. Различие же в количестве незамерзшей воды наблюдается лишь при более высокой температуре, что и следует отнести за счет влияния ионов диффузного слоя, толщина которого у Ca- и Na-грунтов различна.

Следовательно, влияние диффузного слоя ионов на понижение температуры замерзания воды в грунтах проявляется лишь в узком интервале температуры и не является решающим.




Фиг. 2. Изменение количества незамерзшей воды в бескудниковском Ca- и Na-суглинке в зависимости от температуры.

*1* — Na-суглинок; *2* — Ca-суглинок.

Поскольку влияние поверхности на количество незамерзшей воды не ограничивается влиянием ионов диффузного слоя, то, следовательно, должен существовать еще и другой механизм связывания воды поверхностью, обусловливающий понижение температуры замерзания воды в грунтах. Как было сказано выше, он может заключаться в ориентировании молекул воды непосредственно поверхностью минеральных частиц. Надо было выяснить его роль.

Известно, что при взаимодействии дисперсных тел с водой энергия связи выделяется при адсорбции не только первого слоя молекул воды, но и последующих, правда, меньшая по величине (Harkins and Jura, 1943). В связи с этим возможно

[1] Расхождение кривых на фиг. 2 при температуре ниже — 0°,5 лежит в пределах точности опыта.

образование вокруг минеральных частиц водной «пленки», состоящей из нескольких «слоев» молекул воды, ориентированных под действием электромолекулярных сил (ориентация должна облегчаться благодаря тому, что молекулы воды обладают большим дипольным моментом и легко соединяются в цепочки). В этой полимолекулярной «пленке» ориентированных молекул воды лишь первый слой, находящийся под непосредственным воздействием поверхности, прочно связан с ней силами Ван-дер-Ваальса. В последующих же «слоях» связи между молекулами воды не являются достаточно прочными и легко могут быть нарушены (эти «слои» относятся уже к рыхло- или слабосвязанной воде).

Многими исследователями (Думанский и Чапек, 1934, 1936, 1937; Дерягин, 1939; О. Нейман и Р. Нейман, 1938 и др.) показано, что введение в дисперсную систему раствора электролита вызывает не только подавление диффузного слоя ионов, но и дезориентацию молекул воды, адсорбированных поверхностью. Причем, чем выше концентрация раствора, тем сильнее проявляется его дезориентирующее действие и тем больше молекул рыхлосвязанной воды отрывается от поверхности частиц и связывается ионами электролита. При некоторой концентрации раствора электролита, связанным с поверхностью остается только слой прочносвязанной воды[1].

Однако все вышесказанное относится к талым грунтам, наша же задача заключалась в том, чтобы выяснить, насколько эти закономерности применимы к мерзлым грунтам.

В незасоленном мерзлом грунте содержится только две категории незамерзшей воды: вода прочносвязанная с поверхностью минеральных частиц (количество ее зависит от величины удельной поверхности грунта) и рыхлосвязанная вода, количество которой является функцией температуры. Рыхлосвязанная вода участвует в фазовых превращениях в области отрицательной температуры (Нерсесова, 1951). При температуре, близкой к нулю, количество рыхлосвязанной воды в несколько раз превышает количество воды прочносвязанной, а при низкой температуре эта категория воды полностью замерзает.

Чтобы выяснить, соответствует ли прочносвязанная вода в мерзлом грунте той же категории воды в талом, были проведены определения количества прочносвязанной воды для двух типов грунтов (бескудниковского суглинка и кудиновской глины). Определения проводились: для талого грунта — рефрактометрическим методом по «нерастворяющему объему»

[1] На этом, например, основан рефрактометрический метод определения связанной воды в дисперсных системах при положительной температуре.



при больших концентрациях соли, и для мерзлого грунта — калориметрическим методом:

а) по кривой незамерзшей воды при низкой температуре,

б) по расчету из калориметрических данных засоленных грунтов при больших концентрациях соли.

Рефрактометрический метод определения связанной воды по «нерастворяющему объему» разработан для талых грунтов А. В. Думанским (1937). Прочносвязанная вода является предельным значением «нерастворяющего объема» при больших концентрациях индикатора. В качестве индикатора для Na-грунтов применялся раствор NaCl, концентрации 0,5 н. Определения проводились при температуре 22—25°.

Возможность определения прочносвязанной воды в мерзлом грунте по калориметрической кривой, выражающей зависимость количества незамерзшей воды от температуры, обусловлена тем, что при достаточно низкой температуре в мерзлом грунте остается минимальное количество незамерзшей воды, практически не меняющееся с дальнейшим понижением температуры. Определения проводились при температуре —26, —30°.

Другой метод определения прочносвязанной воды в мерзлых грунтах — расчетный (аналогичен рефрактометрическому). Сущность его заключается в следующем: засоленный грунт замораживается при различной температуре и калориметрическим методом определяется суммарное количество незамерз-

Таблица 3

**Содержание прочносвязанной воды в грунтах, определенное различными методами**

| Грунт | Количество прочносвязанной воды, (% к сухому грунту), определенное: | | |
|---|---|---|---|
| | в талом грунте | в мерзлом грунте | |
| | по «нерастворяющему объему» | по кривой незамерзшей воды | по расчету из калориметрических данных засоленных грунтов |
| Бескудниковский Na-суглинок . . . | 8,2 | 8,3 | 8,5 |
| Кудиновская Na-глина . . . . . | 7,5 | 7,7 | 7,3 |

Примечание. Все данные являются средними из 6—7 определений. Точность опытов при определении прочносвязанной воды ±0,3%.

шей при данной температуре воды — $y$ ($\vartheta$). Затем расчетным путем определяется то количество воды, которое не замерзло при этой температуре из-за наличия в грунте соли — $y_c$ ($\vartheta$)[1].

Таблица 4

**Содержание различных категорий незамерзшей воды в засоленных грунтах при различной температуре**

| Грунт | Концентрация раствора соли, которым засолялся грунт | Температура, °С | Влажность грунта, % к весу сухого грунта | Равновесная концентрация соли, $C_р$, % (из таблицы) | Суммарное количество незамерзшей воды, % к весу сухого грунта | Количество незамерзшей воды, связанной солью, % к весу сухого грунта | Количество прочносвязанной воды, % к весу сухого грунта |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Бескудниковский Na-суглинок | 0,1 н. NaCl | —0,5 | 36,5 | 0,85 | 31,5 | 22,7 | 8,8 |
| | | | 36,6 | | 31,2 | 22,7 | 8,5 |
| | То же | —1,1 | 36,5 | 1,8 | 19,4 | 10,6 | 8,8 |
| | | | 36,5 | | 18,7 | 10,6 | 8,1 |
| | | | 36,5 | | 18,8 | 10,6 | 8,2 |
| | » | —2,2 | 36,4 | 3,6 | 13,4 | 5,2 | 8,2 |
| | | | 36,4 | | 14,0 | 5,2 | 8,8 |
| | » | —5,2 | 36,6 | 8,05 | 11,1 | 2,2 | 8,9 |
| | | | 36,7 | | 10,5 | 2,2 | 8,3 |
| | | | 36,4 | | 10,0 | 2,2 | 7,8 |
| | » | —30,0 | — | — | 8,3 | — | 8,3* |
| Кудиновская Na-глина | 0,5 н. NaCl | — 5,4 | 44,0 | 8,3 | 20,3 | 12,9 | 7,4 |
| | | —11,7 | 44,0 | 15,7 | 13,5 | 6,3 | 7,2 |
| | | — | 44,0 | — | 13,5 | 6,1 | 7,4 |
| | | —26,0 | 45,0 | — | 7,7 | — | 7,7 |

* Среднее из 8 опытов при температуре —30, —57°.

При вычитании $y_c$ ($\vartheta$) из $y$ ($\vartheta$) получается величина, равная количеству прочносвязанной воды — $y_п$ ($\vartheta$).

$$y_п(\vartheta) = y(\vartheta) - y_c(\vartheta).$$

Калориметрические определения проводились при различной температуре грунта от —0,5 до —30°.

[1] Такой расчет легко произвести, зная количество соли в образце и равновесную концентрацию раствора при данной температуре — $C_р$%. Эта концентрация определяется по таблице температуры замерзания раствора, которым засолялся грунт.



Результаты исследований, приведенные в табл. 3 и 4 показывают, что количество прочносвязанной воды в талых и мерзлых грунтах практически одинаково и не меняется в широком интервале отрицательной температуры.

Следовательно, количество прочносвязанной воды для данного грунта есть величина практически постоянная.

По А. В. Думанскому (1950), прочносвязанная вода представляет собой мономолекулярный слой строго ориентированных молекул воды, с большой энергией удерживаемых электромолекулярными силами поверхности[1]. Принимается, что прочносвязанная вода под действием сильного электромолекулярного поля поверхности минеральных частиц как бы перешла в «твердое» состояние уже при положительной температуре, поэтому и не участвует в фазовых превращениях при отрицательной температуре. В силу этого, определение прочносвязанной воды как незамерзшей — условно.

Иначе ведет себя рыхлосвязанная вода, которая, как уже отмечалось, замерзает постепенно с понижением температуры.

Выше было показано, что незамерзание некоторой части рыхлосвязанной воды обусловлено влиянием диффузного слоя ионов, окружающего минеральную частицу. Остальная же часть незамерзшей воды, согласно положению о двух механизмах связи воды с поверхностью, должна представлять собой воду, молекулы которой ориентированы поверхностью минеральных частиц. Если это верно, то количество ее должно уменьшаться при засолении грунта.

Для установления действия раствора соли на рыхлосвязанную воду в мерзлых грунтах были проведены специальные опыты по определению (калориметрическим методом) суммарного количества незамерзшей воды в засоленных Са- и Na-грунтах. В каждом опыте высчитывалось количество незамерзшей воды, связанной с солью, и по разности определялось количество воды, не замерзшей благодаря связи с поверхностью минеральных частиц (путь расчета тот же, что и при определении прочносвязанной воды — см. стр. 186).

Результаты опытов приведены в табл. 5 и 6. Из данных этих таблиц следует, что количество незамерзшей воды, связанной с поверхностью частиц, зависит от концентрации соли в грунте и от температуры, уменьшаясь с увеличением концентрации

[1] Описанные опыты, показывающие, что количество прочносвязанной воды остается практически неизменным в достаточно широком интервале температуры (от +25 до —30°), косвенно подтверждают гипотезу А. В. Думанского о мономолекулярности прочносвязанной воды, так как трудно предположить, что такой устойчивостью обладает полимолекулярная «пленка» воды.

и с понижением температуры до постоянной величины, равной количеству прочносвязанной воды.

Влияние соли (в количественном отношении) в различных грунтах неодинаково. Так, в бескудниковском суглинке, независимо от насыщающего его катиона (Ca или Na), уже 0,1 н. раствор электролита ($CaCl_2$ или NaCl) полностью разрушает,

Таблица 5

**Содержание незамерзшей воды различных категорий в кудиновской Na- и Ca- глине в зависимости от концентрации соли**

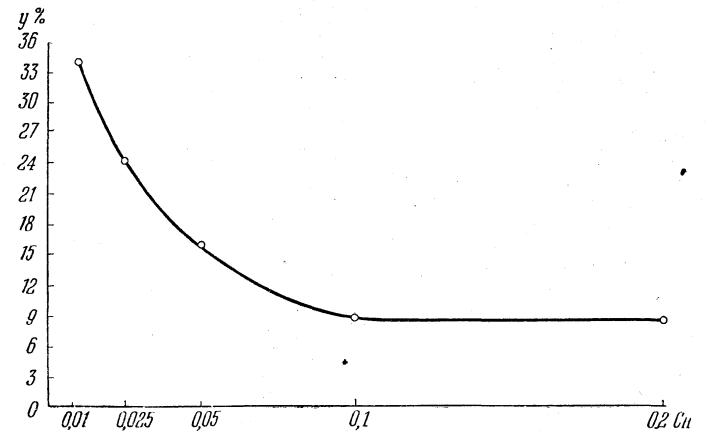
| Температура, °С | Грунт | Концентрация раствора, которым засолялся грунт | Влажность грунта, % к сухому грунту | Суммарное количество незамерзшей воды, % к сухому грунту (среднее) | Количество незамерзшей воды, связанной солью, % к сухому грунту (среднее) | Количество незамерзшей воды, связанной с поверхностью минеральных частиц, % к сухому грунту (среднее) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| —1,3 | Кудиновская Na-глина | 0,1 н. NaCl | 45,0 | 24,2 | 10,8 | 13,4 |
| —2,3 | | | 45,0 | 19,2 | 5,9 | 13,3 |
| —5,4 | | | 45,0 | 13,0 | 2,6 | 10,4 |
| —1,3 | | 0,25 н. | 44,0 | 36,2 | 26,7 | 9,5 |
| —2,4 | | | 45,0 | 24,8 | 14,6 | 10,2 |
| —5,4 | | | 45,0 | 16,5 | 6,5 | 10,3 |
| —2,6 | | 0,5 н. | 43,0 | 33,5 | 26,2 | 7,3 |
| —5,4 | | | 44,0 | 20,3 | 12,9 | 7,4 |
| —11,7 | | | 44,0 | 13,5 | 6,2 | 7,3 |
| — 0,24 | Кудиновская Ca -глина | 0,02 н. $CaCl_2$ | 41,0 | 31,5 | 10,7 | 20,8 |
| — 0,7 | | | 45,0 | 21,7 | 2,9 | 18,8 |
| — 3,0 | | | 45,0 | 13,9 | 0,7 | 13,2 |
| — 5,3 | | | 45,0 | 11,4 | 0,4 | 11,0 |
| —10,1 | | | 45,0 | 9,2 | 0,3 | 8,9 |
| — 2,9 | | 0,05 н. | 47,0 | 14,2 | 2,0 | 12,2 |
| — 6,7 | | | 47,0 | 10,6 | 0,9 | 9,7 |
| — 2,5 | | 0,1 н. | 41,0 | 15,1 | 4,1 | 11,0 |
| — 5,7 | | | 41,0 | 12,6 | 2,0 | 10,6 |
| —11,5 | | | 41,0 | 8,9 | 1,1 | 7,8 |
| — 2,4 | | 0,4 н. | 41,0 | 24,7 | 16,9 | 7,8 |
| — 5,5 | | | 41,0 | 15,2 | 8,0 | 7,2 |
| —11,7 | | | 41,0 | 10,8 | 4,5 | 6,3 |

дезориентирует «оболочку» рыхлосвязанной воды, и в грунте при любой температуре связанной с поверхностью остается лишь прочносвязанная вода, тогда как в кудиновской глине такое действие оказывает лишь раствор концентрации 0,4 н.



При концентрациях меньше указанных, происходит лишь частичная дезориентация периферийных слоев гидратной оболочки и с поверхностью грунтовых частиц остается связанной еще значительное количество рыхлосвязанной воды, убывающее с понижением температуры до величины, равной количеству воды прочносвязанной.

Подобная же картина изменения количества связанной воды в зависимости от засоления наблюдается и в талом грунте. Содержание связанной воды в талом Ca-суглинке при различных концентрациях $CaCl_2$ показано в табл. 7 и на фиг. 3.




Фиг. 3. Изменение количества связанной воды в бескудниковском Ca-суглинке в зависимости от концентрации раствора соли при температуре 22—25° С.

Определения количества связанной воды производились рефрактометрическим методом с помощью универсального рефрактометра *(ИРФ-23)*. Абсолютно сухой Ca-грунт увлажнялся раствором $CaCl_2$ различной концентрации, тщательно перемешивался и центрифугировался. По изменению концентрации раствора после взаимодействия его с абсолютно сухим грунтом рассчитывалось количество воды, связавшееся с поверхностью минеральных частиц.

Здесь, так же как и в мерзлом грунте, увеличение концентрации раствора соли сопровождается уменьшением количества рыхлосвязанной воды; и при концентрации $CaCl_2$, равной 0,1 н., в бескудниковском Ca-суглинке как при положительной, так и при отрицательной температуре связанной с поверхностью минеральных частиц остается только прочносвязанная вода.

Таким образом, процесс дезориентации молекул рыхлосвязанной воды ионами электролита как в талых, так и в мерз-

Таблица 6

**Содержание незамерзшей воды различных категорий в бескудниковском Са- и Na-суглинке в зависимости от концентрации соли**

| Температура, °С | Наименование грунта | Концентрация раствора, которым засолялся грунт | Влажность грунта, % к сухому грунту | Суммарное количество незамерзшей воды, % к сухому грунту (среднее) | Количество незамерзшей воды связанной солью, % к сухому грунту (среднее) | Количество незамерзшей воды, связанной с поверхностью минеральных частиц, % к сухому грунту (среднее) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| —0,27 | Бескудниковский Са-суглинок | 0,02 н. $CaCl_2$ | 36,0 | 17,7 | 6,7 | 11,0 |
| —0,7 | | | 35,0 | 12,1 | 2,1 | 10,0 |
| —2,9 | | | 36,0 | 10,6 | 0,5 | 10,1 |
| —6,2 | | | | 8,6 | 0,3 | 8,3 |
| —6,2 | Тоже | 0,2 н. $CaCl_2$ | 35,0 | 10,9 | 2,8 | 8,1 |
| —0,5 | Бескудниковский Na-суглинок | 0,1 н. NaCl | 36,5 | 31,3 | 22,7 | 8,6 |
| —1,1 | | | 36,5 | 19,0 | 10,6 | 8,4 |
| —2,2 | | | 36,5 | 13,7 | 5,2 | 8,5 |
| —5,2 | | | 36,5 | 10,5 | 2,2 | 8,3 |

лых грунтах аналогичен. И в том, и в другом случаях происходит дегидратация частиц грунта, вплоть до полного «разрушения» ориентированной рыхлосвязанной воды. Следовательно, механизм связи молекул воды с поверхностью в обоих случаях одинаков, и понижение температуры замерзания воды в грунтах может быть обусловлено ориентацией молекул воды поверхностью минеральных частиц.

Дезориентация рыхлосвязанной воды, вернее ее переориентация в лед, происходит и при промерзании незасоленного грунта. Понижение температуры в замерзающих грунтах, так же как и увеличение концентрации раствора соли, приводит к разрушению «пленки» рыхлосвязанной воды. В обоих случаях (и при промерзании и при засолении) влияние поверхности минеральных частиц на молекулы рыхлосвязанной воды оказывается слабее влияния внешних сил. Частицы грунта при этом дегидратируются.

Поскольку при определенной концентрации раствора соли в грунте (талом и мерзлом) связанной с поверхностью остается лишь прочносвязанная вода (табл. 5, 6, 7), можно предположить, что все остальное количество влаги в грунте при этих условиях будет представлять собой раствор, практически свободный от влияния поверхности. Тогда температура замерзания раствора соли в грунте должна зависеть только от его концентрации.



Таблица 7

**Содержание связанной воды в бескудниковском Са-суглинке в зависимости от концентрации раствора соли при температуре 22—25°**

| Грунт | Влажность, % к сухому грунту | Концентрация раствора $CaCl_2$ | Общее количество воды, связанной с поверхностью минеральных частиц, % к сухому грунту (среднее) |
|---|---|---|---|
| Бескудниковский Са-суглинок | 49,0 | 0,01 н. | 33,8 |
| | 71,0 | 0,025 н. | 24,1 |
| | 50,0 | 0,05 н. | 15,8 |
| | 50,0 | 0,1 н. | 8,5 |
| | 45,0 | 0,2 н. | 8,2 |

Правильность этого положения подтверждается приведенными ранее данными (табл. 1). Действительно наблюдается практически полное совпадение температуры начала замерзания свободного раствора и раствора той же концентрации в грунте. Исключением является лишь 0,2 н. раствор $CaCl_2$ в кудиновской Са-глине. В этом случае температура замерзания раствора в грунте оказалась значительно ниже, чем в свободном растворе. Это, вероятно, можно объяснить тем, что при 0,2 н. концентрации $CaCl_2$ в кудиновской Са-глине не происходит полного разрушения рыхлосвязанной воды и часть ее остается связанной с поверхностью, что и приводит к понижению температуры начала замерзания влаги в грунте. Кроме того, из данных табл. 1 видно, что если температура начала замерзания воды в незасоленном грунте зависит от его влажности, т. е. от силы связи молекул воды с поверхностью частиц, то температура начала замерзания раствора в засоленном грунте, при условии полной дезориентации молекул рыхлосвязанной воды, от влажности грунта не зависит и является только функцией концентрации (как и в свободном растворе). Это также свидетельствует о том, что при определенных условиях засоления грунта поверхность минеральных частиц практически перестает оказывать влияние на раствор, и он становится «свободным».

В заключение надо отметить, что полученные данные позволяют проследить некоторое влияние качества поверхности минеральных частиц на связывание воды и понижение ее температуры замерзания.

Так, анализируя данные табл. 2, можно заметить, что кудиновская глина и бескудниковский суглинок (независимо от насыщающего их иона), судя по количеству прочносвязанной воды, имеют близкую величину удельной поверхности. Однако количество воды, связанной благодаря ориентирующему действию поверхности, у них различно (у кудиновской глины около 22%, а у бескудниковского суглинка около 15%). Это, вероятно, и можно объяснить различным качеством поверхности минеральных частиц. Кроме того, влияние различного качества поверхности проявляется также и в том, что полная дезориентация рыхлосвязанной воды в бескудниковском суглинке вызывается раствором соли, концентрации 0,1 н. тогда как в кудиновской глине для этого необходим раствор 0,4 н. (табл. 5 и 6). О различном качестве поверхности минеральных частиц этих грунтов может свидетельствовать также и тот факт, что в бескудниковском суглинке практически вся рыхлосвязанная вода замерзает при температуре около —5°, а в кудиновской глине — только при —12° (табл. 5 и 6), т. е. энергия связи ориентированных молекул воды с поверхностью у этих грунтов различна.

## ВЫВОДЫ

1. Установлено, что поверхностное натяжение воды в капиллярах грунта, вызывающее образование менисков, не играет сколько-нибудь существенной роли в понижении ее температуры замерзания. Количество незамерзшей воды в грунтах при температуре от —0°,2 и ниже не зависит от наличия капилляров. При температуре выше —0°,2 влияние капилляров не исключается.

2. Понижение температуры замерзания воды в незасоленных тонкодисперсных грунтах обусловлено главным образом влиянием поверхности минеральных частиц на молекулы воды. При этом установлено, что влияние поверхности минеральных частиц на молекулы воды проявляется двояким образом: имеет место как непосредственная ориентация молекул воды поверхностью, так и связывание молекул воды ионами диффузного слоя.

Роль ионов диффузного слоя в понижении температуры замерзания воды в грунтах ограничивается узким интервалом температуры вблизи нуля. Так, в исследованных грунтах влияние ионов этого слоя на количество незамерзшей воды наблюдается примерно до температуры —0,5, —0°,6. При более низкой температуре в жидкой фазе может находиться только та часть рыхлосвязанной воды, молекулы которой ориентированы поверхностью минеральных частиц.



Различие в количестве незамерзшей воды в Na- и Ca-грунтах, наблюдающееся при температуре, близкой к нулю, обусловлено главным образом влиянием ионов диффузного слоя.

3. В мерзлом грунте, так же как и в талом, раствор электролита дезориентируетмолекулы рыхлосвязанной воды и приводит к дегидратации минеральных частиц.

В засоленном грунте при условии полной дезориентации рыхлосвязанной воды, вся влага (кроме прочносвязанной) представляет собой раствор практически свободный от влияния поверхности.

4. Прослеживается влияние различного качества поверхности минеральных частиц на связывание воды бескудниковским суглинком и кудиновской глиной.

5. Незамерзшая вода в незасоленном мерзлом грунте при температуре ниже —0°,2 представляет собой воду, прочно- и рыхлосвязанную с поверхностью минеральных частиц.

Рыхлосвязанная вода по механизму связи с поверхностью неоднородна и состоит из молекул, ориентированных непосредственно поверхностью минеральных частиц, и молекул, связанных ионами диффузного слоя.

## ЛИТЕРАТУРА


Андрианов П. И. Температуры замерзания грунтов. Изд. АН СССР, 1936.

Андрианов П. И. Связанная вода почв и грунтов. Труды Ин-та мерзлотоведения, АН СССР, т. III, 1946.

Бевер Л. Д., Винтеркорн Г. Ф. Водные свойства почв. Сб. под ред. Ф. Е. Колясева. М., Сельхозгиз, 1937.

Боровик-Романова Т. Ф. Переохлаждение воды в капиллярных трубках. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва. Часть физич., 1924, вып. I, № 56.

Гольдштейн М. Н. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. М., Трансжелдориздат, 1948.

Дерягин Б. В. К теории нерастворяющего объема. Коллоидный журнал, 1939, т. V, вып. 4.

Думанский А. В. Гидрофильность коллоидов и связанная вода. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, сер. химич., 1937, № 5.

Думанский А. В. Теплоты смачивания и гидрофильность дисперсных систем. Коллоидный журнал, 1950, т. XII, № 5.

Думанский А. В. и Чапек М. В. Вода в почве и ее доступность растению. Изв. Гос. н.-и. ин-та колл. химии, вып. 2, 1934 (Воронеж).

Думанский А. В. и Чапек М. В. Коллоидно-химические исследования водных свойств торфа (сообщение I). Коллоидный журнал, 1936, т. II, вып. 2.

Думанский А. В., Чапек М. В. и др. Коллоидно-химические исследования водных свойств торфа (сообщение II). Коллоидный журнал, 1937, т. III, вып. 2.

Нейман О. В. и Нейман Р. Э. О применении теории Поляни к связыванию воды. Коллоидный журнал, 1938, т. IV, вып. 1.

Нерсесова З. А. Изменение льдистости грунтов в зависимости от температуры. Докл. АН СССР, 1950, т. 75, № 6.

Нерсесова З. А. О таянии льда в грунтах при отрицательных температурах. Докл. АН СССР, 1951, т. 79, № 3.

Нерсесова З. А. Фазовый состав воды в грунтах при замерзании и оттаивании. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. I. Изд. АН СССР, 1953.
Роде А. А. Почвенная влага. Изд. АН СССР, 1952.
Сумгин М. И. Метод замораживания воды в пленочном состоянии. ЦИАТ. Сб. Грунты, грунтовые и гравийные дороги. М., Гострансиздат, 1932.
Сумгин М. И. и др. Общее мерзлотоведение. Изд. АН СССР, 1940.
Федосов А. Е. Фазовый состав мерзлых грунтов. Сб. Исследование вечной мерзлоты в ЯАССР, вып. 1, Якутск, 1942.
Цытович Н. А. Тезисы докладов на конференции по развитию производительных сил ЯАССР. Изд. АН СССР, 1941.
Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах. Изв. АН СССР, серия геофиз. и геогр., 1945, т. IX, № 5—6.
Цытович Н. А. Механика грунтов. М., Гос. изд-во лит-ры по строит. и архит., 1951.
Beskow G. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads. With a special supplement for the English translation of progress from 1935 to 1946; Evanston, Illinois, 1947.
Bouyoucos G. J., McCool M. M. Further studies on the freezing point lowering of soils. Mich. Agr. Exp. St. Techn. Bull., 1916, v. 31.
Harkins W. D. and Jura. J. Chem. Phys., 1943, v. 11 (цит. по А. В. Киселеву — Успехи химии, 1945, т. XIV, вып. 5).
Jung E. Weiterer Beitrag zur aggregierenden Einwirkung des Frostes auf den Erdboden. Zschr. für Pflanz., Düng. und Bodenk., 1932, Bd. 24, H. 1—2.

О. С. КОННОВА

# НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

## Основные задачи исследования

Исследование строения мерзлых пород микроскопическим методом необходимо для выяснения механизма и условий образования криогенных текстур и структуры льда, а также для правильного объяснения и использования особенностей физических и механических свойств мерзлой породы в практических целях.

Как известно, в процессе промерзания увлажненной рыхлой породы происходит цементация минерального скелета льдом и образование ледяных включений, которые разделяют минеральную часть, образуя ту или иную криогенную текстуру породы.

В природе процесс формирования мерзлых пород и образование разнообразных по форме, ориентировке, размерам и строению ледяных включений связан с миграцией воды в замерзающем слое и зависит в первую очередь от температурного градиента, степени водонасыщенности породы, ее минералогического состава, а также и от других условий.

Образование той или иной структуры ледяных включений, разнообразие их форм, мощности и ориентировки обусловлено рядом физико-химических процессов, возникающих под влиянием тепловых изменений в промерзающей рыхлой породе (подробно о типах криогенной текстуры и структуры, а также об условиях их образования смотри раздел 1, главу 3 «Строение мерзлых пород» — П. А. Шумский).

В настоящей работе под криогенной структурой породы подразумеваются особенности ее строения, обусловленные размерами и формой составных частей (частиц минерального скелета, кристаллов льда, ячеек и пленок жидкости); под криогенной текстурой — особенности строения породы,

создаваемые дифференциацией ее составных частей в пространстве и степенью заполнения ими пространства.

В настоящей работе приведены результаты микроскопического исследования строения искусственно замороженных пород — тяжелого пылеватого суглинка с нарушенным минеральным скелетом, гидрофобной смолы и отсортированного песка с размерами зерен 0,25—0,15; 0,50—0,25; 1,0—0,5; 1,5—1,0 мм, а также структуры шлиров сегрегационного льда и льда-цемента. Изучение указанных мерзлых пород производилось в тонких срезах. Всего было исследовано 45 шлифов. В программу исследования входило: фотографирование шлифов с поляроидной установкой и структуры льда в отдельных участках под микроскопом, исследование шлифов на плоском и универсальном столиках поляризационного микроскопа, в результате чего была исследована структура 243 ледяных шлиров, в которых определена форма, размер и ориентировка оптических осей 890 ледяных кристаллов. Обработка данных измерения кристаллографической ориентировки проводилась по методу В. Шмидта, в результате чего составлено 18 стереограмм.

Перейдем к рассмотрению результатов исследования строения мерзлых пород и сегрегационного льда.

## 1. ПЫЛЕВАТЫЙ СУГЛИНОК С НАРУШЕННЫМ СЛОЖЕНИЕМ МИНЕРАЛЬНОГО СКЕЛЕТА

Исследование текстуры и структуры ледяных включений в пылеватом суглинке с нарушенным минеральным скелетом нами проводилось в образцах искусственно замороженных с различной скоростью и имеющих различную степень водонасыщенности. Всего было заморожено 7 образцов, из которых был приготовлен и исследован 21 шлиф. Все образцы замораживались односторонне в фреоновом шкафу с помощью прибора, обеспечивающего заданный температурный градиент.

С начальной влажностью 52,7—51,0% было заморожено 5 образцов при температуре от —52 до —50°; от—27 до —25°; от —11 до —10°; от —6 до —5° и от —2 до —1° С. С начальной влажностью 39—35% заморожено два образца при температуре от —6 до —5° и от —2 до —1° С.

В табл. 1, приведены некоторые данные о текстуре искусственно замороженных образцов. Из этой таблицы видно, что образцы, замороженные при температуре от —52 до —50° и от —27 до —25°С, имели массивную текстуру[1].

[1] Мерзлые породы, не содержащие других видов льда, кроме льда-цемента, обладают массивной текстурой.



Таблица 1

**Данные о криогенных текстурах пылеватого суглинка, искусственно замороженного в образцах при двух степенях увлажнения**

| № образца | Начальная влажность, % к весу сухого грунта | Температура воздуха, °С | Криогенная текстура породы | Мощность ледяных шлиров, мм | Высота выпученной поверхности, мм | Характер изменения поверхности образца |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 52,7 | —50,—52 | Массивная | — | — | Углубление 0,5 мм в форме эллипса |
| 2 | 52,0 | —25,—27 | Массивная | — | 6—7 | Выпуклость в форме эллипса |
| 3 | 51,0 | —10,—12 | Вертикально перистая; вертикальные шлиры не параллельны друг другу; в верхней части образца горизонтально-слоистая текстура | 0,3—1,0; преобладает 1 | 1,0 | Выпуклость в форме эллипса |
| 4 | 35,0 | — 5,— 6 | Неправильно сетчатая; в верхней части образца горизонтально и косослоистая текстура за счет более мощных ледяных шлиров | 0,5—1,0; преобладает 1,0 | 3 | Ледяная корка по краям на 1,5 см, мощностью 3—5 мм |
| 5 | 52,0 | — 1,— 2 | Неправильно сетчатая; по краям вертикально перистая изменяется до вертикально слоистой в нижней части. Вверху образца отдельные участки породы между крупными шлирами горизонтально слоистой текстуры | 0,3—1,5; преобладает 1,0 | 3—8 | Неровная поверхность |
| 6 | 39,0 | — 1,— 2 | Неправильно сетчатая; до краям вертикально перистая; в верхней части образца горизонтальная косослоистая за счет более мощных ледяных шлиров | 0,5—1,5; преобладает 1,0 | 3—5 | Неровная поверхность |

Таблица 1 (окончание)

| № образца | Начальная влажность, % к весу сухого грунта | Температура воздуха, °С | Криогенная текстура породы | Мощность ледяных шлиров, мм | Высота выпученной поверхности, мм | Характер изменения поверхности образца |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 7 | 50,4 | — 5; — 6 | Вертикально перистая текстура — переходная между слоистой и порфировидной; вертикальные шлиры параллельны друг другу; по простиранию шлиры короткие и непараллельные | 0,5—1,5 | 2 | Почти в центре два углубления |

Массивная текстура свойственна большинству песков и грубоскелетных пород, глинистым и пылеватым породам с влажностью, не превышающей максимальной молекулярной влагоемкости, породам, промерзающим очень быстро или под большим давлением вышележащих толщ. Образование массивной текстуры в этих образцах обусловлено тем, что при очень быстром охлаждении влага фиксировалась в порах породы в виде кристаллов льда, цементируя минеральный скелет. Кристаллизационная дифференциация (льдовыделение) при этом отсутствовала.

Криогенная текстура образца. Образец № 3 с начальной влажностью 51% замораживался при температуре воздуха от —12 до —10°. В верхней части образца образовалась неправильная горизонтальная слоистая текстура за счет тонких коротких ледяных шлиров, расположенных горизонтально и наклонно к поверхности охлаждения. Угол падения этих шлиров изменяется от 15° в центральной части образца до 40° в краевой. Ниже поверхности на 2—3 см, более мощные ледяные шлиры с еще большим углом падения от краевой части к центру образца образовали вогнутую сверху вниз границу раздела льда с вмещающей породой. Образование такой границы, как видно, связано с наличием изотермической поверхности в результате неравномерного промерзания образца и обусловлено особенностями распределения внутренних напряжений.



Такая граница образовалась во всех образцах, кроме образца № 7.

Ниже указанной границы и особенно в краевой части образца образовалась тонкая вертикально-перистая текстура.

Минеральный скелет имел много пор, которые сосредоточены ближе к границе ледяных шлиров. Поры имеют вытянутую и главным образом сферическую форму. Размер пор, как и мощность ледяных шлиров, колеблется от 0,3 до 1 мм. Вытянутость пор в большинстве случаев совпадает с ориентировкой шлиров. Наличие сферических пор в участках образца с массивной текстурой и удлиненных на границе с сегрегационным льдом дает основание предполагать, что образование воздушных пор связано с процессом кристаллизации воды.

В пылеватом суглинке, как дисперсной породе с тонкими порами, вся вода, или значительная ее часть, связана поверхностью скелета. При промерзании такой сильно увлажненной породы в процессе кристаллизации происходит уменьшение толщины лиосорбированных пленок и увеличение объема замерзающей воды. Эти процессы сопровождаются более или менее значительным перераспределением влаги в породе. Вода лиосорбированных пленок содержит воздух, который в процессе кристаллизации выталкивается из льда.

Таким образом, можно предположить, что образование пор происходило при выделении воздуха, растворенного в воде, и воздуха, защемленного пленками до промерзания. Образование удлиненных воздушных пор происходит на границе с сегрегационным льдом. Тонкая вертикально-перистая текстура особенно ясно наблюдается в шлифах, фотографии которых приведены на фиг. 1.

### Криогенная текстура породы в шлифах и структура льда

Шлиф № 1, вырезанный в горизонтальной плоскости, содержит 16 ледяных шлиров, которые составляют 6,2% от всей площади. Шлиры имеют форму неправильных линз, образуя неправильно-сетчатую текстуру. Некоторые шлиры загрязнены минеральными частицами. Большинство шлиров вытянуты косо под углом 20—45° по направлению $a$[1]. Ледяные шлиры обычно имеют мощность 0,2—1,2 мм, но преобладает мощность 0,3 мм. Распределение их более или менее равномерное.

[1] В шлифах мерзлой породы вертикальное направление, которое совпадает с направлением теплового потока, оказывающего влияние на формирование криогенной текстуры, обозначено буквой $c$, направления $a$ и $b$ выделяются условно и физического различия не имеют.

Граница раздела ледяных шлиров с вмещающей породой в большинстве резкая. Имеются участки с нечетко выраженной границей раздела; лед в таких местах загрязнен минеральными частицами. Размер кристаллов изменяется в следующих пределах: минимальный — от 0,02 до 0,16 мм², максимальный — от 0,12 до 1,28 мм². Кристаллы льда в шлирах изометричные и удлиненные.

Шлифы № 2 и № 3, вырезанные в вертикальной плоскости (*ac* и *bc*) содержат вертикально - перистые шлиры и порфировидные включения льда. Большинство шлиров ориентированы косо к направлению промерзания и почти параллельны друг другу. Многие шлиры имеют прерывистый характер, но вертикальные — обычно бывают удлиненной формы и более мощные. Наблюдается преобладание укороченных шлиров и равномерное распределение их в породе (особенно в шлифе № 3). Вытянутые шлиры представлены сравнительно крупными удлиненными кристаллами неправильной формы, размер которых колеблется от 0,04 до 1,36 мм². Порфировидные включения льда образованы мелкими изометричными кристаллами. Граница раздела льда с минеральным скелетом не везде ясно выражена. Отдельные участки льда загрязнены минеральными примесями. На фиг. 2 приведены микрофотографии порфировидных вкрапленников льда при 30-кратном увеличении.

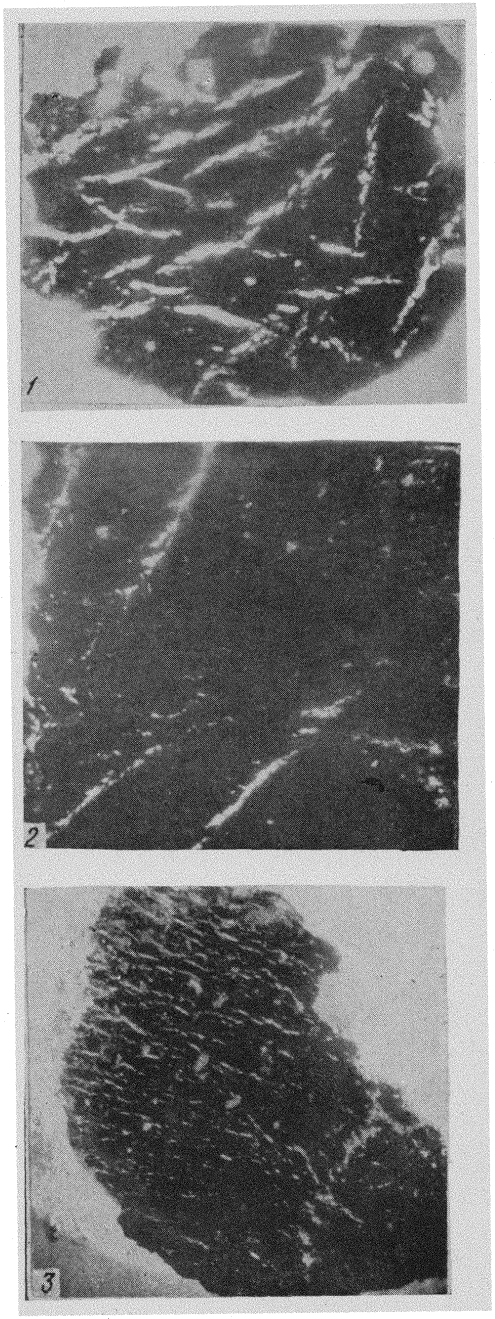
На снимках видно, что ледяные шлиры, в которых исследовалась структура льда, имеют различную форму, размер и ориентировку. Поэтому при исследовании льда нами выяснялась зависимость его структуры от формы, мощности и ориентировки самих ледяных шлиров, обусловливающих ту или иную криогенную текстуру породы и структуру льда.

Необходимым условием при этом должно являться, чтобы текстура породы в шлифах, в которых исследуется структура льда, соответствовала текстуре образца, а ледяные шлиры по форме, размеру и ориентировке были бы типичными шлирами образца.

Выполнение этих условий позволит связать полученные микроскопические данные о структуре льда в шлифах со структурой льда образца, из которого готовились шлифы и следовательно мерзлой толщи при выяснении изменения физико-механических свойств мерзлой породы в зависимости от строения породы и сегрегационного льда.

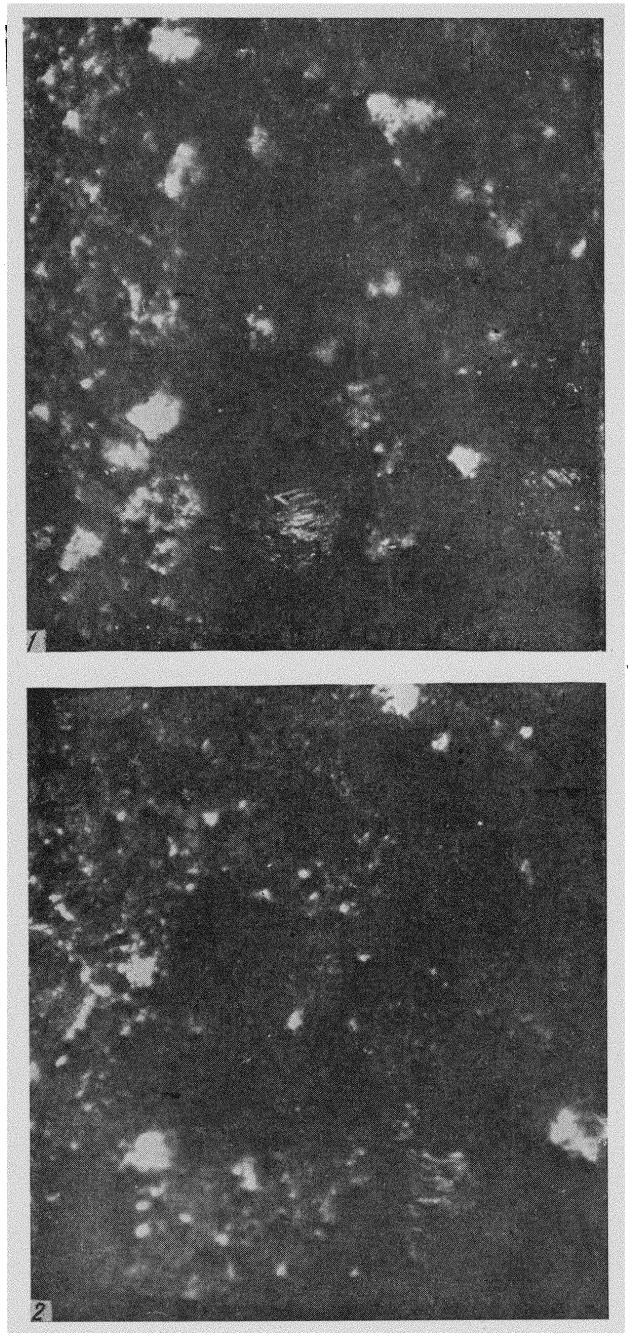
Из этого образца структура льда была исследована в 24 шлирах из 5 шлифов. Ориентировка этих шлиров в пространстве, нанесенная в виде плоскостей на стереограмму № 1 (фиг. 3), показывает, что в шлифах большинство ледяных шлиров (20 из 24), в которых исследовалась структура льда, имеют вертикальную и близкую к вертикальной ориентировку.






**Фиг. 1. Криогенная текстура породы в шлифах при 9-кратном увеличении.**

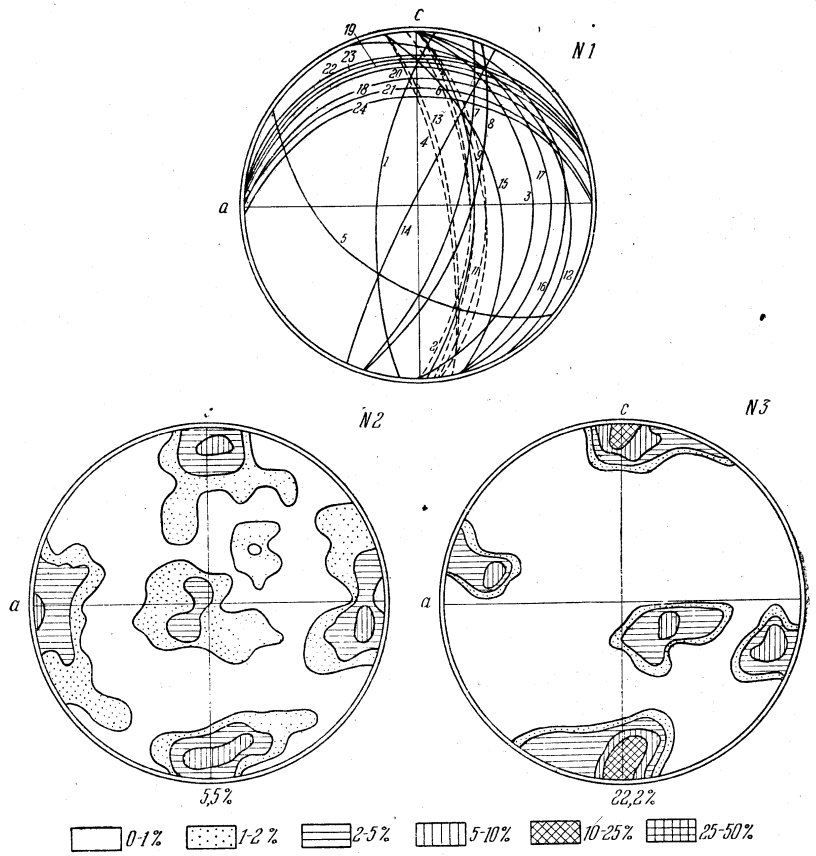
Шлиф. 1. *ав* в горизонтальном срезе, шлифы 2. *ас* и 3. *вс* в вертикальных срезах.



Фиг. 2. Микрофотографии порфировидных включений льда при 30-кратном увеличении из шлифов 2 *ac* и 3 *bc*.

Преобладание вертикальных шлиров объясняется тем, что из образца попали в шлифы типичные ледяные шлиры.

На стереограмме № 2 приведены данные ориентировки в пространстве главных осей 180 кристаллов льда. Стереограммы даны в одной проекции. Цифры внизу каждой стереограммы указывают наибольшую концентрацию точек. Разной штриховкой показана концентрация точек выхода главных кристаллографических осей на площади в 1% поверхности полусферы (в % от общего числа). Тонкие линии—линии равной концентрации точек; жирные линии—линии концентрации точек 1%.




Фиг. 3. Стереограмма №1 — ориентировка в пространстве 24 ледяных шлиров; стереограмма № 2 — ориентировка оптических осей кристаллов льда в пространстве; стереограмма № 3 — зависимость оптической ориентировки кристаллов от ориентировки ледяных шлиров.

На стереограмме № 2 можно выделить 3 слабо выраженных максимума по трем осям с концентрацией выхода осей от 3 до 5%.

Наибольшая концентрация выходов оптических осей, достигающая 5,5%, сосредоточена главным образом по оси *c* и значительно в меньшей степени по оси *a*.

Слабо выраженные максимумы указывают только на весьма незначительную упорядоченность главных осей кристаллов. Преобладает же хаотическая ориентировка зерен. На стереограмме № 3 приведены данные ориентировки 45 кристаллов из 7 шлиров, имеющих близкую ориентировку в пространстве и нанесенные пунктирной линией на стереограмме № 1.

Как видно, ориентировка главных осей кристаллов находится в зависимости от ориентировки самих ледяных шлиров.

Степень упорядочения ориентировки оптических осей кристаллов по направлению *c* больше, чем в предыдущей (№ 2) стереограмме.

Концентрация выхода оптических осей увеличилась в 4 раза и достигла 22,2%.

Образование вертикально-перистой криогенной текстуры как переходной от порфировидной до вертикально-слоистой в образце № 3, объясняется большой скоростью промерзания и неуплотненностью водонасыщенного суглинка.

Ледяные шлиры в большинстве своем имеют гипидиоморфно-зернистую и меньше аллотриоморфно-зернистую структуру[1].

Некоторые тонкие горизонтальные и вертикальные шлиры являются монокристаллами.

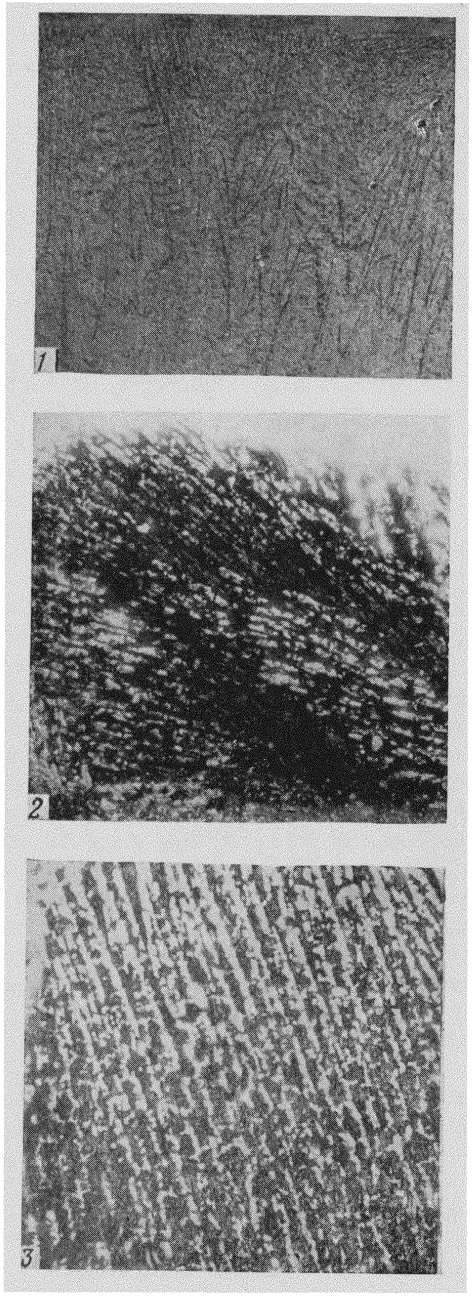
Данные стереограмм указывают, что ориентировка изометричных кристаллов льда в пространстве беспорядочная.

Перейдем к рассмотрению полученных данных из образца № 7, который имел также полную водонасыщенность, как и предыдущий образец.

Криогенная текстура образца. Образец №7 замораживался при температуре от —5 до —6°. На фиг.4 приведены фотографии текстуры этого образца и шлифов, в которых исследовалась структура льда. Как видно на фотографии, образец №7 имел тонкую вертикально-перистую криогенную текстуру. Вертикальные шлиры в большинстве своем параллельны друг другу. По простиранию шлиры короткие и не все параллельны. Из

[1] Аллотриоморфно-зернистая структура льда — структура, при которой кристаллы изометричные имеют неправильную форму, их кристаллографическая ориентировка беспорядочна. Гипидиоморфно-зернистая структура — промежуточная между аллотриоморфно-зернистой и призматически-зернистой. У льда гипидиоморфно-зернистая структура бывает двух типов: пластинчатая (зерна сплющены по главной оси) и столбчатая (зерна вытянуты по главной оси).






Фиг. 4. Криогенная текстура образца № 7 в вертикальной плоскости —*1* и текстура породы в шлифах № 18 — *2* и 20 — *3*.

верхней части этого образца было приготовлено 4 шлифа. Рассмотрим результаты исследования текстуры мерзлой породы и структуры льда в двух шлифах, которые являются типичными для остальных шлифов из этого образца.

Шлиф № 18, вырезанный в горизонтальной плоскости, содержит прерывистые шлиры, расположенные почти параллельно друг другу. Мощность их колеблется от 0,5 до 1 мм. Некоторые из них расположены друг к другу очень близко и сливаются в отдельных участках, чем нарушается их прямолинейность. Такие шлиры выделяются в двух участках шлифа (I и IV) и вытянуты по *b*. Преобладающая часть ледяных шлиров ориентирована косо по направлению *a* (III) и почти параллельно *a* (II). В некоторых местах наблюдаются порфировидные включения льда неправильно-круглой формы, кристаллы льда в них мелкие, изометричные. Отдельные участки ледяных шлиров загрязнены минеральными примесями. Лед составляет — 60% от всей площади шлифа. Границы раздела льда с вмещающей породой в большинстве ясно выражены.

Шлиф № 20, вырезанный в вертикальной плоскости характеризуется тонкой вертикально-слоистой текстурой породы. Лед составляет 31% от всей площади шлифа. Ледяные шлиры, вытянутые параллельно друг другу в направлении промерзания, образованы чистым льдом, без включений газа и имеют более тонкие боковые ответвления, ориентированные нормально к ним. Мощность ледяных шлиров колеблется от 0,5 до 1,0 мм. Граница раздела льда с вмещающей породой ясная. Большинство ледяных шлиров с прямолинейными границами. Отдельные участки шлиров имеют криволинейную границу раздела с породой. В местах, где ледяные шлиры сильно загрязнены минеральными частицами, наблюдаются порфировидные вкрапленники льда незначительного размера. Некоторые ледяные шлиры имеют прерывистый характер. Такой характер льдовыделения указывает на то, что в случае быстрого промерзания неуплотненной водонасыщенной породы преобладают более мощные ледяные шлиры, ориентированные по направлению промерзания. Отходящие от них тонкие шлиры ориентированы нормально к ним и к тепловому потоку будучи расположены по всей высоте образца. Это указывает на то, что их образование происходило одновременно.

Структура ледяных шлиров. Большинство шлиров состоит из крупных кристаллов пластинчатого типа, вытянутых в плоскости шлира. Их размер колеблется от 1 до 5 мм$^2$. Некоторые участки льда загрязнены минеральными частицами. Кристаллы в таких участках неправильной формы, с криволинейными гранями. Порфировидные вкрапленники

образованы мелкими изометричными кристаллами с более высокой интерференционной окраской, чем крупные кристаллы. Некоторые ледяные шлиры являются монокристаллами и имеют прерывистый характер, как и шлиры, состоящие из кристаллов пластинчатой формы. Такую структуру льда и преимущественный рост шлиров в направлении промерзания можно объяснить тем, что кристаллы имея наибольшую скорость роста в направлении промерзания, проникают в охлажденный слой породы и до зарождения в нем кристаллов с другой ориентировкой успевают подтянуть к себе большое количество влаги. Ориентированные в направлении потока холода ледяные шлиры проникают еще в талую породу с такой скоростью, что в ней не успевают зарождаться кристаллы с другой ориентировкой.

Передвижение впереди границы промерзания способствует подтягиванию влаги с боков, что ухудшает условия для зарождения и роста новых кристаллов.

Рост продолжается до тех пор, пока скорость поступления воды достаточна для компенсации выделяющейся теплоты кристаллизации. В тех местах, где равновесие между скоростью охлаждения и скоростью поступления воды нарушалось, промерзание проникало дальше, а прожилки прекращали свой рост.

Вновь появившиеся кристаллы разрастались в направлении промерзания по мере дальнейшего понижения температуры за счет оставшихся запасов воды данного слоя. В результате такого процесса ледяные шлиры, в том числе и монокристальные, имеют прерывистый характер.

В процессе промерзания образца количество и подвижность воды уменьшались, цементация частиц породы кристаллами льда усиливалась, в результате чего мощность ледяных шлиров постепенно уменьшалась сверху вниз. В участках ледяных шлиров, сильно загрязненных частицами породы, встречаются порфировидные вкрапленники, которые образованы мелкими изометричными кристаллами. В этих участках на границе отдельных кристаллов, содержатся частицы породы. Структура льда и характер распределения порфировидных вкрапленников в мерзлом образце обусловлены большой скоростью промерзания, при которой отсутствовали в достаточной мере условия сегрегационного льдообразования, связанного с перераспределением влаги в породе.

В процессе формирования порфировидных вкрапленников внутри сильно увлажненной породы, каким был наш образец при быстром промерзании, первоначально зарождались мелкие кристаллики в более крупных порах. Те из них, которые зародились первыми, имели лучшие условия для развития.



Они росли быстрее, раздвигая породу в направлении роста и «подтягивали» к себе воду из окружающих более мелких пор. Будучи ориентированы беспорядочно в результате раздвигания ими породы, на границе таких кристаллов оставались минеральные частицы.

Кристаллы, зародившиеся позже, при более низкой температуре из-за недостатка влаги оставались мелкими, цементируя минеральные частицы.

Нами определялась ориентировка в пространстве ледяных шлиров, в которых исследовалась структура льда.

На стереограммах № 4 и № 7 (фиг. 5), нанесенная в виде плоскостей их ориентировка, обнаруживает полное соответствие текстуры породы в шлифах с текстурой породы образца, из которого готовились шлифы. Причем на стереограмму № 4 нанесена ориентировка в пространстве ледяных шлиров из горизонтального среза, а на стереограмму № 7 — из двух вертикальных срезов.

Ориентировка оптических осей кристаллов в пространстве приведена на стереограммах № 5 и № 8.

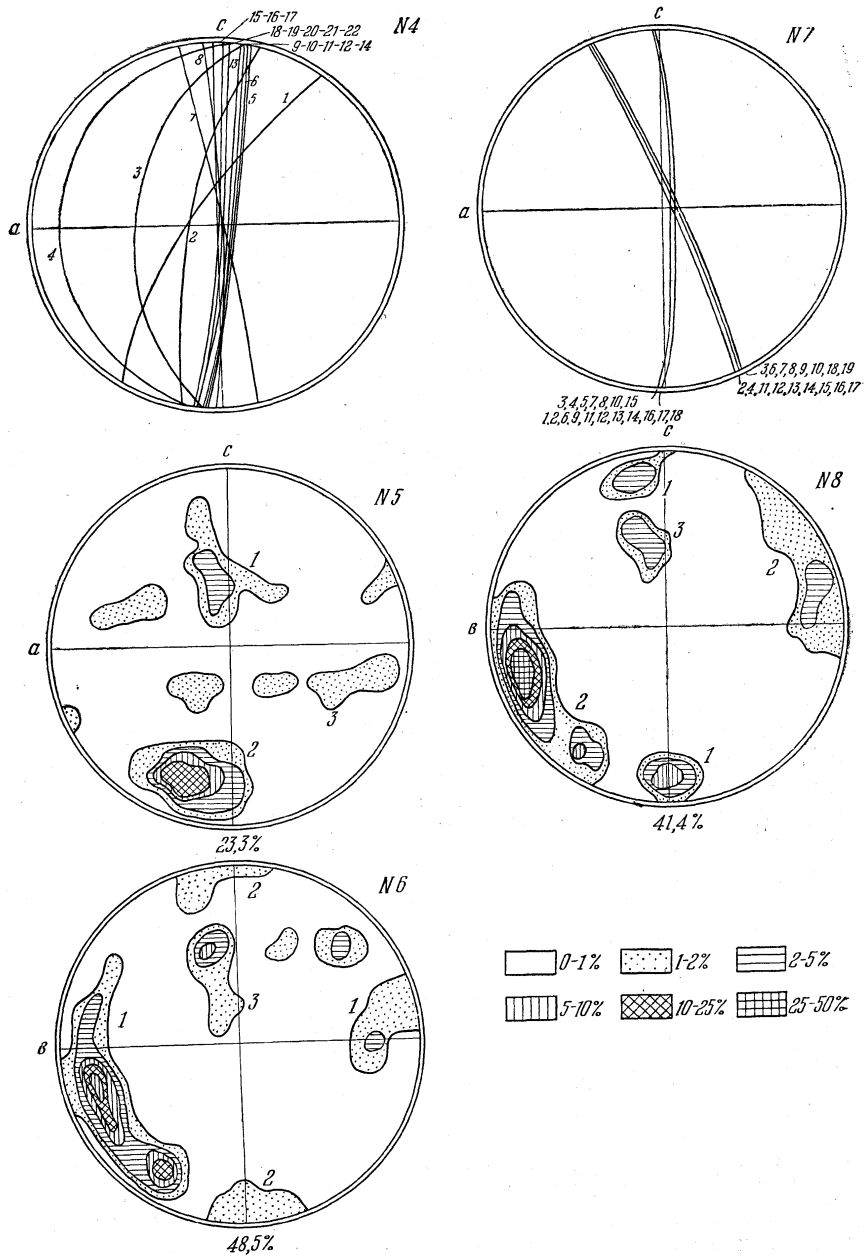
На стереограмме № 5, где нанесена ориентировка оптических осей 128 кристаллов, можно выделить три слабо выраженных максимума: 1 по направлению $b$ и 3 — по направлению $a$ с концентрацией выхода осей от 2 до 5% и максимум 2 по направлению $c$ с концентрацией выхода осей до 23%. Стереограмма показывает хаотическую, несколько упорядоченную по направлению $c$ ориентировку, т. е. ориентировку оптических осей кристаллов перпендикулярную к плоскости ледяных шлиров.

На стереограмме № 8 нанесена ориентировка оптических осей 140 кристаллов из вертикальных срезов. На ней можно выделить три максимума: 1 — по направлению $c$ с концентрацией выхода осей от 2 до 10%, 2 — по направлению $b$ с концентрацией выхода осей от 2 до 41,4% и максимум 3 —по направлению $a$ с концентрацией выхода осей от 2 до 5%.

Стереограмма показывает более упорядоченную по направлению $b$, т. е. по нормали к плоскости ледяных шлиров, ориентировку оптических осей. Ориентировка оптических осей в зависимости от ориентировки ледяных шлиров представлена на стереограмме № 6.

При составлении этой стереограммы шлиры взяты из шлифа в плоскости $bc$. На стереограмму нанесена ориентировка оптических осей 70 кристаллов из 17 шлиров с близкой пространственной ориентировкой.

Как видно на стереограмме, степень упорядочения ориентировки оптических осей кристаллов увеличилась и концентрация выхода осей достигла 48,5%.




Фиг. 5. Стереограмма № 4 — ориентировка в пространстве 22 ледяных шлиров из горизонтального среза; стереограмма № 7 — ориентировка в пространстве 37 ледяных шлиров из двух вертикальных срезов; стереограммы № 5 и № 8 — ориентировка оптических осей кристаллов льда в пространстве; стереограмма № 6 — зависимость оптической ориентировки кристаллов от ориентировки ледяных шлиров. Цифрами обозначены отдельные максимумы на стереограммах.

Анализируя полученные данные о текстуре образца и структуре сегрегационного льда, можно сделать следующие обобщения:

1) Тонкая вертикально-перистая криогенная текстура образца характеризуется ледяными шлирами преимущественно с гипириоморфно-зернистой структурой льда. Большинство кристаллов в этих шлирах имеют горизонтальную ориентировку главных осей в вертикальной плоскости (стереограмма № 8).

Участки ледяных шлиров с порфировидными вкрапленниками имеют аллотриоморфно-зернистую структуру с хаотической ориентировкой главных осей (стереограмма № 5).

2) Стереограммы показывают, что степень упорядочения оптической ориентировки монокристальных шлиров и зерен порфировидных вкрапленников меньше, чем кристаллов в шлирах гипидиоморфно-зернистой структуры. Причем в последних, как это показывает стереограмма № 8, большинство кристаллов ориентированы оптическими осями горизонтально, по нормали к плоскости ледяных шлиров и в меньшем количестве — вертикально (максимум 1).

Главные оси большинства монокристальных шлиров ориентированы в направлении нормали к поверхности замерзания, т. е. вертикально и в меньшем количестве горизонтально. Хаотическую ориентировку на стереограмме дают оптические оси мелких изометричных кристаллов.

3) При нанесении ориентировки кристаллов из ледяных шлиров гипидиоморфно-зернистой структуры с близкой пространственной ориентировкой, степень упорядочения оптических осей кристаллов увеличивается незначительно. Это указывает на то, что в процессе формирования тонких вертикально ориентированных ледяных шлиров, оптические оси кристаллов упорядочены преимущественно в одном направлении.

4) Тонкие вертикально ориентированные ледяные шлиры образованы чистым прозрачным льдом, без включений газа. В верхней части образца граница льда с вмещающей породой более ровная, в нижней части шлиры имеют изрезанную границу и несколько меньшую мощность.

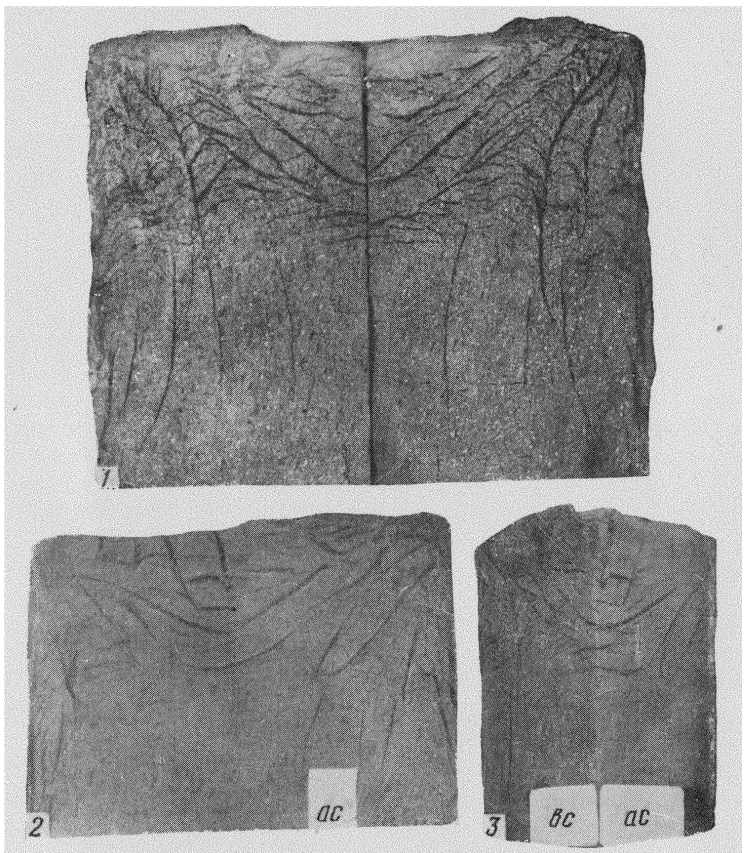
К р и о г е н н а я т е к с т у р а о б р а з ц а № 5. Образец № 5 с начальной влажностью 52% замораживался при температуре от —1 до —2° С, в результате чего образовалась неровная выпученная поверхность высотой 3—8 мм. На его стенках образовались монокристальные вертикальные шлиры. В вертикальном разрезе мерзлый образец имел неправильно-сетчатую криогенную текстуру. В краевой части образца текстура изменялась от вертикально-перистой в верхней части до вертикально-слоистой в нижней (фиг. 6). Как видно на фотографии,

ледяные шлиры в верхней части образца(фиг.6,*1*),ориентированные в направлении промерзания, с глубиной меняют свою ориентировку наклонно и перпендикулярно к направлению промерзания. В краевой части образца ориентировка ледяных шлиров в направлении промерзания сохраняется, хотя и наблюдается незначительная вогнутость к центру образца. Образование вертикальных шлиров, совпадающих с направлением потока холода в краевой части образца и горизонтальноизогнутых шлиров, образовавших границу раздела с вмещающей породой на глубине 2—3 см от поверхности образца, как видно, связано с неравномерным промерзанием и наличием изотермической поверхности. Горизонтальные шлиры в верхней части образца образовались в результате послойного промерзания и подтягивания влаги из талого нижележащего слоя.

На глубине 4 см и ниже от поверхности образца ледяные шлиры отсутствуют, текстура в этой части образца массивная. Как и в предыдущем образце, в мерзлой породе наблюдаются сферические и продолговатые поры, расположенные на границе с ледяными шлирами и в участках образца с массивной текстурой. Преобладают сферические поры с диаметром 1 мм. На границе с тонкими шлирами поры вытянуты по направлению шлира. Их мощность колеблется от 0,5 до 1—2 мм. Из центральной части этого образца было приготовлено 4 шлифа в трех взаимно перпендикулярных срезах (№ 8, 9, 10, 11), в которых исследовалась структура сегрегационного льда. Текстура мерзлой породы в этих шлифах приведена на фиг. 7 при 9-кратном увеличении. Рассмотрим результаты исследования этих шлифов.

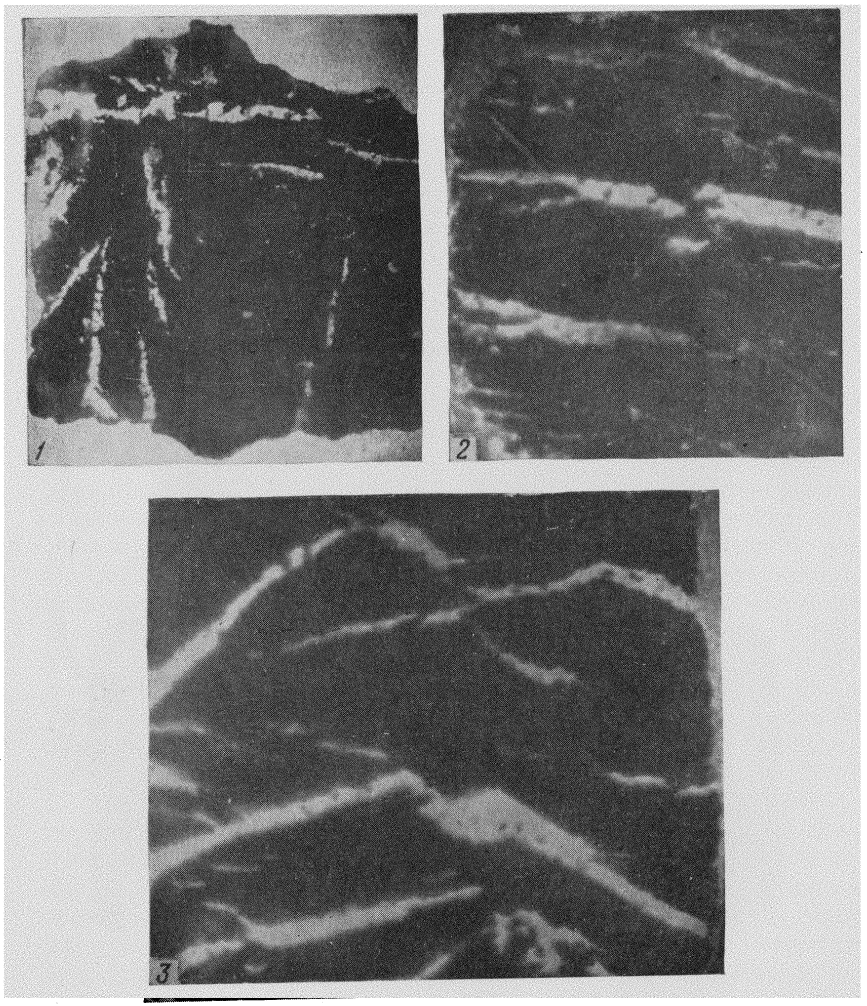
Шлиф № 8, вырезанный в горизонтальной плоскости, содержит ледяные шлиры в форме линз неправильной формы и прожилок, длина которых достигает 12,6 мм. Средняя мощность их колеблется от 0,8 до 1,8 мм. Прожилки и линзы имеют ясные очертания, границы их в большинстве ровные, ясно выраженные. Отдельные шлиры имеют неровную, с многочисленными извилинами границу. Некоторые участки льда загрязнены минеральными примесями в такой степени, что ледяные шлиры имеют прерывистый характер. Лед в этих шлифах составляет 7,8 и 9,3% от всей их площади.

Шлифы № 10, 11, вырезанные в вертикальной плоскости, имеют неправильную горизонтально-слоистую текстуру породы. В шлифе № 10 лед составляет 2,6% от всей площади, в шлифе № 11—7,04%. Мощность ледяных шлиров колеблется от 0,3 до 0,8 мм. В более мощных прямолинейных шлирах лед чистый. Только отдельные из них разделены породой. Тонкие шлиры имеют прерывистый характер и в большинстве загряз-




Фиг. 6. Криогенная текстура мерзлого образца № 5.

*1* — вертикальный срез в плоскости *bc*; *2* — вертикальный срез в плоскости *ac*; *3* — обе вертикальные плоскости.



Фиг. 7. Текстура породы в шлифах, вырезанных в горизонтальной — *1* (№ 8 *ab*) и вертикальной — *2*, *3* (№ 10, 11) плоскости при 9-кратном увеличении.

нены минеральными примесями. Граница раздела тонких шлиров с вмещающей породой нерезкая и не совсем прямолинейная. Во всех шлифах наблюдаются порфировидные включения льда незначительного размера.

Структура льда шлиров. Ледяные шлиры состоят из довольно крупных кристаллов с различной интерференционной окраской. Преобладают кристаллы с прямыми гранями, удлиненные в направлении, перпендикулярном к главной оси в плоскости шлиров. Средний размер кристаллов льда в отдельных шлифах (№№ 8, 10, 11) колеблется от 0,2 до 0,7 мм$^2$ и от 0,3 до 2 мм$^2$. В шлифе № 11 средний размер кристаллов изменяется от 0,4 до 11,6 мм$^2$.

Результаты исследования структуры льда в шлирах, обработанные статистически, показывают, что мощность ледяных горизонтальных шлиров больше, чем вертикально и косо ориентированных. По осредненным данным мощность горизонтально ориентированных шлиров изменяется от 0,53 до 1,3 мм, вертикально ориентированных от 0,38 до 0,54 мм. Средний поперечник кристаллов в большинстве случаев больше мощности шлира, и незначительное количество кристаллов имеет поперечник несколько меньше мощности шлира.

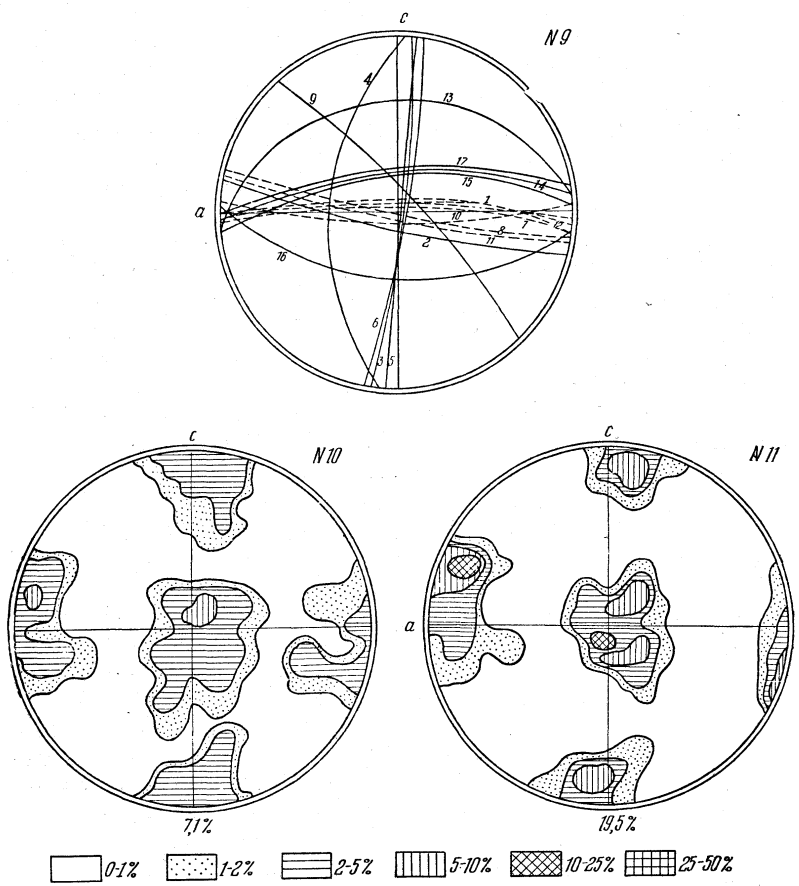
В шлирах, ориентированных горизонтально, среднее значение коэффициента удлинения кристаллов равно 1,3, в вертикально ориентированных шлирах — 1,5. Как видно, разная ориентировка шлиров исследуемого нами образца не сказывается на форме кристаллов. Во всех шлирах преимущественно сохраняется столбчатая форма кристаллов; коэффициент удлинения поперек шлира у кристаллов неодинаков, хотя отклоняется в незначительных пределах.

Структура льда была исследована в 17 шлирах. На стереограмме № 9 (фиг. 8) приведена ориентировка в пространстве этих шлиров. Как видно на стереограмме, преобладающее количество (12 из 17) шлиров имеют горизонтальную ориентировку. Пять шлиров имеют вертикальную и два шлира — косую, что вполне согласуется с текстурой образца и с кристаллографической ориентировкой зерен на стереограмме № 10.

На стереограмме, где нанесена ориентировка оптических осей 126 кристаллов, можно выделить три максимума по трем направлениям с концентрацией выхода осей от 2 до 7%. Ориентировка кристаллов хаотическая. Главные оси значительной части кристаллов почти перпендикулярны к плоскости шлиров.

На стереограмме № 11 нанесена ориентировка 46 кристаллов из 6 ледяных шлиров с близкой пространственной ориентировкой (нанесенные на 9 стереограмме прерывистыми плоскостями 1, 7, 8, 10, 11, 12), концентрация выхода оптических осей достигает 19,5%.

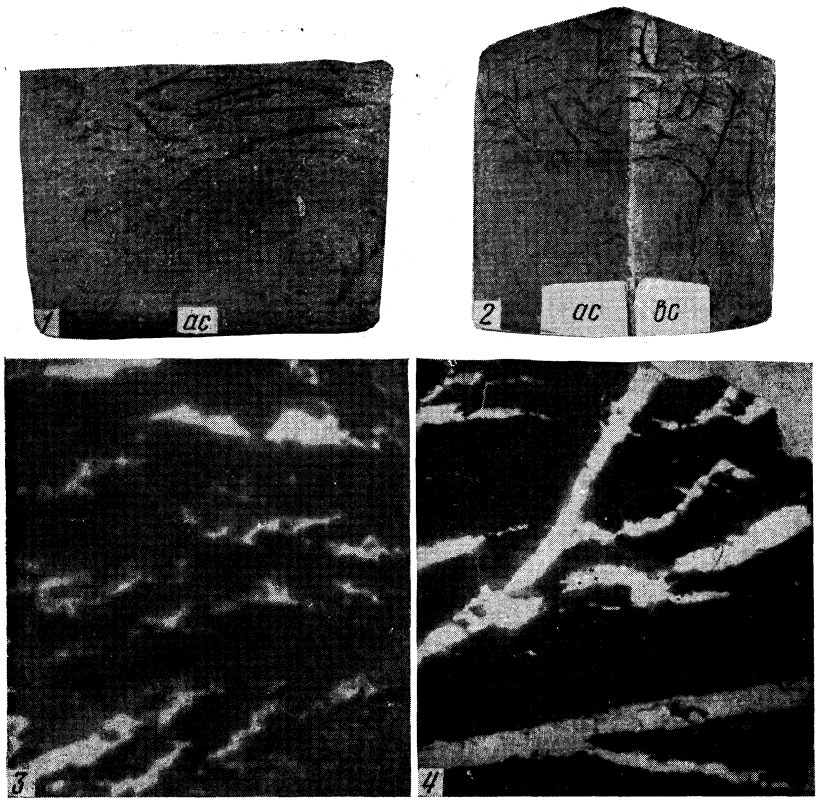
Итак, при замерзании пылеватой породы, имеющей полную влагоемкость при более высокой температуре получены следующие результаты:




Фиг. 8. Стереограмма № 9 — ориентировка ледяных шлиров в пространстве; стереограмма № 10 — ориентировка оптических осей кристаллов льда в пространстве; стереограмма № 11 — зависимость оптической ориентировки кристаллов от ориентировки ледяных шлиров.

1. Неправильно сетчатая криогенная текстура данного образца характеризуется ледяными шлирами гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфно-зернистой структуры. Большинство кристаллов в этих шлирах имеют хаотическую ориентировку. Стереограмма № 10 (фиг. 8) показывает незначительную






Фиг. 9. Криогенная текстура образца № 6 в вертикальном срезе (*1*, *2*) и в шлифах при 9-кратном увеличении (*3* — шлиф № 13; *4* — шлиф № 14).

упорядоченность осей в горизонтальном направлении, т. е. по нормали к плоскости шлиров.

2. Проявляется большая зависимость кристаллографической ориентировки зерен от ориентировки ледяных шлиров, хотя характер выхода оптических осей кристаллов остается таким же, как на предыдущей стереограмме. Это обстоятельство указывает на то, что при близкой пространственной ориентировке ледяные шлиры содержат кристаллы, главные оси которых ориентированы в трех направлениях.

3. Зависимость между мощностью шлира и его ориентировкой наблюдается незначительная и проявляется в таком порядке: наибольшую мощность (0,8 мм) имеют шлиры, ориентированные горизонтально направлению промерзания и меньшую мощность (0,49 мм) шлиры, ориентированные в направлении промерзания.

Перейдем к рассмотрению образцов, замороженных при меньшей начальной влажности.

Криогенная текстура образца № 6. Образец № 6 с влажностью 39% был заморожен при температуре от—1 до—2°С. На фиг. 9 приведены фотографии текстуры этого образца. Как видно на фотографиях, порода имеет неправильно-сетчатую криогенную текстуру, аналогичную текстуре образца № 5. Ледяные шлиры имеют мощность от 0,5 до 1,5 мм. Более мощные шлиры расположены ближе к поверхности охлаждения. Они занимают центральную часть образца. На границе шлиров наблюдаются крупные поры диаметром 1—2 мм. В этом образце, как и в образце № 7 была определена влажность мерзлых агрегатов, которая выражалась в 27% к весу сухой породы. Исследование строения мерзлой породы из этого образца проводилось в 5 шлифах. На фиг. 9 приведены фотографии 2-х шлифов, которые представляют типичную текстуру и структуру льда образца в целом.

Шлиф № 13, вырезанный в горизонтальной плоскости, содержит короткие шлиры неправильной формы с изрезанной границей. Большинство шлиров содержат минеральные включения. Некоторые из них загрязнены незначительно минеральными примесями. Лед составляет 6,3% от всей площади шлифа. Мощность ледяных шлиров колеблется от 0,15 до 0,7 мм. Кристаллы льда неправильной формы с криволинейными границами в местах контакта льда с вмещающей породой (верхнего и нижнего) довольно крупные. Отдельные шлиры образованы 2—3 кристаллами. Средний размер кристаллов колеблется от 0,8 до 2,56 мм$^2$. Между более мощными шлирами наблюдаются порфировидные вкрапленники льда, состоящие из мелких изометричных кристаллов.

Шлиф № 14, вырезанный в вертикальной плоскости, содержит прямолинейные изогнутые и ветвистые ледяные шлиры, ориентированные вертикально и косо к направлению промерзания. В отдельных участках шлиры разделяются минеральным скелетом. Границы льда с вмещающей породой ясно выражены. Отдельные участки льда содержат незначительные минеральные примеси. Лед составляет 6%. Мощность шлиров колеблется от 0,4 до 0,7 мм. Большинство кристаллов имеет столбчатую форму. Наблюдаются кристаллы неправильной формы, вытянутые в плоскости шлира, и мелкие изометричные.

Структура льда шлиров. В горизонтальном срезе короткие шлиры состоят преимущественно из 3—4 кристаллов, сравнительно крупного размера, неправильной формы с изрезанными границами.

Криволинейность границы на контактах льда с вмещающей породой можно объяснить тем, что в неуплотненной породе отдельные кристаллы с наиболее благоприятными условиями роста, прорастают по порам дальше других.

В вертикальных срезах кристаллы льда более крупные. По осредненным данным размер кристаллов колеблется в следующих пределах: в горизонтально ориентированных шлирах от 0,36 до 3,12 мм², в вертикальных — от 0,58 до 2,52 мм² и в шлирах, ориентированных косо,— от 0,37 до 1,36 мм². Преобладающее большинство кристаллов имеют поперечник в два раза больше мощности шлиров.

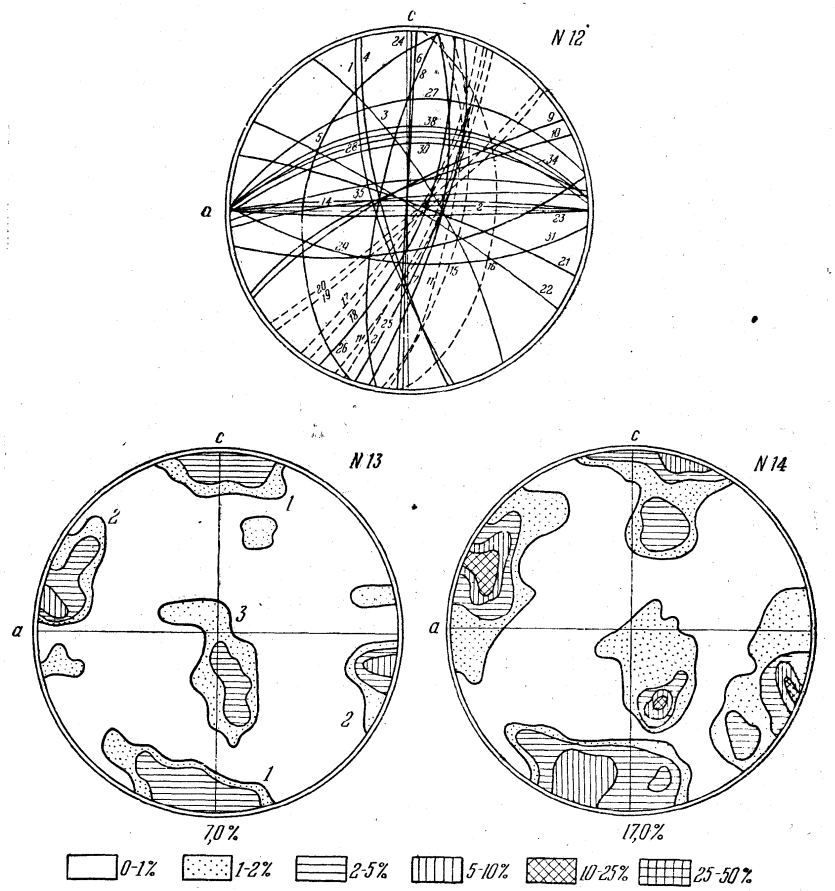
Тонкие шлиры состоят из кристаллов более или менее правильной столбчатой и преимущественно пластинчатой формы. Мощные шлиры имеют кристаллы, удлиненные в плоскости шлира, в большинстве неправильной формы. Отдельные участки состоят из изометричных кристаллов. Бо́льшая часть шлиров имеет гипидиоморфно-зернистую структуру, другая — аллотриоморфно-зернистую.

На фиг. 10 приведена ориентировка в пространстве этих шлиров в виде стереограммы и ориентировка оптических осей 125 кристаллов льда в них (стереограмма № 13).

Как видно на стереограмме № 12, ориентировка ледяных шлиров преобладает горизонтальная и вертикально-наклонная. Следовательно, шлиры, в которых проводилось исследование структуры льда, представляют типичные участки текстуры мерзлого образца. На стереограмме № 13, где нанесена ориентировка оптических осей в пространстве 125 кристаллов, можно выделить 3 слабо выраженных максимума по трем осям с концентрацией выхода осей от 2,0 до 7,8%, что указывает на хаотическую их ориентировку.

На стереограмме № 14 нанесена ориентировка 60 кристаллов из 9 шлиров с близкой пространственной ориентировкой (обозначенные прерывистыми плоскостями на стереограмме № 12— шлиры 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20). Степень упорядочения кристаллографической ориентировки увеличивается от 7,8 до 17.






Фиг. 10. Стереограмма № 12—ориентировка в пространстве 35 ледяных шлифов; стереограмма № 13—ориентировка оптических осей кристаллов льда в пространстве; стереограмма № 14—зависимость кристаллографической ориентировки от ориентировки ледяных шлиров. Цифрами обозначены отдельные максимумы на стереограммах.

Криогенная текстура образца № 4. Образец № 4 с начальной влажностью 35% замораживался при температуре от—5 до—6°. В мерзлом состоянии он имел неправильно-сетчатую текстуру, аналогичную текстуре образца № 6. На фиг. 11 приведены фотографии породы в шлифах.

Шлифы №№ 5, 6, 7, вырезанные из образца № 4 в трех взаимноперпендикулярных плоскостях, содержат прямолинейные ледяные шлиры, несколько утолщенные в средней части. Некоторые шлиры загрязнены минеральными примесями. Граница раздела льда с вмещающей породой в большинстве прямолинейна. Во всех трех шлифах имеются ледяные шлиры, которые прерываются минеральным скелетом. Лед от всей площади составляет в шлифе № 5—3,0%; в шлифе № 6—5,6%; в шлифе № 7—4,2%.

Мощность ледяных шлиров колеблется от 0,5 до 0,7 мм.

Структура льда шлиров. Структура льда исследовалась в 26 шлирах. В горизонтальном срезе бо́льшая часть шлиров содержит удлиненные в плоскости шлиров кристаллы. Остальные шлиры образованы столбчатыми кристаллами.

В вертикальных срезах все шлиры состоят из удлиненных кристаллов, расположенных в плоскости шлира. Размер кристаллов льда колеблется в больших пределах от 0,02 до 4,5 мм$^2$.

Из общего числа кристаллов преобладают кристаллы, имеющие размер 0,3 мм$^2$.

В участках, где ледяные шлиры имеют непрямолинейную границу, форма кристаллов неправильная. В тонких шлирах наблюдаются кристаллы пластинчатого типа. Нами была определена ориентировка в пространстве ледяных шлиров, в которых исследовалась структура льда. На стереограмме № 15 (фиг. 12) приведены результаты измерения 26 ледяных шлиров из трех взаимноперпендикулярных срезов (шлифов №№ 5, 6, 7).

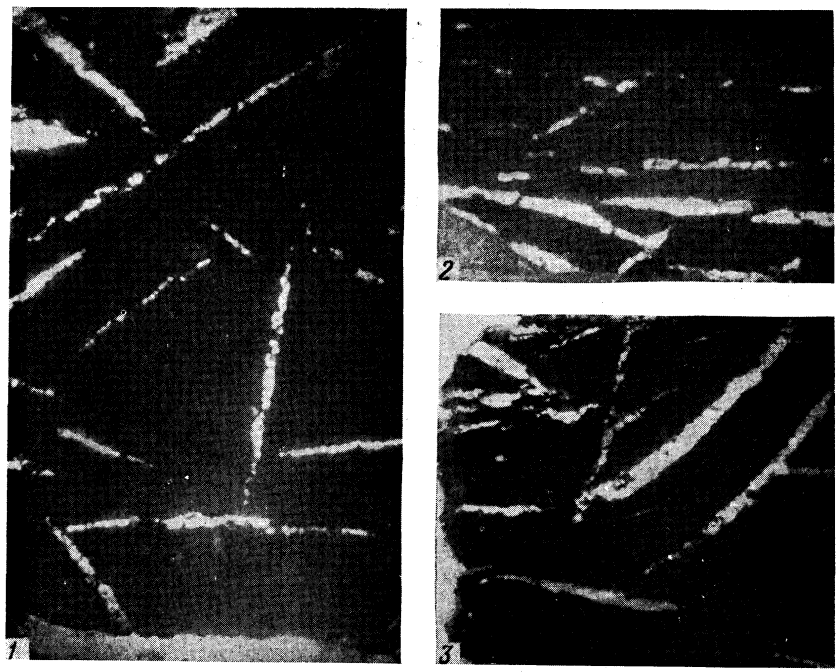
На стереограмме № 15 пространственная ориентировка ледяных шлиров нанесена в виде сплошных, прерывистых и цепочных плоскостей.

Ледяные шлиры, нанесенные в виде сплошных плоскостей (15 из 26), имеют горизонтальную, вертикальную и наклонную ориентировку в пространстве.

Ледяные шлиры (их 5), нанесенные на стереограмме в виде цепочных плоскостей, ориентированы вертикально с близким углом отклонения по осям H и N на универсальном столике Федорова. Наиболее близкую ориентировку в пространстве (горизонтальную) и незначительный угол отклонения по осям H и N имеют те ледяные шлиры (их 6), которые на стереограмме нанесены прерывистыми плоскостями.

Ориентировка оптических осей 130 кристаллов льда в этих ледяных шлирах нанесена на стереограмме № 16 (фиг. 12). На ней можно выделить 3 слабо выраженных максимума по трем осям с концентрацией выхода осей от 2 до 10%. Ориентировка кристаллов незначительно упорядочена по направлению *a*.

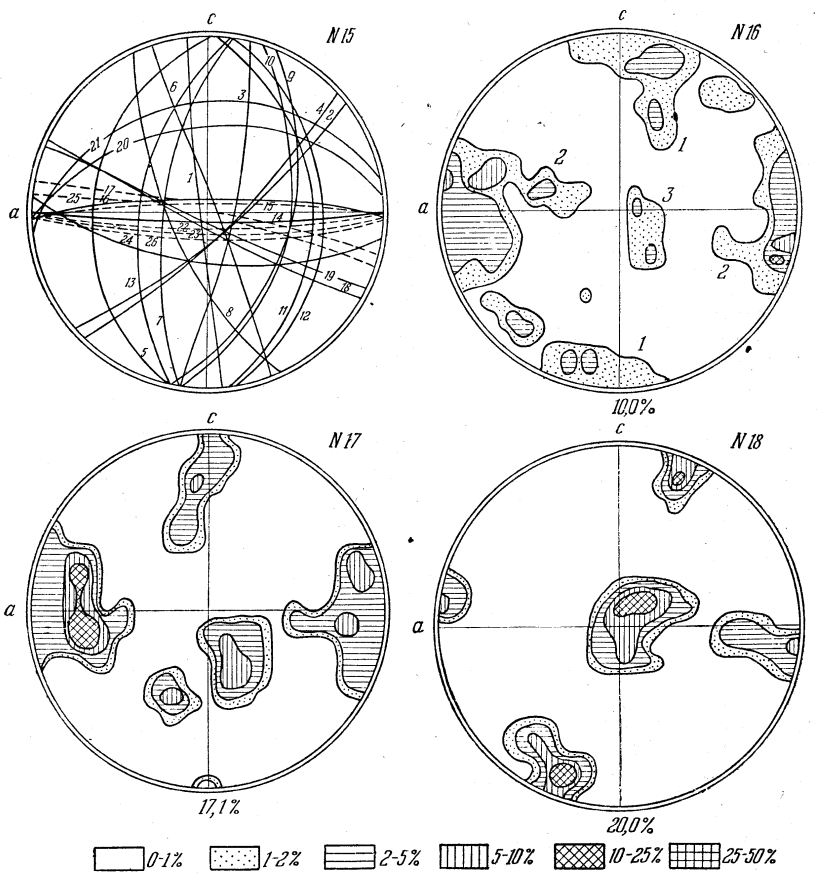





Фиг. 11. Текстура породы в трех взаимноперпендикулярных срезах из образца № 4 при 9-кратном увеличении.

*1*—шлиф № 5 в горизонтальном срезе, *2* и *3*—шлифы № 6, 7 в вертикальном срезе.

Хаотичность, как видимо, зависит от того, что сами ледяные шлиры ориентированы в различных плоскостях.




Фиг. 12. Стереограмма № 15—ориентировка в пространстве 26 ледяных шлиров; стереограмма № 16 —ориентировка оптических осей кристаллов льда в пространстве; стереограммы № 17, 18—зависимость кристаллографической ориентировки от ориентировки ледяных шлиров.

На стереограмме № 17 нанесена ориентировка 35 кристаллов из 5 ледяных шлиров, изображенных на стереограмме 15 цепочной линией. Как видно на стереограмме, степень упорядочения ориентировки оптических осей кристаллов по направлению *a* больше, чем в предыдущей стереограмме № 16. Концентрация выхода оптических осей достигает 17%.

На стереограмме № 18, где нанесена ориентировка оптических осей 45 кристаллов из 6 ледяных шлиров с близкой пространственной ориентировкой (на стереограмме № 15 нанесенных прерывистыми плоскостями), степень упорядочения увеличивается до 20%, т. е. в два раза больше, чем на стереограмме № 16.

Как видно из стереограмм, проявляется довольно большая зависимость кристаллографической ориентировки от ориентировки ледяных шлиров.

Таким образом, в образцах с меньшей начальной влажностью (35—39% к весу сухого грунта) при двух различных скоростях промерзания (при температуре от —1до—2° и от —5 до —6°С) образовалась неправильно-сетчатая криогенная текстура.

Структура сегрегационного льда в исследованном образце преобладает гипидиоморфно-зернистая. Только незначительное количество ледяных шлиров имеют аллотриоморфно-зернистую структуру.

Кристаллографическая ориентировка зерен хаотическая. Концентрация выходов оптических осей незначительная и достигает в образце № 6—7,8%, а в образце № 4—10%.

Зависимость ориентировки оптических осей кристаллов от ориентировки ледяных шлиров проявляется небольшая. Следовательно, хаотичность оптических осей частично зависит от того, что сами шлиры ориентированы в различных плоскостях и главным образом от наличия различного типа кристаллов в пределах одного шлира.

Участки, где ледяные шлиры содержат минеральные примеси, кристаллы льда мелкие, изометричные, неправильной формы. Это указывает на то, что в этих участках имело место более быстрое нарастание переохлаждения, которое способствовало образованию мелких кристаллов.

Полученные результаты исследования строения пылеватого суглинка, замороженного с различной скоростью при двух степенях увлажнения позволяют сделать следующие выводы:

1) Промерзание неуплотненного пылеватого суглинка, имеющего полную водонасыщенность при разной скорости, сопровождалось образованием различных криогенных текстур. При более низкой температуре (—50 и —25°) образовалась массивная текстура в результате отсутствия кристаллизационной дифференциации.

Следовательно, для данной пылеватой породы пределом образования массивной текстуры является интервал температуры от —15 до —25°, выше которой начинается льдовыделение.

При температуре от—10 до—12° и от —5 до—6° образовалась тонкая вертикально, перистая криогенная текстура (переходная между слоистой и порфировидной); при температуре от—1до—2° неправильно-сетчатая. Тонкая вертикально-перистая текстура, образованная в большинстве случаев монокристальными шлирами и шлирами, состоящими из крупных кристаллов, вытянутых в плоскости шлира, указывает на ее формирование в процессе вынужденной кристаллизации. Этому способствовала неуплотненность породы.

При медленном промерзании происходила ортотропная кристаллизация, в результате которой возникала слоисто-сетчатая текстура со столбчатой гипидиоморфно-зернистой структурой.

Следовательно, большая скорость промерзания и неуплотненность водонасыщенной породы приводит к образованию тонкой вертикально-перистой и неправильной слоисто-сетчатой текстур с пластинчатой гипидиоморфно-зернистой и в меньшей степени аллотриоморфно-зернистой структурой. Из этого можно заключить, что определенные типы текстур суглинка и структура сегрегационного льда образуются в результате определенного процесса льдообразования.

2) В образцах с меньшей начальной влажностью (35—39% к весу сухого грунта) при двух различных скоростях промерзания (при температуре от—5 до —6° и от—1 до —2°С) образовалась неправильно-сетчатая текстура.

3) В образцах № 4 и № 7, имеющих различную начальную влажность (35% в образце № 4, 52% в образце № 7), замороженных при одной температуре (—5; —6°) образовалась резко отличная криогенная текстура.

4) В случае промерзания при более высокой температуре (—1; —2°), но с различной начальной влажностью (52 и 39%), в образцах № 5 и № 6 образовалась одинаковая неправильно-сетчатая криогенная текстура. На основании приведенных во 2 и 4 пунктах данных видно, что образование неправильно-сетчатой текстуры имеет место в случае малой водонасыщенности при двух скоростях промерзания и при малой скорости, но с различной начальной влажностью.

Промерзание при более низкой температуре, но с различной начальной влажностью приводит к образованию различных текстур.

5) В двух образцах (№ 6 и № 7), имевших резко отличную текстуру, формирование которой связано с различной скоростью промерзания и различной начальной влажностью, влажность мерзлых минеральных агрегатов к весу минерального скелета была практически одинаковой (27 и 28%).

Последнее указывает на то, что в данном пылеватом суглинке нижним пределом льдовыделения является влажность минеральных агрегатов, равная —27—28%, которая является характерной величиной для данной породы.

6) Мощность ледяных шлиров колеблется в пределах от 0,3 до 1,5 мм. Преобладает средняя мощность —1, 0 мм. Зависимость между мощностью шлира и ориентировкой наблюдается незначительная и проявляется в таком порядке: наибольшую мощность (1,5 мм) имеют шлиры, ориентированные горизонтально, параллельно поверхности промерзания и несколько меньшую мощность (1,3 мм), ориентированные перпендикулярно к поверхности промерзания.

7) Размер кристаллов возрастает вместе с мощностью шлиров.

8) От ориентировки шлира ни размер, ни форма кристаллов не зависят.

9) Формирование криогенных текстур сопровождалось пучением в центральной части образцов. Высота выпученной поверхности изменялась от 2 мм в образцах с вертикально-перистой текстурой до 8 мм в образцах с неправильно-сетчатой. Имело место пучение (6—7 мм) и в образце № 2 с массивной текстурой при температуре промерзания —25°.

Пучение в образце с массивной текстурой можно объяснить более интенсивным процессом кристаллизации воды в краевой части образца, в результате чего с увеличением объема кристаллизующейся воды развивается давление на замкнутую часть образца, которая выпучивается.

## 2. ГИДРОФОБНАЯ СМОЛА

Перейдем к рассмотрению данных о строении мерзлой гидрофобной смолы. Исследование льдовыделения нами проводилось в образце частично замерзшей гидрофобной смолы К-40, в которой на параллельном образце Ф. Г. Бакулиным и А. П. Боженовой выяснялось передвижение влаги под действием сил кристаллизации при отсутствии действия поверхностных сил минерального скелета. Образец, из которого готовились шлифы, представлял собой частично мерзлую смесь 130 г тонкодисперсного порошка гидрофобной смолы с 165 г воды. Образец замораживали в горизонтальном положении при температуре воздуха от—3 до —5° до промерзания, после того как в образце температура холодной поверхности была —0,9°, а теплой +0,1;+0,2°, в него вносилась затравка льда.

После того, как образец частично промерз, он распиливался вертикально по центру. На фиг. 13 приведена схема разреза частично замерзшего образца гидрофобной смолы в вертикальной плоскости *ac*. Как видно на приведенной схеме, из 10 см по длине образца замерзло 3 см по всему объему и 4 см в краевой части.

От поверхности промерзания по краям образца на 7 см глубиной образовалась ледяная корка, утолщенная в нижней части,

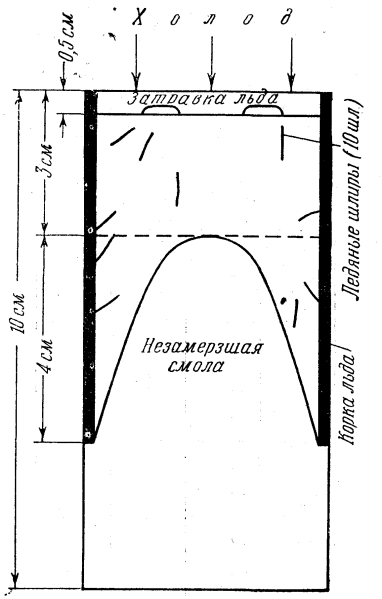


указывающая на то, что промерзание образца в краевой части шло в два раза быстрей, чем в центральной.

Передвижение влаги к стенкам образца, т. е. к плоскости раздела смолы с эбонитом, имеющих различную теплоемкость и теплопроводность, было больше, чем к поверхности охлаждения. При этом количество мигрирующей к стенкам образца воды увеличивается по мере передвижения границы промерзания от поверхности образца.

Следовательно, более интенсивный процесс кристаллизации воды в краевой части образца оказывал свое влияние на ориентировку ледяных шлиров и на их мощность.

Как видно на схеме разреза частично замерзшего образца смолы (фиг. 13), наибольшее количество ледяных шлиров расположено косо к направлению промерзания и соединяется с ледяной коркой. На границе с внесенной затравкой льда (начальных центров кристаллизации воды) образовались более тонкие укороченные ледяные шлиры, ориентированные менее косо к направлению промерзания. Как видно, влияние бокового промерзания на ориентировку этих более удаленных от краевой части шлиров, сказывалось в меньшей степени. Только два ледяных шлира в средней части образца имеют ориентировку, совпадающую с направлением промерзания. Аналогичный характер слабо выделившихся шлиров наблюдался и в плоскости *bc*, перпендикулярной к описанной. Из мерзлой части образца было вырезано 4 шлифа в вертикальной плоскости, в которых проводилось микроскопическое исследование структуры смолы и льда.




Фиг. 13. Схема разреза в вертикальной плоскости *ac* текстуры частично замерзшего образца гидрофобной смолы в натуральную величину.

### Криогенная текстура и структура гидрофобной смолы в тонких шлифах

Во всех шлифах наблюдается слабое льдовыделение, границы льда с вмещающей смолой нечеткие.

В шлифе № 2, наряду с более четким льдовыделением наблюдается менее четкое или только намечающееся льдовыделение. Ледяные шлиры монокристальные, имеют форму вытянутых полос. В шлифе № 3 в одном месте имеется монокристалл льда, который пророс за пределы слабо выраженной границы раздела льда с вмещающей смолой. В другом месте один кристалл разделяется на участки и соединяется потом в противоположном конце. Данные о ледяных шлирах приведены в табл. 2.

Таблица 2

**Размер монокристальных шлиров в гидрофобной смоле *К-40***

| № шлифа | Плоскость среза | Площадь шлифа, мм² | Площадь ледяных шлиров, % от площади шлифа | № шлира | Ориентировка шлиров на плоскости | Длина шлиров, мм | Мощность шлиров, мм | Площадь ледяных шлиров, мм |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | *ас* | 225 | 1,8 | 1 | Вертикальная . . | 10 | 0,5 | 1,8 |
| | | | | 2 | Косая . . . . . | 5 | 0,5 | 2,2 |
| 2 | *ас* | 225 | 3,2 | 1 | Вертикальная . . | 10 | 0,5—1,0 | 1,0 |
| | | | | 2 | » . . | 4 | 0,5—1,0 | 1,5 |
| | | | | 3 | » . . | 15 | 0,5—1,0 | 3,1 |
| 3 | *вс* | 324 | 1,7 | 1 | Косая . . . . . | 5 | 0,5 | 1,0 |
| | | | | 2 | » . . . . . | 9 | 0,5 | 2,9 |
| | | | | 3 | » . . . . . | 7 | 0,5—1,0 | 1,7 |
| 4 | *вс* | 216 | 1,8 | 1 | Косая . . . . . | 5 | 0,5—1,0 | 1,8 |

Как видно из таблицы, слабо выраженные шлиры имеют вертикальную и косую ориентировку к направлению промерзания, которая вполне согласуется с текстурой образца.

При большом увеличении видно, что в массе смолы кристаллы прорастали по порам с захватом ее частичек, что указывает на отсутствие центров кристаллизации. Рост монокристальных слабо выраженных шлиров происходил с раздвиганием частиц промерзающей рыхлой гидрофобной смолы, благодаря гидрофильным свойствам льда. При этом питание растущих кристаллов льда осуществлялось по пленке воды, адсорбированной самими ледяными кристаллами.

Подтягивание влаги к участкам льдовыделения обусловлено кристаллизационно-пленочным передвижением влаги под



действием адсорбционных сил кристаллов льда [1]. Внутреннее молекулярное сцепление воды препятствовало разрыву водной пленки в близлежащих порах смолы.

В результате такого механизма льдовыделения и миграции влаги образовалась пойкилитовая структура, т. е. структура, в которой крупные зерна льда включают частицы скелета, в данном случае частицы смолы.

Как показали наши исследования, кристаллизационно-пленочный механизм льдовыделения существует при замерзании гидрофобной смолы, в которой исключено действие поверхностных сил; льдовыделение при этом играет очень незначительную, подчиненную роль.

## 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЬДА-ЦЕМЕНТА В МЕРЗЛЫХ ПЕСКАХ

Исследование льда-цемента нами проводилось в мерзлых отсеянных фракциях песка с диаметром зерен 1,5—1,0 мм, 1,0—0,5 мм, 0,5—0,25 мм и 0,25—0,15 мм, не содержащих примесей.

Образцы, из которых готовились шлифы, замораживались всесторонне при температуре воздуха от—2 до—3°. До замораживания пески промывались дистиллированной водой и имели полную водонасыщенность. Всего было приготовлено и исследовано 9 шлифов в горизонтальной плоскости, в результате чего определены размер и кристаллографическая ориентировка 255 кристаллов. Получение шлифов из мерзлых песков осуществлялось на вращающемся шлифовальном диске при дополнительном охлаждении его жидким азотом, что предотвращало выкрашивание зерен песка в шлифе.

Процесс шлифовки осуществлялся следующим образом:

1) Выпиленная заготовка размером 4,5 × 2,5 см и толщиной 0,5—1,0 см охлаждается на шлифовальном диске, имеющем температуру —150; —130° в течение 2—3 минут, это увеличивает ее твердость.

2) После этого, охлажденная заготовка помещается в металлический держатель, который придерживается рукой на вращающемся шлифовальном диске.

В процессе шлифования на охлажденном диске шлифовальный порошок должен быть смочен авиационным бензином. Сошлифовка длится 15—20 минут; в процессе ее необходимо контролировать количество шлифовального порошка и бензина. Время от времени необходимо заливать полость держателя жидким азотом для охлаждения шлифующейся заготовки сверху.

[1] См. работу А. П. Боженовой и Ф. Г. Бакулина в настоящем сборнике.

3) Отшлифованная с одной стороны плоскость заготовки промывается кисточкой в чистом бензине, после чего избыток бензина отжимается впитывающим материалом (марлей или фильтром) и после испарения оставшегося бензина (5—10 минут) выпиленные участки с хорошо отшлифованной плоскостью протираются ваткой, смоченной ацетоном, а затем приклеиваются к предметному стеклу специальным клеем.

4) Очень ответственным моментом является сам процесс приклеивания плоскости к стеклу. Необходимо на отшлифованную поверхность наносить столько клея, чтобы его хватило на смачивание двух поверхностей (грунта и стекла). Некоторый избыток клея выдавливается, чем обеспечивается удаление воздушных пузырьков, защемленных между стеклом и отшлифованной плоскостью заготовки.

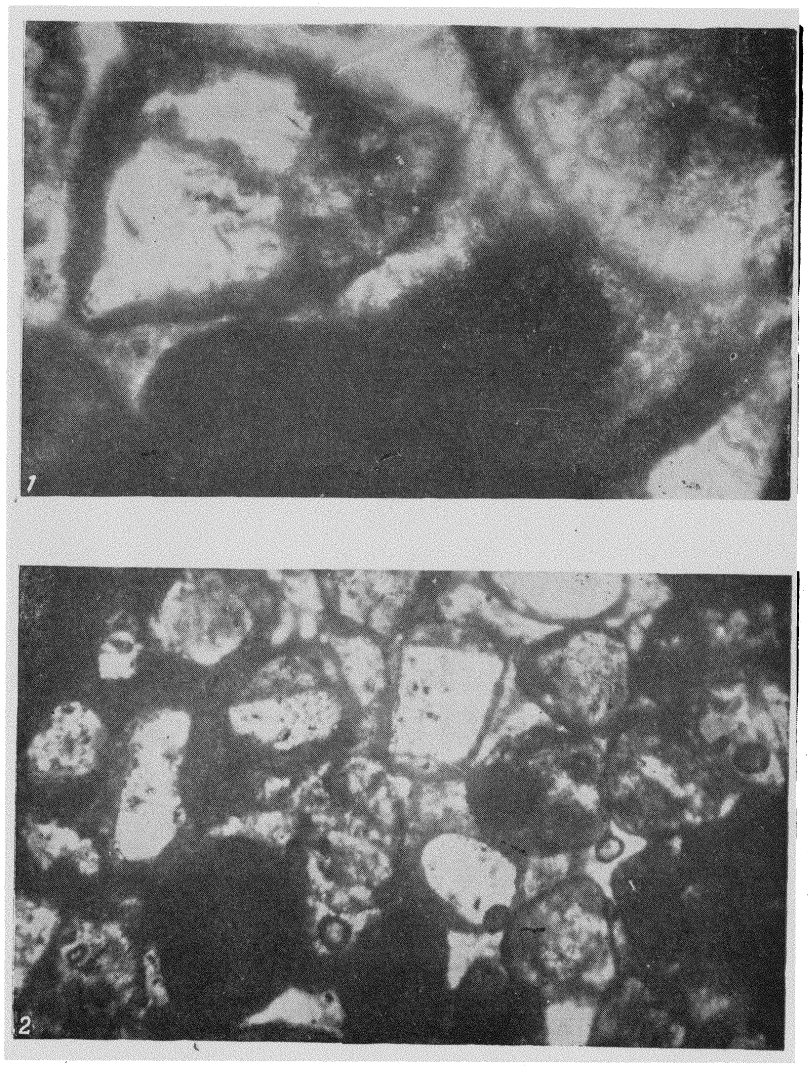
Сошлифовка второй плоскости осуществляется при таких же условиях после приклеивания заготовки к стеклу. Доведенный до нужной толщины (0,2—0,05 мм) шлиф заклеивается покровным стеклом. В процессе приклеивания воздух, попавший под стекло, удаляется хорошо в том случае, если имеется избыток клея, которым закрываются края шлифа.

Приготовленные таким путем шлифы фотографируются в поляризованном свете с увеличением, после чего в них исследуется структура льда. Ниже приведены микрофотографии (фиг. 14) мерзлых песков с различным размером зерен при 80, 30 и 21-кратном увеличении. Как видно на фотографиях, структура льда-цемента в мерзлых песках характеризуется преимущественно треугольной и линзовидной формой кристаллов неодинакового размера.

По данным измерения, размер кристаллов льда-цемента возрастает вместе с размером зерен песка и изменяется в следующих пределах: максимальный размер — от 0,04 мм² в среднезернистом песке до 4,4 мм² в грубозернистом; минимальный размер изменяется от 0,02 мм² до 0,2 мм².

Льдистость песков за счет льда-цемента с увеличением размера зерен увеличивается весьма незначительно: от 21,6% в мелкозернистом песке до 23% в крупнозернистом, т. е. практически остается одинаковой. Результаты измерения кристаллографической ориентировки льда-цемента в виде стереограмм приведены на фиг. 15. Стереограммы даны в горизонтальной плоскости. Стереограммы № 20 и № 21 показывают линейную ориентировку оптических осей кристаллов льда-цемента, совпадающую с направлением промерзания. Наибольшая концентрация выхода оптических осей достигает 25,7% в песке с размером зерен 0,25—0,15 мм и 37,5% — в песке с размером зерен 0,5—0,25 мм.





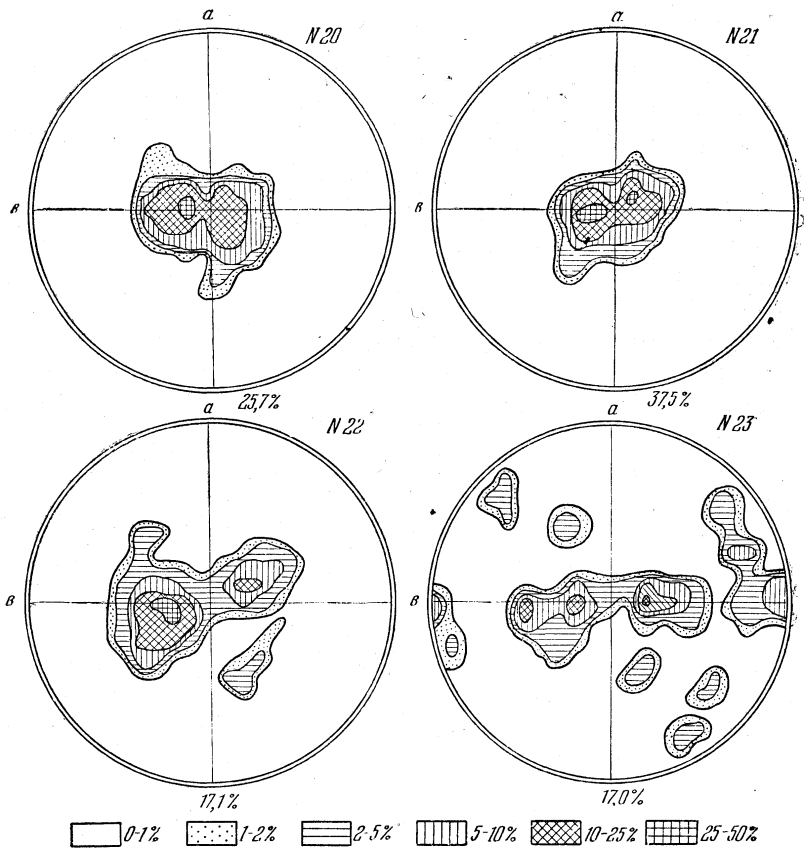

Фиг. 14. Микрофотографии шлифов мерзлого песка.

*1* — с размером зерен 0,5—0,25 мм. × 80; *2* — с размером зерен 1—0,5 мм. × 21.



Фиг. 14а. Микрофотография шлифа мерзлого песка.
*з* — с размером зерен 1,5 — 1 мм. × 30.

Линейная ориентировка всех оптических осей обусловлена процессом геометрического отбора. Геометрический отбор, основанный на анизотропии скоростей роста кристаллов, заключается в том, что в процессе взаимно стесненного роста




Фиг. 15. Стереограммы № 20, 21, 22, 23 — кристаллографическая ориентировка кристаллов льда-цемента в мерзлых песках с различным размером зерен.

кристаллов сохраняются только те кристаллы, направления наибольшей скорости роста которых совпадают или мало отклоняются от направления ортотропной кристаллизации.

По мнению ряда исследователей, кристаллы, ориентированные главными осями по направлению теплового потока, т. е. нормально к поверхности замерзания, растут быстрее потому, что в этом направлении они обладают большей теплопровод-

ностью и, следовательно, обеспечивают более быстрый отвод тепла кристаллизации. В данном случае в мелкозернистом песке благодаря большой поверхности контакта льда с минеральными зернами искажения теплового потока за счет различной теплопроводности зерен и льда не было. Промерзание шло по порам без зарождения новых кристаллов.

Нанесенная на стереограмме № 22 ориентировка 100 кристаллов льда более крупнозернистого песка показывает меньшую степень упорядочения оптических осей в направлении промерзания. Намечается некоторое отклонение от линейной ориентировки.

Стереограмма № 23, в которой приведены результаты измерения 45 кристаллов льда из шлифов грубозернистого песка, показывает хаотическую, несколько упорядоченную по направлению *c*, т. е. по направлению промерзания, ориентировку главных осей кристаллов льда.

Как видно, в крупнозернистом песке искажение теплового потока за счет различной теплопроводности минеральных зерен и льда оказывало некоторое влияние на упорядоченность оптических осей кристаллов. Следовательно, линейная ориентировка оптических осей кристаллов льда указывает на то, что промерзание водонасыщенных, не содержащих примесей песков идет по порам без зарождения новых кристаллов. Частицы песка с размером зерен от 0,15 до 1 мм не оказывают влияния на кристаллографическую ориентировку. В крупнозернистом песке зерна оказывают некоторое влияние, уменьшая упорядоченность оптических осей.

## 4. ВЫВОДЫ

1) Структура сегрегационного льда в искусственно замороженном пылеватом суглинке преобладает гипидиоморфнозернистая с кристаллами льда пластинчатой формы в тонких шлирах и столбчатой — в более мощных. Оптические оси льда ориентированы беспорядочно или перпендикулярно плоскости промерзания.

2) Данные стереограмм показывают, что ориентировка оптических осей кристаллов льда и степень их упорядочения от температурного градиента и начального увлажнения, изменяется следующим образом:

С уменьшением температурного градиента кристаллографическая ориентировка в процессе промерзания водонасыщенной, неуплотненной породы изменяется от хаотической (обр. № 3 при температуре —10°, —12°) до горизонтально-вертикальной (обр. № 7 при температуре —5°, —6°).

В процессе промерзания менее увлажненной породы (35—39%) уменьшение температурного градиента не сказывается



на кристаллографической ориентировке и степени упорядочения оптических осей.

3) С уменьшением влажности пылеватого суглинка от 52% (в образце 7) до 35% (в образце 4) при температурном градиенте 0,4—0,5 град/см кристаллографическая ориентировка изменяется от горизонтальной или вертикальной до хаотической с уменьшением степени упорядочения оптических осей в 2—4 раза.

С уменьшением влажности на 10—15% при более медленном промерзании (—1°) сохраняется почти хаотическая кристаллографическая ориентировка и практически одинаковая степень упорядочения оптических осей.

4) Полученные криогенные текстуры в образцах искусственно замороженного пылеватого неуплотненного суглинка с нарушенным минеральным скелетом показывают, что для данной пылеватой породы пределом образования массивной текстуры является интервал температуры от —15° до —25°, выше которого происходит льдовыделение.

5) Выяснена роль давления на тип криогенной текстуры. Недостаточное уплотнение приводит к образованию промежуточных криогенных текстур: вертикально-перистой при большой скорости промерзания водонасыщенной породы и неправильной слоисто-сетчатой при различной скорости промерзания малоувлажненной породы.

6) Впервые исследованная нами структура мерзлой гидрофобной смолы и льда позволила подтвердить существование механизма льдообразования и миграции воды, отмечавшегося ранее С. Тэбером и отрицавшегося другими исследователями.

В процессе промерзания гидрофобной смолы незначительное льдовыделение проявляется благодаря гидрофильным свойствам льда.

7) Образование пойкилитовой структуры гидрофобной смолы связано с кристаллизационно-пленочным механизмом льдовыделения и миграцией воды.

8) В процессе промерзания водонасыщенных, не содержащих примесей песков с размером зерен от 0,15 до 1,0 мм, рост кристаллов по порам происходит в направлении главной оси по направлению теплового потока. Частицы песка не оказывают влияния на кристаллографическую ориентировку.

9) В крупнозернистом песке (размер зерен 1,5 мм и больше) проявляется некоторое влияние зерен на кристаллографическую ориентировку в направлении уменьшения упорядоченности оптических осей, в результате искажения теплового потока за счет различной теплопроводности растущих кристаллов и минеральных зерен.

ЛИТЕРАТУРА

Шумский П. А. К методике микроскопического исследования структуры мерзлых пород. Сб. № 2, Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Изд. АН СССР, 1954.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд. АН СССР, 1955.

Н. В. ЗОЛОТАРЕВ

# НЕКОТОРЫЕ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НАМЫВНЫХ ПЕСКОВ[1]

Намыв плотин и дамб в зимних условиях является сложной и ответственной работой, но в настоящее время применяется недостаточно. Одна из основных причин ограниченного распространения зимнего надводного намыва напорных сооружений — малая изученность тепловых процессов, происходящих в намываемом и намытом сооружении.

Для проведения теплотехнических расчетов необходимо иметь значения теплофизических характеристик намываемых грунтов. Теплофизические характеристики грунта зависят от плотности его укладки (пористости), механического и петрографического состава и влажности.

Плотность укладки грунта гидравлическим способом больше, чем его плотность в естественном залегании и остается более или менее постоянной в однородных грунтах.

Специально поставленных лабораторных исследований теплофизических характеристик намываемых песчаных грунтов до настоящего времени не проводилось. Использование же для определения теплофизических свойств грунтов эмпирических формул может привести к получению результатов, не соответствующих действительности. Учитывая возрастающую потребность производства в проведении тепломеханических расчетов при намыве земляных плотин и дамб, в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения АН СССР были поставлены исследования теплофизических характеристик намываемого мелкопесчаного грунта (речного песка) в талом и мерзлом состояниях.

Определение коэффициента температуропроводности грунта проводилось по методу «регулярного режима» Г. М. Кондра-

[1] Исследования проводились при участии аспирантов Московского института инженеров транспорта Н. А. Тачковой и З. К. Гайнулина.

тьева в модификации Института мерзлотоведения (С. В. Шимановский и Т. С. Шимановская, 1954).

При «регулярном режиме», если температура среды, окружающей испытуемое тело, поддерживается постоянной, коэффициент теплоотдачи с поверхности равен бесконечности ($\alpha = \infty$) или температурный скачок на границе тела и окружающей среды равен нулю, коэффициент температуропроводности $a$ определяется по формуле

$$a = K.m. \tag{1}$$

Коэффициент «$m$» вычисляется по формуле, представленной в конечных разностях

$$m = \frac{\ln \vartheta_1 - \ln \vartheta_2}{\tau_2 - \tau_1}, \tag{2}$$

где $\vartheta_1$ и $\upsilon_2$ — температура тела и окружающей его среды,
$\tau$ — время.

Величина $K$ носит название коэффициента формы и при цилиндрической форме образцов грунта вычисляется по формуле:

$$K = \frac{1}{\left(\frac{2{,}4048}{R}\right)^2 + \left(\frac{\pi}{Z}\right)^2}, \tag{3}$$

где $R$ — радиус цилиндра (см),
$Z$ — высота цилиндра (см).

При определении коэффициента температуропроводности талого и мерзлого песка мы пользовались тонкостенными латунными $\alpha$-калориметрами с внутренним диаметром $D$=4,6 см и $D$ = 5,0 см и высотой $Z$ = 7,0 см.

Температура грунта и окружающей его среды определялась с помощью термопар и зеркального гальванометра с точностью до 0,1° С. Термопары располагались в центре образцов.

Термостат для поддержания постоянной температуры жидкой среды (фиг. 1) состоял из трех металлических сосудов, вставленных один в другой, закрывающихся сверху теплоизоляционной крышкой.

Во время проведения опытов по методу «регулярного режима» соблюдение условия $\alpha \to \infty$ с поверхности грунта осуществлялось при помощи винтовой мешалки в сосуде I.

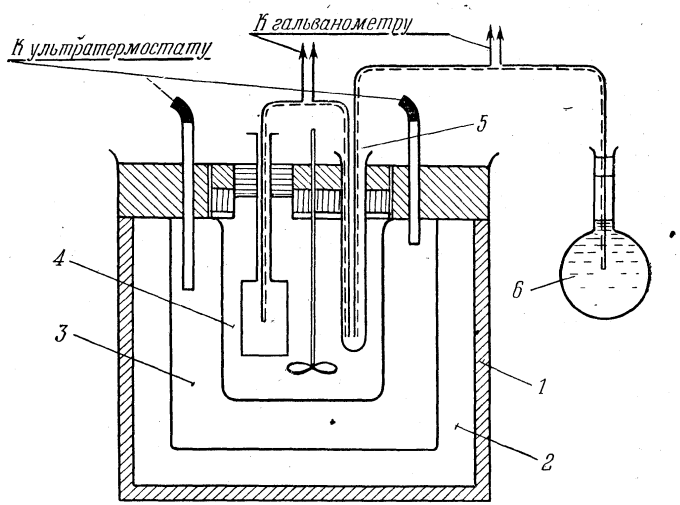
В этот сосуд опускался также $\alpha$-калориметр с испытуемым образцом грунта. Энергичное перемешивание жидкости в процессе проведения опыта неизбежно вызывало изменение температуры жидкости в сосуде I.

Для поддержания постоянной температуры в сосуде I вокруг него непрерывно циркулировала жидкость, постоянство



температуры которой поддерживалось с помощью ультратермостата с автоматической терморегуляцией, подключенного к сосуду II.

Сосуд III служит для изоляции термостата от воздействия температуры окружающего воздуха: его стенки покрыты слоем войлока. Между ним и вторым цилиндром существует воздушное пространство.




Фиг. 1. Термостат для поддержания постоянной температуры жидкой среды.

*1* — войлок; *2* — воздух; *3* — жидкость I; *4* — жидкость II; *5* — термопары; *6* — сосуд дюара.

Для подготовки образцов к испытанию, $\alpha$-калориметры загружались водонасыщенным песком до полного их заполнения и устанавливались в сушильный шкаф на разные сроки с целью получения образцов различной степени увлажнения. Время выдерживания $\alpha$-калориметров в сушильном шкафу устанавливалось опытным путем с таким расчетом, чтобы влажность образцов последовательно изменялась от полной влагоемкости до воздушно-сухого состояния.

Прежде чем определять коэффициент температуропроводности, образцы выдерживали не менее двух часов при постоянной, принятой в опыте, положительной или отрицательной температуре.

При определении коэффициента температуропроводности талых образцов жидкой средой служила вода с температурой

несколько выше нуля градусов, в случае же мерзлого состояния образцов в качестве жидкой среды использовался керосин.

Коэффициент температуропроводности как талого, так и мерзлого песка определялся путем наблюдений за изменением во времени разности между температурой образца и окружающей его среды.

При этом не было необходимости в вычислении величины $v$ (формула 1), достаточно было знать отклонения светового зайчика от положения нуля гальванометра и отвечающие им промежутки времени. В этом случае формула (1) приобретала следующий вид:

$$m = \frac{\ln C_{\text{п}} - \ln C_{\text{п+к}}}{\tau_{\text{п+к}} - \tau_{\text{п}}}, \qquad (2')$$

где $C_{\text{п}}$ и $C_{\text{п+к}}$ — величины отклонения светового зайчика, выраженные в делениях шкалы, $\tau_{\text{п}}$ и $\tau_{\text{п+к}}$ — соответствующие им отрезки времени. По формуле (2') и вычислялся коэффициент.

Коэффициент теплопроводности грунта $\lambda$ определялся по известной формуле:

$$\lambda = a \cdot c \cdot \gamma, \qquad (4)$$

где $a$ — коэффициент температуропроводности;
$c$ — удельная теплоемкость грунта,
$\gamma$ — объемный вес грунта.

Объемный вес песка равнялся 1,60 г/см³.

Удельная теплоемкость определялась по формулам: для талого песка:

$$c_1 = c_{\text{ск}}(1 - w) + wc_{\text{в}};$$

для мерзлого песка:

$$c_2 = c_{\text{ск}}(1 - w) + wc_1,$$

где $c_1$ и $c_2$ — удельные теплоемкости талого и мерзлого песка в $\frac{\text{ккал}}{\text{кг}^\circ\text{С}}$;

$c_{\text{ск}}$ — удельная теплоемкость скелета песчаного грунта, принимавшаяся нами равной $0{,}20\ \frac{\text{ккал}}{\text{кг}^\circ\text{С}}$;

$w$ — весовая влажность грунта, определяемая в опыте;

$c_{\text{л}}$ — удельная теплоемкость льда $= 0{,}5\ \frac{\text{ккал}}{\text{кг}^\circ\text{С}}$;

$c_{\text{в}}$ — удельная теплоемкость воды $= 1{,}0\ \frac{\text{ккал}}{\text{кг}^\circ\text{С}}$.

Опыты проводились с однородным мелким речным песком, средний диаметр частиц которого равен $d_{\text{ср}} = 0{,}328$ мм (табл. 1).



Таблица 1

**Гранулометрический состав песка, %**

| Размер диаметра частиц, мм | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1,0 | 1,0—0,5 | 0,50—0,25 | 0,25—0,10 | ∠0,10 |
| 0.83 | 5,47 | 55,19 | 29,07 | 9,44 |

Результаты наблюдений представлены в табл. 2, из которой следует, что:

1) плотность укладки грунта во всех опытах была несколько больше его плотности в естественном состоянии;

2) изменение плотности укладки для образцов грунта в талом состоянии не превышало 3%, а для образцов грунта в мерзлом состоянии — 6%.

Таблица 2

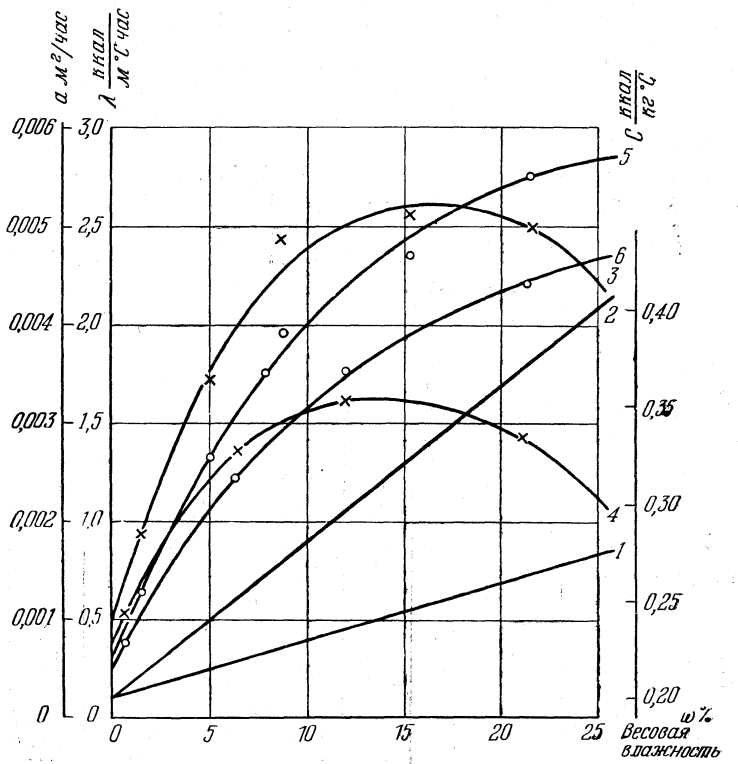
**Значения теплоемкости и коэффициентов температуропроводности и теплопроводности талых и мерзлых песчаных грунтов в зависимости от влажности**

| Состояние грунта | Объемный вес грунта, г/см³ | | Влажность грунта, % к сухой навеске | Удельная теплоемкость грунта | Коэффициент температуропроводности грунта $a$ | | Коэффициент теплопроводности грунта $\lambda$ | | Относительная плотность укладки грунта, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | влажного | сухого | | | см²/сек | м²/час | кал см. °С.сек | ккал м. °С.час | |
| Талый | 2,10 | 1,70 | 21,2 | 0,370 | 0,00288 | 0,00288 | 0,00620 | 2,23 | 106,0 |
| | 1,85 | 1,65 | 11,9 | 0,295 | 0,00904 | 0,00326 | 0,00492 | 1,77 | 103,0 |
| | 1,80 | 1,69 | 6,3 | 0,250 | 0,00756 | 0,00272 | 0,00340 | 1,22 | 106,0 |
| | 1,66 | 1,65 | 0,7 | 0,206 | 0,00298 | 0,00107 | 0,00102 | 0,37 | 103,0 |
| Мерзлый | 2,09 | 1,71 | 21,4 | 0,264 | 0,01400 | 0,00504 | 0,00772 | 2,78 | 107,0 |
| | 1,88 | 1,62 | 15,2 | 0,246 | 0,01420 | 0,00512 | 0,00657 | 2,36 | 101,0 |
| | 1,75 | 1,61 | 8,7 | 0,226 | 0,01384 | 0,00498 | 0,00546 | 1,96 | 101,0 |
| | 1,80 | 1,70 | 5,0 | 0,215 | 0,00950 | 0,00342 | 0,00368 | 1,32 | 104,0 |
| | 1,72 | 1,69 | 1,5 | 0,204 | 0,00510 | 0,00184 | 0,00115 | 0,64 | 106,0 |

Незначительное изменение плотности укладки грунта позволяет рассматривать изменение теплофизических характеристик главным образом в зависимости от влажности, что и было сделано в настоящей работе.

Максимальное значение влажности, полученное в опытах $w = 21{,}4\%$ по весу, что соответствует для рассматриваемого грунта максимальной влагоемкости или пористости $\varepsilon = 37\%$ по объему.

На основании результатов наблюдений и расчетов построены графики изменения теплофизических характеристик мелко-




Фиг. 2. Кривые изменения теплофизических свойств талого и мерзлого песка в зависимости от влажности.

*1* — с мерзлого грунта; *2* — с талого грунта; *3* — $\alpha$ мерзлого грунта; *4* — $\alpha$ талого грунта, *5* — $\lambda$ мерзлого грунта, *6* — $\lambda$ талого грунта.

песчаного намывного грунта в зависимости от влажности в талом и мерзлом состоянии (фиг. 2).

Рассмотрение полученных зависимостей изменения коэффициентов теплопроводности, температуропроводности и теплоемкости грунта позволяет сделать следующие выводы:

1) Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта все время остается больше коэффициента теплопроводности талого грунта.



С изменением влажности грунта отношение коэффициентов теплопроводности мерзлого грунта к талому остается почти постоянным и равно $\frac{\lambda_м}{\lambda_т} = 1{,}25$.

2) Величина коэффициента теплопроводности грунта в талом и мерзлом состоянии с увеличением влажности от воздушно-сухого состояния до максимальной влагоемкости изменяется по степенной зависимости, достигая максимального значения при полной влагоемкости.

3) Теплоемкость грунта равномерно возрастает с увеличением влажности для талого и мерзлого состояний грунта.

Опыты по определению коэффициентов теплопроводности проводились с влажностью, не превышающей максимальной влагоемкости грунта.

Дальнейшее повышение влажности, очевидно, вызвало бы нарушение связи между частицами грунта и дало понижение значения коэффициентов теплопроводности как для талого, так и мерзлого грунта.

## ЛИТЕРАТУРА

Шимановский С. В. и Шимановская Т. С. Инструктивные указания по определению температуропроводности грунтов при положительных и отрицательных температурах. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов, Сб. 2., Изд. АН СССР, М., 1954.

С. С. ВЯЛОВ

# РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ И УСЛОВИЕ ИХ ПРЕДЕЛЬНОГО РАВНОВЕСИЯ

Мерзлые грунты обладают способностью развивать деформации ползучести и снижать свою прочность при длительном воздействии нагрузки, т. е. обладают реологическими свойствами. Поэтому при оценке их прочности является обязательным учет фактора времени.

В первом разделе настоящей статьи рассматривается влияние фактора времени на напряженно-деформированное состояние мерзлых грунтов и исследуются некоторые закономерности реологических процессов, протекающие в этих грунтах.

Во втором разделе статьи рассматривается вопрос об условии предельного напряженного состояния (предельного равновесия) мерзлых грунтов, т. е. об условии, характеризующем возникновение сдвигов по площадкам скольжения и определяющем прочность и устойчивость этих грунтов. Указанное условие рассматривается с учетом реологических свойств мерзлых грунтов.

## 1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

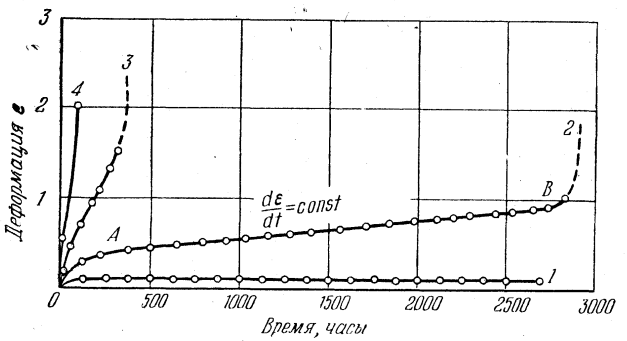
Реологические процессы в мерзлом грунте обусловливаются наличием в нем воды в жидкой и твердой фазах и заключаются в изменении во времени напряженно-деформированного состояния[1]. Способность мерзлых грунтов развивать пластично-вязкие деформации впервые была отмечена еще в 1936 г. (Цытович, 1940). Более детально реологию мерзлых грунтов стали изучать с 1945—1948 гг. (Н. А. Цытович, В. П. Березанцев, М. Н. Гольдштейн, Н. И. Салтыков и др.). Этому же вопросу

[1] Физическая сущность реологических процессов, протекающих в мерзлых грунтах, была рассмотрена автором ранее (Вялов, 1955).



посвящены специальные исследования автора, проведенные им в 1950—1954 гг.

Как известно, одним из проявлений реологических свойств является п о л з у ч е с т ь, т. е. развитие деформаций с течением времени под воздействием неизменной нагрузки. Кривые ползучести (фиг. 1) существенно различаются в зависимости




Фиг. 1. Кривые ползучести мерзлого грунта при различных постоянных нагрузках.

*1* — $\sigma_1$; *2* — $\sigma_2$; *3* — $\sigma_3$..., причем $\sigma_1 < \sigma_{дл}$, $\sigma_{дл} < \sigma_2 < \sigma_3 < \sigma_4$.

от величины нагрузки. Если напряжение $\sigma$ не превосходит некоторой величины, называемой пределом длительной прочности $\sigma_{дл}$, то кривая деформирования имеет затухающий характер (кривая 1, фиг. 1), асимптотически приближаясь к горизонтальной прямой, ордината которой соответствует конечной, стабилизованной деформации $\varepsilon_к$. При этом деформация $\varepsilon_i$ в любой момент времени складывается из начальной, условно мгновенной деформации $\varepsilon_н$, возникшей сразу после приложения нагрузки (теоретически со скоростью звука) и эластической деформации $\varepsilon_э$, развивающейся с течением времени.

$$\varepsilon_i = \varepsilon_н + \varepsilon_э. \qquad (1)$$

Чем выше нагрузка, тем больше величины $\varepsilon_н$ и $\varepsilon_к$ и время затухания деформации. В отличие от процесса упругого после действия идеальных упруго-вязких тел в мерзлом грунте деформация затухающей ползучести восстанавливается неполностью; часть деформации является необратимой: $\varepsilon_i = \varepsilon_{упр} + \varepsilon_{ост}$, что обусловливается изменением объема (уплотнением) грунта. Обратимая часть деформации является чисто упругой (мгновенной) и упруго-адсорбционной (протекающей во времени). Первая из них ($\varepsilon_н$) у мерзлых грунтов очень мала.

При напряжениях, превышающих предел длительной прочности, возникает процесс незатухающей ползучести (кривые 2, 3 и 4; фиг. 1). Начальный, вертикальный участок кривой отображает условно мгновенную деформацию $\varepsilon_н$, за которым следует участок замедляющей скорости О — А. Достигнув некоторого наименьшего значения, скорость деформации становится постоянной, что отображается линейным участком А — В кривой (кривая 2, фиг. 1). Наступает так называемая стадия установившегося пластического течения. Общая деформация в любой момент времени будет складываться из деформации последействия $\varepsilon_{пд}$, определяемой выражением (1), и деформации течения

$$\varepsilon_i = \varepsilon_{пд} + \varepsilon_т = \varepsilon_н + \varepsilon_э + \varepsilon_т. \qquad (2)$$

Опыты показывают, что постепенное нарастание пластической деформации неизбежно приводит (с течением времени) к невосстановимому нарушению внутренних связей мерзлого грунта — наступает стадия, которую можно по Н. А. Цытовичу назвать стадией прогрессирующего течения. В этой стадии скорость деформирования резко возрастает (загиб кривой за точкой В) и наступает разрушение, даже если рабочее сечение образца остается неизменным. Чем выше нагрузка, тем больше скорость установившегося течения и тем скорее наступает разрушение. При очень больших $\sigma$ кривые принимают S-образную форму.

Как видно из графика фиг. 1, процесс течения продолжается (при не очень больших $\sigma$) весьма длительное время, даже при лабораторных опытах он длится до нескольких месяцев, в естественных же условиях процесс течения может развиваться годами.

Восстанавливающаяся (упругая и упруго-адсорбционная) часть деформаций сохраняется в течение всего процесса (что отмечено еще в 1937 г. Н. А. Цытовичем), но величина ее по сравнению с остаточной частью невелика; основную роль играют необратимые деформации уплотнения и пластического течения.

Другое проявление реологических свойств мерзлого грунта заключается в релаксации, т. е. в расслаблении напряжений с течением времени при неизменной деформации.

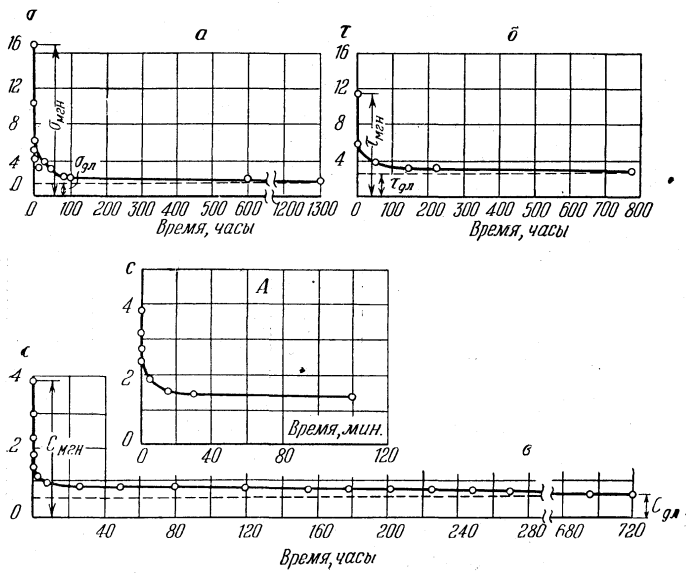
С этим явлением тесно связан процесс снижения прочности мерзлого грунта при длительном воздействии нагрузки, что обусловлено развитием деформаций пластического течения, приводящих с течением времени к разрушению грунта. Время до разрушения будет тем меньше, чем выше нагрузка. При неограниченно быстром возрастании нагрузки пластические деформации не успевают развиваться и разрушение мерзлого грунта носит хрупкий характер. Разрушающее усилие при этом



будет иметь наибольшее значение, соответствующее мгновенной прочности:

$$t \to 0;\ \sigma \to \max \sigma = \sigma_{мгн}.$$

Если же к идентичным монолитам мерзлого грунта прикладывать нагрузки меньшие мгновенной, но все же достаточно большие, то разрушение также произойдет, но уже через какие-то промежутки времени, тем большие, чем меньше приложенная нагрузка. При этом разрушение будет носить вязкий характер.




Фиг. 2. Кривые длительной прочности *а*, *б* и релаксации сил сцепления *в* мерзлого грунта.
*А* — начальный участок кривой *в* в увеличенном масштабе.

Наконец, при некоторой нагрузке разрушение не наступит вне зависимости от времени ее воздействия. Эта нагрузка соответствует так называемому пределу длительной прочности (Гольдштейн, 1948; Березанцев, 1953; Цытович, 1954; Вялов, 1955):

$$t \to \infty;\ \sigma \to {}^{\min} = \sigma_{дл}.$$

Если построить график, на оси ординат которого откладывать величины разрушающих нагрузок, а по оси абсцисс — время, через которое эти нагрузки вызывают разрушение, то получим, как известно, кривую длительной прочности, характеризующую снижение с течением времени сопротивления внешним силам (фиг. 2). Начальная ордината этой кривой

определяет мгновенную прочность, а ордината асимптоты — предел длительной прочности. На фиг. 2 приведены кривые длительной прочности при различных видах загружения: при растяжении (*а*), сдвиге (*б*), сцеплении (*в*). Как видно, мгновенная прочность значительно больше длительной, причем основное снижение происходит в начальный, сравнительно небольшой период времени. Дальнейшее же расслабление, хотя и продолжается довольно долго, но по своему значению невелико. Сказанное иллюстрируется табл. 1, где приведены данные о снижении прочности сцепления с течением времени.

Таблица 1

**Изменение сил сцепления во времени**

(по отношению к мгновенному сцеплению, значение которого принято за 100%)

| Температура, °С | Значения сил сцепления (%) в разные моменты времени | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | мгновенное | 1 мин. | 5 мин. | 30 мин. | 1 час. | 2 час. | 8 час. | предельно-длительное |
| —4,2 | 100 | 72 | 63 | 56 | 52 | 47 | 45 | 37 |
| —1,2 | 100 | 62 | 43 | 38 | 36 | 31 | 30 | 25 |
| —0,4 | 100 | 52 | 37 | 26 | 24 | 20 | 19 | 18 |

Для описания реологических процессов в мерзлых грунтах в настоящее время применяется теория деформирования идеального упруго-вязкого тела. Как известно (П. А. Ребиндер, А. В. Ржаницин, А. Ю. Ишлинский), для такого тела уравнение напряженно-деформированного состояния записывается в виде

$$nE_{н}\frac{d\varepsilon}{dt}+E_{к}\varepsilon=\sigma+n\frac{d\sigma}{dt}. \qquad (3)$$

Отсюда $\varepsilon=\text{const}$ или при $\sigma=\text{const}$ получаем соответственно уравнение затухающей ползучести (последействия)

$$\varepsilon_{i}=\varepsilon_{к}-(\varepsilon_{к}-\varepsilon_{н})\cdot e^{\frac{-t_{i}}{m}} \qquad (4)$$

или уравнение релаксации Максвелла—Шведова, которое, по Ю. М. Иванову (1948), будет описывать также процесс снижения

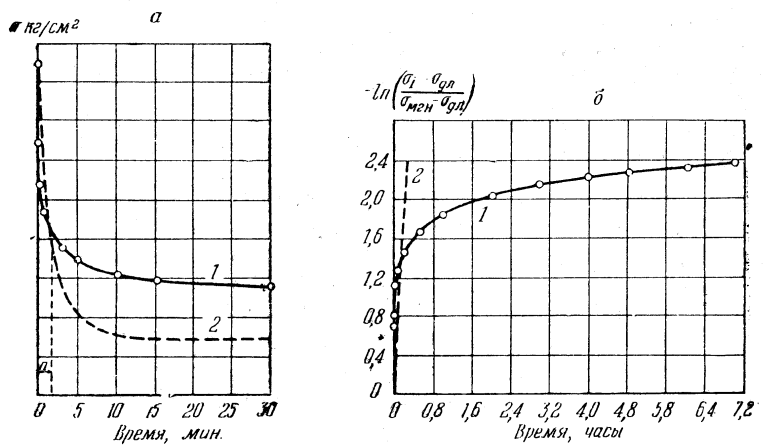


сопротивления, если кривую длительной прочности рассматривать как предельную кривую релаксации

$$\sigma_{i}=\sigma_{дл}+(\sigma_{мгн}-\sigma_{дл})\,e^{\frac{-t_{i}}{n}}, \qquad (5)$$

где в этих формулах:

$\varepsilon$ — деформация: $\varepsilon_{i}$ — в любой момент времени, $\varepsilon_{н}$ — начальная, $\varepsilon_{к}$ — конечная, стабилизованная; $\sigma$ — разрушающее напряжение: $\sigma_{i}$ — в любой момент времени $t_{i}$, $\sigma_{мгн}$ — мгновенное, $\sigma_{дл}$ — предельно длительное; $n$—время (коэффициент) ре-




Фиг. 3. Кривые релаксации.

*1* — по экспериментальным данным; *2* — теоретические, построенные по формуле (5); *а* — в обычном масштабе, *б* — в полулогарифмическом.

лаксации; $m=n\frac{E_{н}}{E_{к}}$ —время последействия (деформации); $E_{н}$ и $E_{к}$ — начальный (мгновенный) и конечный (предельно длительный) модули упругости.

Однако опыты автора показывают, что приведенные уравнения (4) и (5) не описывают реальных свойств столь сложного естественно-исторического тела, каким является мерзлый грунт. Действительно, из фиг. 3*а* видно, что экспериментальные реологические кривые для мерзлых грунтов отличаются от аналитических кривых, построенных по формулам (4) и (5). Такое несоответствие отмечалось и другими авторами (Березанцев, 1953; Цытович, 1954), поэтому для указанных формул рекомендовалось введение поправочных коэффициентов. Однако следует отметить неприемлемость для мерзлых грунтов самой расчетной схемы (модели), из которой получены уравнения (3),

(5). Эта схема предполагает постоянство реологических параметров тела, тогда как у мерзлых грунтов указанные параметры являются переменными. Эта переменность, как показано автором (Вялов, 1955), обусловливается самой природой процесса деформирования — плавлением льда на контактах с минеральными частицами в результате концентрации напряжений, перемещением пленочной воды, пополняемой образовавшейся влагой, в менее напряженную область под воздействием возникшей разности поверхностных натяжений, перекомплектовкой твердых частиц и т. д. Изменение же соотношения между количеством льда и незамерзшей воды, увеличение связности последней, изменение плотности и пр. приводят к изменению вязких свойств, а, следовательно, и коэффициента релаксации (зависящего от коэффициента вязкости и модуля деформаций) мерзлого грунта. В переменности параметра можно наглядно убедиться, представив формулу (5) в виде $\ln \frac{\sigma_i - \sigma_{дл}}{\sigma_{мгн} - \sigma_{дл}} = \frac{1}{n} t_i$ и отложив экспериментальные точки в полулогарифмическом масштабе. Если бы уравнение (5) соответствовало реальному процессу, то эти точки должны были бы ложиться на прямую, угол наклона которой соответствовал бы $tgn = \text{const}$. Но, как видно из фиг. 3*б*, экспериментальные точки ложатся на явно выраженную кривую. Это свидетельствует об изменении $n$ с течением времени. Еще наглядней в этом можно убедиться, подсчитывая значения $n$ для различных $t_i$ (параметр $n$ возрастает пропорционально увеличению $t$).

Таким образом, применяя дифференциальное уравнение деформирования (3) для мерзлых грунтов, необходимо в это уравнение вводить переменное значение $n = f(\sigma)$. Кроме того, необходимо учитывать, что у мерзлых грунтов зависимость между напряжением и деформацией нелинейна $\sigma = \varphi(\varepsilon)$, в то время как уравнение (3) получено для тел, подчиняющихся закону Гука.

Более целесообразным является составление уравнения деформирования в интегральной форме Вольтерра-Больцмана; при нелинейной зависимости между $\varepsilon$ и $\sigma$ это уравнение по Ю. Н. Работнову (1940) будет иметь вид:

$$\varphi(\varepsilon) = \sigma(t) + \int_0^t K_1(t\nu)\,\sigma(\nu)\,d\nu \qquad (6)$$

Если же принять, что зависимость между $\sigma$ и $\varepsilon$ нелинейна для любых $\varepsilon_i$, за исключением $\varepsilon_н$, а при мгновенном загружении справедлив закон Гука (что подтверждается опытами), то



по М. М. Разовскому получим:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E_н} + \int_0^t K(t-\nu)\,f[\sigma(\nu)]\,d\nu, \qquad (7)$$

где $K$ — коэффициент ползучести, характеризующий скорость деформации при единичном напряжении. Для описания процессов затухающей ползучести (и релаксации) мерзлых грунтов можно с некоторым приближением выразить $K$ с помощью гиперболической зависимости по А. В. Ржаницину (1949):

$$K(t) = \frac{Ae^{-\beta t}}{t^{1-\alpha}},$$

где $\alpha < 1$, $\beta$ и $A$ — параметры грунта.

Справедливость указанных выражений подтверждается удовлетворительным совпадением значений скоростей деформирования, полученных из опыта и вычисленных аналитически (Вялов, 1955).

Деформация мерзлого грунта складывается из восстановимой $\varepsilon_{упр}$ и остаточной $\varepsilon_{ост}$ (фиг. 4, *а*). Первая из них подчиняется закону Гука, вторая же нелинейна и, как показали наши опыты, может быть описана степенной зависимостью. Но так как деформация мерзлого грунта (как восстанавливающаяся, так и остаточная) развивается во времени, то характер кривых $\varepsilon = f(\sigma)$ будет изменяться в зависимости от времени воздействия нагрузки (или скорости загружения). Таким образом, зависимость между напряжением и суммарной деформацией выразится с помощью уравнения

$$\varepsilon = \varepsilon_{упр} + \varepsilon_{ост} = \frac{\sigma}{E(t)} + \left[\frac{\sigma}{A'(t)}\right]^{\frac{1}{\alpha'}}, \qquad (8)$$

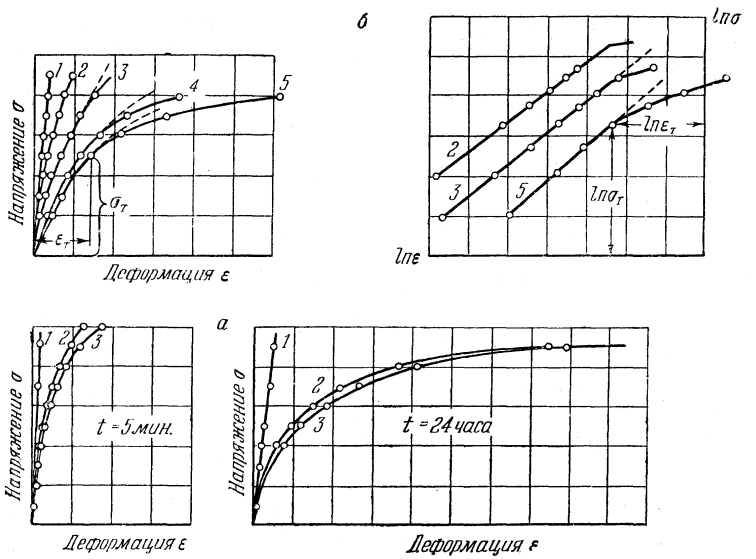
где $\alpha' < 1$ — коэффициент упрочнения; $E$ — модуль упругости; $A'$ — коэффициент деформации.

Влияние фактора времени отображается переменностью параметров $E$ и $A$, что характеризует изменение во времени наклона кривых. Эти параметры изменяются от наибольших, начальных (условно мгновенных) значений $E_н$ и $A_н$ при $t \to 0$, до наименьших, конечных (предельно длительных) значений $E_к$ и $E_н$ при $t \to \infty$.

Однако упругая часть деформации мало влияет на очертания суммарных кривых (фиг. 4, *а*). Поэтому с достаточной точностью можно принять, что степенная зависимость правильна также и для суммарной деформации.

$$\varepsilon = \left[\frac{\sigma}{A(t)}\right]^{1/\alpha(t)} \quad \text{или} \quad \sigma = A(t)\,\varepsilon^{\alpha(t)}, \qquad (9)$$

где параметры $A$ и $\alpha$ будут несколько отличны от чисто пластических параметров $A'$ и $\alpha'$ в уравнении (8). Переменность параметров $A$ и $\alpha$ отображает тот факт, что если по кривым ползучести, фиг. 1, построить кривые $\varepsilon = f(\sigma)$, то для каждого момента времени $t_i$ получим свою кривую. Иными словами,




Фиг. 4. Зависимость между напряжением и деформацией мерзлых грунтов.

*а* — разделение суммарной деформации *3* на упругую *1* и остаточную *2* части при различном времени воздействия нагрузок: $t = 5$ мин., $t = 24$ часа; *б* — кривые зависимости между напряжением и суммарной деформацией (в обычном и логарифмическом масштабах при различном времени воздействия нагрузок: *1* — $t = 1$ мин.; *2* — $t = 1$ часу; *3* — $t = 24$ час.; *4* — $t = 120$ час.; *5* — $t = 240$ час.

зависимость между напряжением и суммарной деформацией мерзлых грунтов отображается семейством степенных кривых, параметром которых является время $t$ (фиг. 4, *б*). При $t \to 0$ (мгновенное возрастание нагрузки) кривая имеет крутой уклон и близка к прямой: $\alpha = \alpha_н \to 1$ и $A = A_н \to E_н$. Разрушающее усилие будет при этом наибольшим, соответствующим $\sigma_{мгн}$. При неограниченно длительном времени воздействия нагрузки будем иметь предельную кривую, параметром которой будут $A = A_к$ и $\alpha = \alpha_к$. Эту кривую можно получить, выдерживая каждую ступень нагрузки до стабилизации деформаций; нагрузка, которая вызовет незатухающие деформации и приведет с течением времени к разрушению, и будет соответствовать $\sigma_{дл}$.



Справедливость уравнения (9) легко проверить нанесением опытных точек на логарифмический график, в соответствии с выражением $\ln \sigma = \ln A + \alpha \ln \varepsilon$, что дает уравнение прямой. Из фиг. 4, *б* видно, что опытные точки (до некоторого предела) хорошо ложатся на прямую. В ряде случаев параметр $\alpha$ может оказаться близким к единице, тогда коэффициент $A$ примет значение модуля линейной деформации $E$ и уравнение (9) перейдет в обычное уравнение линейно деформируемого вязкого тела:

$$\sigma = E(t)\,\varepsilon, \qquad (10)$$

где $E$ меняется от $E_н$ до $E_к$.

Зависимости (9) или (10) будут правильны лишь до достижения нагрузкой предела текучести $\sigma_т$, т. е. такого напряжения, при котором возникают (при данной скорости загружения) незатухающие деформации пластического течения. За этим пределом процесс деформирования уже не описывается указанными выше зависимостями — кривые $\sigma = \varphi(\varepsilon)$ имеют перегиб, особенно отчетливо выявляющийся на логарифмическом графике.

Из графика фиг. 4, *б* видно, что каждой такой кривой соответствует своя точка перегиба, но все эти точки лежат примерно на одной вертикали. Последнее означает, что пластическое течение при любой скорости загружения начинается при достижении деформациями некоторого определенного значения $\varepsilon = \varepsilon_т$, не зависящего от фактора времени. Это хорошо согласуется с условием прочности пластично-вязких тел, по А. В. Ржаницину (1949). Однако напряжение $\sigma_т$, при котором начинается течение, будет различно. Это означает, что предел текучести есть величина переменная, зависящая от времени воздействия нагрузки (или скорости загружения). Значение $\sigma_т$ изменяется от $\sigma_т = \sigma_{мгн}$ при $t \to 0$ до $\sigma_т = \sigma_{дл}$ при $t \to \infty$. Таким образом, предел длительной прочности можно рассматривать как предельное значение $\sigma_т$ при бесконечно медленном загружении.

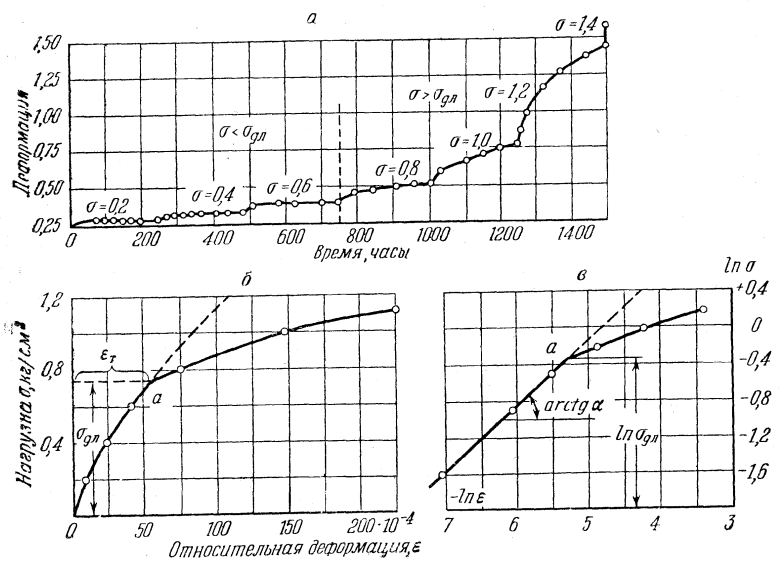
До достижения значения $\sigma_{дл}$ деформации будут затухать; зависимость между этими стабилизованными деформациями и напряжением отображается предельной кривой (фиг. 5)

$$\sigma = A_к \varepsilon_к^{\alpha_к}. \qquad (11)$$

При превышении же нагрузкой значения $\sigma_{дл}$, характеризующего переход от затухающих деформаций к незатухающим, однозначная связь между напряжением и деформацией нарушается и закономерность (11) перестает быть справедливой. Действительно, в зависимости от того, сколько времени будет

воздействовать нагрузка, мы можем получить любое значение ε, а следовательно и любой вид кривой.

Рассмотрим теперь не величину деформаций, а скорость их нарастания. При напряжении меньше $\sigma_{дл}$ эта скорость с течением времени стремится к нулю (кривая *1*, фиг. 1) и деформации




Фиг. 5. Развитие деформации мерзлого грунта при ступенчатом возрастании нагрузки.

*а* — развитие деформации во времени; *б* — предельная кривая зависимости между напряжением и деформацией (стабилизированной); *в* — то же в логарифмическом масштабе.

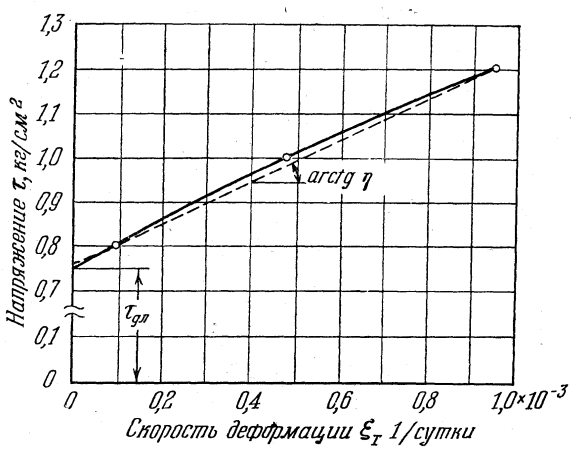
затухают. При $\sigma > \sigma_{дл}$ скорость деформаций через некоторое время, когда наступает установившееся пластическое течение, принимает постоянное значение $\frac{d\varepsilon}{dt} = \text{const}$, которое сохраняется до момента перехода в стадию прогрессирующего течения (кривая *2*, фиг. 1).

Процесс деформирования при напряжениях, превышающих предельные, т. е. в стадии незатухающей ползучести будет характеризоваться зависимостью между установившейся скоростью пластично-вязкого течения и напряжением сдвига. Опыты показывают, что для мерзлых грунтов эта зависимость не ньютонова: скорость течения пропорциональна не абсолютной величине напряжения τ, а превышению этого напряжения над пределом длительного сопротивления $\tau_{дл}$; кроме того характер зависимости в общем случае не линейный, а степенной

$$\zeta_т = \frac{1}{\eta'}(\tau - \tau_{дл})^{\beta}, \qquad (12)$$

где $\zeta = \frac{d\gamma}{dt} = \text{const}$ — скорость относительной деформации сдвига;

$\eta'$ — приведенный коэффициент вязкости.




Фиг. 6. Зависимость между напряжением и скоростью пластического течения.

Однако значение параметра β близко к единице, поэтому во многих случаях кривая ζ — τ может быть аппроксимирована прямой (фиг. 6). Тогда в небольшом диапазоне изменения нагрузок (при не очень больших скоростях течения) к мерзлым грунтам можно применить уравнение течения пластично-вязкого тела Шведова—Бингама

$$\zeta_т = \frac{1}{\eta}(\tau - \tau_{дл}), \qquad (13)$$

где $\eta$ — коэффициент вязкости (ползучести), определяемый углом наклона прямой ζ — τ.

Отметим, что при вековых периодах времени течение мерзлого грунта может иметь место при напряжениях, меньших $\tau_{дл}$. Тогда кривая ζ — τ будет иметь резкий перегиб около оси ординат и коэффициент $\eta$ изменит свое значение. Иными словами, если при $\tau < \tau_{дл}$ и имеется течение мерзлого грунта, то скорость его настолько незначительна, что не может быть уловлена в пределах практически измеримых отрезков времени (Михайлов и Ребиндер, 1955).

При оценке работы грунта с этим процессом можно не считаться, отбросив участок кривой $\zeta - \tau$, лежащей ниже $\tau_{дл}$ и рассматривая последнюю в качестве практически реальной величины. О реальности $\tau_{дл}$ свидетельствует, например, такой опыт. Автором испытывалась на разрыв серия образцов под различными, но постоянными для каждого образца нагрузками. Все нагрузки от 20 до 2 кг/см² вызывали разрушение (причем чем меньше была нагрузка, тем через более длительное время наступало разрушение). При напряжении же 1,7 кг/см² образец не разорвался, хотя находился под этой нагрузкой свыше трех лет.

Итак, работа мерзлого грунта подчиняется следующим закономерностям: до достижения нагрузкой предела длительной прочности между деформацией (затухающей ползучести) и напряжением существует однозначная, в общем случае степенная зависимость (11). При превышении нагрузкой указанного предела процесс деформирования характеризуется зависимостью между установившейся скоростью пластического течения и избытком напряжения над пределом длительной прочности. В общем случае эта зависимость степенная (12), но практически может быть принята линейной (13).

Переход из стадии затухающей ползучести в стадию незатухающей ползучести характеризуется перегибом кривой $\sigma = A_к \varepsilon_к^{\alpha_к}$ зависимости между напряжениями и стабилизованными деформациями, за которым эта зависимость перестает быть справедливой.

Резкое изменение характера работы мерзлого грунта при переходе из стадии затухающей ползучести в стадию незатухающей ползучести, т. е. при превышении нагрузкой предела длительной прочности, позволяет применить следующие приемы для определения этой характеристики.

Первый способ заключается в построении по опытным точкам кривой длительной прочности $\sigma_{дл}$ (или $\tau_{дл}$). Испытание проводится с серией однотипных образцов, загруженных различными, но постоянными нагрузками, начиная от вызывающей мгновенное разрушение и кончая длительной неразрушающей. По данным испытания строится график типа фиг. 2, по оси ординат которого откладывается величина разрушающего напряжения, а по оси абсцисс — время до разрушения. Ордината асимптоты кривой и определит $\sigma_{дл}$. Этот способ является наиболее достоверным, но он сопряжен с рядом практических сложностей. Во-первых, для построения кривой требуется, учитывая неизбежный разброс точек, несколько однотипных образцов ненарушенной структуры. Во-вторых, испытание носит весьма продолжительный характер, так как при нагрузках, близких к предельной, разрушение



наступает через длительное время (вплоть до нескольких месяцев). Следует, однако, отметить, что для приближенного определения $\sigma_{дл}$ продолжительность опытов можно значительно сократить, принимая во внимание то обстоятельство, что наибольшая интенсивность снижения прочности происходит в начальной стадии процесса, а далее прочность снижается в небольших пределах.

Второй способ определения предела длительной прочности заключается в нахождении $\sigma_{дл}$ (или $\tau_{дл}$) по точке перегиба кривой зависимости между нагрузкой и деформацией. Испытание проводится с одним образцом, загружаемым возрастающей ступенями нагрузкой. Каждая ступень выдерживается до стабилизации деформации. После возникновения незатухающих деформаций нагрузку продолжают увеличивать еще на 2—4 ступени, выдерживая каждую ступень в течение некоторых интервалов времени (фиг. 5, *а*). По данным испытания строится кривая зависимости между напряжением и деформацией. Такая кривая до некоторой точки будет описываться уравнением (11), а за этой точкой отклоняется от него (фиг. 5, *б*). Ордината точки перегиба и определяет значение $\sigma_{дл}$ (или $\tau_{дл}$). Указанная точка особенно хорошо выявляется при построении зависимости между $\sigma$ и $\varepsilon$ в логарифмическом масштабе (фиг. 5, *в*), причем из этого графика можно легко найти как значение $\sigma_{дл}$ (ордината точки $a$ определяет величину $\ln\sigma_{дл}$), так и параметры $A$ и $\alpha$ уравнения (11), определяемые: $\alpha$ — углом наклона логарифмической прямой, $\ln A$ — пересечением продолжения этой прямой с осью ординат. Преимуществом рассмотренного способа является возможность проведения испытания с одним образцом (для получения достоверных результатов опыты следует выполнять с 3-кратной повторностью). Недостаток же — длительность испытания.

Третий способ определения $\tau_{дл}$ (или $\sigma_{дл}$) заключается в построении графика зависимости между нагрузкой и установившейся скоростью пластического течения[1]. Из уравнения (13) $\zeta_т = \frac{1}{\eta}(\tau - \tau_{дл})$ следует, что пластическое течение не возникает — $\zeta_т = 0$, если $\tau = \tau_{дл}$.

Таким образом, построив график зависимости между $\tau$ и $\zeta_т$ (фиг. 6), можно определить значение $\tau_{дл}$ как отрезок на оси $\tau$, отсекаемый прямой (13) или плавной кривой (12).

---

[1] Такой прием применял Н. А. Цытович еще в 1940 г. для оценки пластического течения мерзлых грунтов при сжатии.

Испытания можно проводить как с серией однотипных образцов, загруженных различными нагрузками, так и с одним образцом под нагрузкой, возрастающей ступенями. Величины нагрузок и время их выдерживания должны быть такими, чтобы в грунте возникло пластическое течение с установившейся скоростью, что контролируется постоянством прироста деформации за равные промежутки времени. В процессе испытания определяется скорость деформации $\frac{d\gamma}{dt} = \zeta_т = \text{const}$ для каждой из нагрузок и по этим данным строится график типа фиг. 6. Экспериментальные точки соединяются прямой, или плавной кривой, пересечение которой с осью ординат определяет $\tau_{дл}$ (или $\sigma_{дл}$), а тангенс угла наклона — параметр $\eta$. Для построения прямой достаточно иметь 3—4 экспериментальные точки (с необходимой повторностью), что сокращает количество потребных испытаний. Кроме того, уменьшается время испытания. В этом преимущество рассматриваемого метода. Недостаток же — трудность фиксации постоянства скорости деформирования. Отметим, что указанный способ может применяться как контрольный и при первых двух рассмотренных методах.

## 2. УСЛОВИЕ ПРЕДЕЛЬНОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

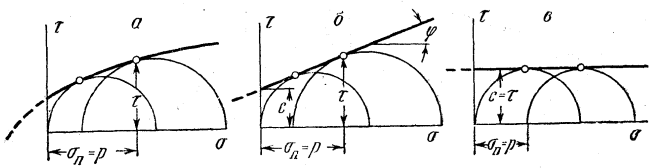
Как известно, предельное напряженное состояние, характеризуемое возникновением сдвигов по площадкам скольжения, наступает тогда, когда наибольшее касательное напряжение, вызванное воздействием внешней нагрузки, достигнет некоторого предельного значения, соответствующего сопротивлению грунта сдвигу. Условие возникновения указанного состояния определяется соотношением между касательным $\tau$ и нормальным $\sigma$ напряжениями и в общем виде описывается нелинейной зависимостью Мора

$$\tau_n = f(\sigma_n). \qquad (14)$$

Графически это условие отобразится на диаграмме $\tau - \sigma$ (диаграмма сдвига) некоторой кривой, огибающей круги напряжения (фиг. 7, *а*). Для связных грунтов функция уравнения (14) принимается обычно в виде линейной (уравнение Кулона) и огибающая кривая переходит в наклонную прямую (фиг. 7, *б*). В частном случае (идеально пластичное тело) кривая переходит в горизонтальную прямую (фиг. 7, *в*) и условие предельного напряженного состояния совпадает с условием пластичности Сен-Венана, согласно которому наибольшее касательное напряжение в любой точке пластической области постоянно

$$\max(\tau_n) = c = \text{const}. \qquad (15)$$

Иными словами, это условие исходит из предположения, что сопротивление сдвигу не зависит от величин нормального давления и обусловливается только сцеплением $c$; так называемое внутреннее трение равно нулю. Указанное предположение принималось до последнего времени при оценке сопротивления мерзлых грунтов нагрузкам.

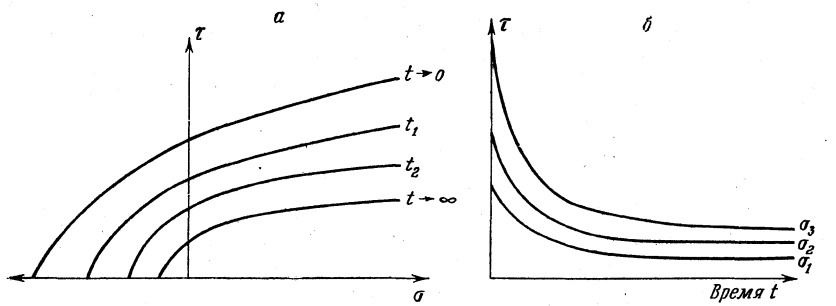



Фиг. 7. Предельные огибающие кривые (схемы).

Для выяснения условия предельного напряженного состояния мерзлых грунтов автором впервые были проведены опыты на сдвиг этих грунтов при различных нормальных давлениях. Проводились они на односрезном приборе Гидроэнергопроекта усиленной конструкции, причем для выявления влияния фактора времени определялось как мгновенное, так и предельно длительное сопротивление сдвигу. В первом случае сдвигающее усилие повышалось быстро вплоть до разрушения образца, во втором — возрастало ступенями с выдерживанием каждой ступени до затухания деформаций. Возникновение пластического течения свидетельствовало о том, что нагрузка превысила значение $\tau_{дл}$.

Опыты показали, что сопротивление сдвигу мерзлого грунта зависит от величины нормального напряжения, причем в общем случае эта зависимость имеет нелинейный характер, т. е. для мерзлых грунтов правильна схема *а* фиг. 7. Но в отличие от моровского тела для этих грунтов необходимо учитывать фактор времени. Так, при быстром ($t \to 0$) приложении сдвигающей нагрузки получим наибольшее, мгновенное сопротивление сдвигу $\tau_{мгн}$. На диаграмме сдвигов зависимость между $\tau_{мгн}$ и нормальным усилием $\sigma$ будет отображать верхняя кривая фиг. 8, *а*. Если же провести испытания при более медленном загружении, то значения сдвигающих нагрузок окажутся меньшими, чем в первом случае. Соответственно, кривая $\tau - \sigma$ будет лежать ниже, чем кривая для первого случая. Уменьшая скорость приложения сдвигающей нагрузки, получим все меньшие значения $\tau$. Наконец, при безгранично длитель-

ном воздействии нагрузки $t \to \infty$ будем иметь наименьшее, предельно длительное сопротивление сдвигу $\tau_{дл}$. Зависимость между $\tau_{дл}$ и $\sigma$ отображается нижней, предельной кривой фиг. 8, *а*. Таким образом, условие предельного напряженного состояния мерзлых грунтов (при неизменной температуре) отображается семейством огибающих кривых (характеризующих зависимость




Фиг. 8. Сопротивление сдвигу мерзлых грунтов с учетом фактора времени.

*а* — диаграммы сдвига при различном времени $t$ воздействия сдвигающей нагрузки; *б* — кривые снижения во времени сопротивления сдвигу при различных нормальных напряжениях $\sigma$.

между $\tau$ и $\sigma$), параметром которых будет время воздействия сдвигающей нагрузки $t$ (или скорость загружения)

$$\tau_n = f(\sigma_n,\ t). \qquad (16)$$

В более общем случае, если учитывать изменение температуры $\vartheta$ мерзлого грунта, а также изменение его влажности и плотности, условие (16) можно записать в следующем виде:

$$\tau_n = \tau(\sigma_n,\ t,\ \vartheta,\ w).$$

Изменение же во времени сопротивления сдвигу будет характеризоваться кривой длительной прочности, причем для каждого значения $\sigma$ будет своя кривая (фиг. 8, *б*).

Огибающие кривые (16) могут быть описаны, как это предложено В. В. Соколовским (1950) для скальных горных пород уравнением параболы или циклоиды (фиг. 9).

Учитывая, что начиная с некоторого расстояния от оси ординат кривизна огибающей весьма невелика, кривую на этом участке вполне допустимо аппроксимировать прямой линией. Тогда условие предельного напряженного состояния может быть описано по В. В. Соколовскому (1950) и К. В. Рупинейту (1954), с помощью комбинации уравнения циклоиды



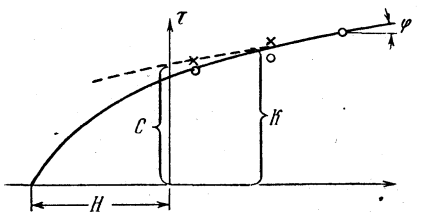
на криволинейном участке огибающей

$$\sigma + H = \frac{k}{2}(4\psi - \sin 4\psi);\ \tau = \frac{k}{2}(1 - \cos 4\psi) \qquad (17)$$

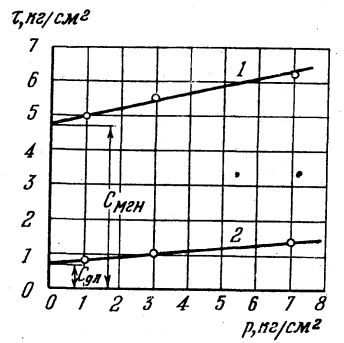
и уравнения касательной к ней прямой

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg}\varphi. \qquad (17')$$

В этих уравнениях $\varphi$ — угол наклона прямой (угол внутреннего трения); $c$ — сцепление; $H$ — предел прочности на




Фиг. 9. Огибающая кривая для мерзлых грунтов.




Фиг. 10. Диаграмма мгновенного *1* и предельно-длительного *2* сдвига мерзлого грунта.

растяжение; $k$ — диаметр образующего круга циклоиды. Величина $k$ может быть вычислена по данным о прочности на сжатие или определена из соотношения $k = \dfrac{H - c\operatorname{ctg}\varphi}{\frac{\pi}{2} - \varphi - \operatorname{ctg}\varphi}$.

Угол $2\varphi$ — есть угол между площадками скольжения; он соответствует углу наклона нормали огибающей кривой к оси абсцисс и определяется равенством

$$2\psi = \frac{\pi}{2} - \varphi.$$

Каждая из огибающих кривых (фиг. 8, *а*) будет иметь свои параметры, которые являются, таким образом, переменными во времени величинами $H(t)$, $k(t)$, $c(t)$, $\varphi(t)$, изменяющимися от наибольших, мгновенных значений при $t \to 0$ до наименьших, предельно-длительных при $t \to \infty$.

Приведенная на фиг. 9 огибающая кривая построена по данным мгновенных испытаний.

Теория предельного равновесия для материалов, огибающая кривая для которых дается в форме циклоиды (или пара-

болы), разработана В. В. Соколовским (1950). Пользуясь составленными им, а также К. А. Руппинетом (1954) уравнениями равновесия, можно получить решение задач предельного состояния мерзлого грунта под местной нагрузкой.

Криволинейная огибающая кривая более правильно представляет реальные прочностные свойства мерзлых грунтов. Однако применение такой огибающей влечет за собой ряд осложнений. В частности, появляется необходимость в определении дополнительных расчетных характеристик, а это для мерзлых грунтов особенно сложно, поскольку сопряжено с учетом их реологических свойств, что требует длительных испытаний и т. д. Поэтому на данной стадии наших знаний можно к мерзлым грунтам применить схему *б* фиг. 7. Тогда условие предельного напряженного состояния примет вид

$$\tau = c(t) + \sigma \operatorname{tg} \varphi(t), \qquad (18)$$

отличный от уравнения Кулона тем, что параметры $c$ и $\varphi$ являются переменными во времени, изменяющимися от мгновенных $c_{мгн}$ и $\varphi_{мгн}$ до предельно длительных значений $c_{дл}$ и $\varphi_{дл}$.

Параметры $c$ и $\varphi$ называют обычно сцеплением и углом внутреннего трения. Такое разделение является условным, поскольку сопротивление сдвигу обусловливается одними причинами — силами молекулярного притяжения между частицами, слагающими грунт. Но эти силы под воздействием сжимающего напряжения могут увеличиваться в результате упруго-адсорбционных деформаций. Уравнение (18) отображает именно зависимость между сдвигающим усилием и нормальным напряжением. Параметр $c$ в этом уравнении отображает ту часть сопротивления сдвигу, которая не зависит от нормального напряжения, а $\varphi$ характеризует возрастание $\tau$ с повышением $\sigma$.

Диаграмма мгновенного и предельно-длительного сдвига по данным одного из опытов изображена на фиг. 10.

Как видно, значение $\tau_{дл}$ оказывается значительно меньше величины $\tau_{мгн}$. Соответственно уменьшаются и параметры $c$ и $\varphi$. Так, если в рассматриваемом опыте $c_{мгн} = 4{,}8$ кг/см$^2$ и $\varphi_{мгн} = 10°$, то предельно длительные значения этих параметров оказались равными

$$c_{мгн} = 0{,}7 \text{ кг/см}^2 \text{ и } \varphi_{дл} = 6°.$$

Параметры $c$ и $\varphi$ существенно зависят от температуры мерзлого грунта. Например, повышение температуры на 1° приводит к уменьшению $\tau$, а следовательно и $c$ и $\varphi$, примерно в 1,5 раза. Отметим, однако, что даже при $\vartheta$, близкой к 0°, сопротивление сдвигу мерзлых грунтов оказывается, как правило, выше, чем для грунтов немерзлых. Подробнее этот вопрос рассматривается в статье Н. К. Пекарской и Н. А. Цытовича, помещенной в настоящем сборнике.



Интересно отметить, что из всех испытанных образцов наибольшее сопротивление мгновенному сдвигу оказали образцы грунта с повышенной влажностью (42%) [1], а также некоторые из образцов, имеющие прослойки льда. При длительных же испытаниях эти факторы, наоборот, приводят к снижению сопротивления сдвигу, что подтверждается нашими опытами по определению прочности сцепления и смерзания, согласно которым повышение льдистости уменьшает длительную прочность в результате течения льда при длительном воздействии нагрузки.

Как известно, параметр $c$ (сцепление) определяется из диаграммы сдвига как отрезок на оси ординат, отсекаемый прямой $\tau - \sigma$. Это значение оказывается несколько большим значения $c$, соответствующего ординате, отсекаемой фактической, криволинейной огибающей. Однако расхождение сравнительно невелико и для практических целей им можно пренебречь.

Показательно, что значение $c$, определенное по диаграмме сдвига, с достаточной точностью совпадает [2] со значением сцепления, полученного для грунтов, у которых $\varphi$ невелико, непосредственным испытанием путем вдавливания шарикового штампа по методу Н. А. Цытовича (1954). Это свидетельствует об инвариантности параметра $c$.

Опыты показывают, что мерзлые грунты, особенно пластичные с высокой температурой, близкой к 0°, обладают способностью сжиматься, причем деформации уплотнения таких грунтов представляют практически ощутимую величину, с которой следует считаться при оценке осадок. С понижением температуры сжимаемость мерзлых грунтов резко уменьшается.

Известно, что сопротивление сдвигу и величина параметров $c$ и $\varphi$ для талых грунтов существенно зависят от плотности последних, изменяющейся под воздействием нормального давления. В какой-то степени изменение $c$ и $\varphi$ за счет уплотнения будет иметь место и для мерзлых грунтов, но в значительно меньших пределах и только для пластичных грунтов.

Сказанное подтверждается сопоставительными испытаниями на сдвиг: при $\vartheta = -0{,}3°$ значение $\tau_{мгн}$ у предварительно уплотненных образцов грунта оказывается выше, чем у образцов, к которым нормальная нагрузка прикладывалась одновременно с сдвигающим усилием, т. е. мгновенно. При низкой же

[1] В процентах к весу сухого грунта.

[2] Лучшее совпадение получается для значения $c$, определенного пересечением с осью ординат криволинейной огибающей.

температуре сопротивление сдвигу уплотненных и неуплотненных образцов оказывается практически одинаковым.

Вернемся к фиг. 10. Как видно, при длительном сдвиге параметр $\varphi_{дл}$ значительно уменьшается по сравнению с $\varphi_{мгн}$ — предельная прямая сдвига довольно полога. В частности, для испытанных пластических грунтов $\varphi_{дл} \approx 6°$. Поэтому, в ряде случаев представляется возможным пренебречь этим параметром и аппроксимировать наклонную предельную прямую сдвига горизонтальной прямой. Такое допущение, идущее в запас прочности, оправдывается и теми соображениями, что изменение $\tau_{дл}$ за счет влияния $\sigma$ вряд ли будет выходить за те пределы колебаний, которые получаются благодаря неоднородности грунтов, изменениям температуры в природных условиях и т. д.

Тогда условие предельного напряженного состояния мерзлых грунтов примет простейший вид (Цытович и Сумгин, 1937; Березанцев, 1953)

$$\tau_{дл} = c_{дл} = \text{const}.$$

## ЛИТЕРАТУРА


Березанцев В. Г. Сопротивление грунтов местной нагрузке при постоянной отрицательной температуре. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 1. Изд. АН СССР, 1953.

Вялов С. С. Ползучесть и длительное сопротивление мерзлых грунтов. Докл. АН СССР, 1955, т. 104, № 6.

Гольдштейн М. Н. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. М., Трансжелдориздат, 1948.

Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых грунтов. М., Речиздат, 1951.

Иванов Ю. М. Предел пластического течения древесины. М., Стройиздат, 1948.

Михайлов Н. В. и Ребиндер П. А. О структурно-механических свойствах дисперсных и высокомолекулярных систем. Коллоидный журнал, 1955, т. 17, № 2.

Работнов Ю. Н. Расчет деталей машин на ползучесть. Изв. АН СССР, ОТН, 1940, № 6.

Ребиндер П. А. Новые методы характеристики упруго-пластично-вязких свойств структурированных дисперсных систем. Труды Ин-та физ. химии АН СССР, 1950, вып. 1.

Ржаницин А. В. Некоторые вопросы механики систем, деформирующихся во времени. М., ГИТТЛ, 1949.

Руппинет К. В. Некоторые вопросы механики горных пород. М., Углетехиздат, 1954.

Соколовский В. В. Теория пластичности. М., ГИТТЛ, 1950.

Цытович Н. А. Исследование упругих и пластических деформаций мерзлых грунтов. Труды КОВМ, т. 10, АН СССР, 1940.

Цытович Н. А. и др. Некоторые общие вопросы методики исследований физико-механических свойств мерзлых грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2, Изд. АН СССР, 1954.

Цытович Н. А. и Сумгин М. И. Основания механики мерзлых грунтов. Изд. АН СССР, 1937.



Н. К. ПЕКАРСКАЯ и Н. А. ЦЫТОВИЧ


# О РОЛИ ТРЕНИЯ И СЦЕПЛЕНИЯ В ОБЩЕМ СОПРОТИВЛЕНИИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ СДВИГУ ПРИ БЫСТРОМ ВОЗРАСТАНИИ НАГРУЗКИ

## ВВЕДЕНИЕ

Вопросы сопротивления мерзлых грунтов сдвигу до настоящего времени мало разработаны, хотя и имеют первостепенное значение для оценки механических свойств мерзлых грунтов, их условий прочности и устойчивости.

Как известно, для немерзлых грунтов наблюдается зависимость сопротивления сдвигу от нормального давления, что и обусловливает разделение общей величины сопротивления сдвигу этих грунтов на две составляющие: зависящую непосредственно от нормального давления — внутреннее трение — и не зависящую непосредственно от него — сцепление.

Для мерзлых грунтов принималась гипотеза, согласно которой сопротивление их сдвигу обусловлено, в основном, силами сцепления (Цытович, Сумгин, 1937; Березанцев, 1947, 1953), т. е. не зависит от нормального давления ($\tau = C$) [1]. Но это положение до последнего времени не было проверено опытами.

В настоящей статье приводятся результаты экспериментальных исследований, проведенных в 1953 г., целью которых было выяснение вопроса о влиянии нормального давления на сопротивление мерзлых грунтов сдвигу, а также приближенная оценка значения трения и сцепления в общей величине сопротивления их сдвигу.

## 1. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Работы, посвященные вопросу сопротивления мерзлых грунтов сдвигу, весьма немногочисленны и содержат преимущественно

[1] $\tau$ — сопротивление сдвигу; $C$ — сцепление.

или общие соображения без достаточных подтверждений их экспериментальными данными (Березанцев, 1947, 1953), или результаты непосредственных определений общей величины сопротивления мерзлых грунтов сдвигу без оценки значения отдельных ее составляющих — трения и сцепления (Шейков, 1936).

Так, например, В. Г. Березанцев на основании главным образом общих соображений, приходит к выводу, что «мерзлые грунты составляют основную часть группы грунтов, в которых сопротивление сдвигу обусловливается почти целиком силами сцепления» (Березанцев, 1953, стр. 86). Он отмечает также сильное уменьшение трения в мерзлых грунтах по сравнению с грунтами немерзлыми (Березанцев, 1947).

С другой стороны, имеющиеся данные непосредственного определения сопротивления мерзлых грунтов сдвигу характеризуют зависимость этой величины главным образом от температуры, влажности и механического состава мерзлых грунтов, но не дают оценки влияния нормального давления на сопротивление их сдвигу (Шейков, 1936).

Впервые вопрос о влиянии нормального давления на сопротивление мерзлых грунтов сдвигу изучался в 1952—1953 гг. С. С. Вяловым, который показал, что сопротивление сдвигу мерзлых грунтов зависит от нормального давления.

Непосредственные экспериментальные определения, дающие возможность оценить роль трения и сцепления в общей величине сопротивления мерзлых грунтов сдвигу, насколько нам известно, не проводились. Подробные опыты по исследованию этого вопроса для случая быстрого сдвига были поставлены в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения.

Ввиду надостаточности материалов по исследованию сопротивления сдвигу мерзлых грунтов, обратимся к работам, освещающим этот вопрос применительно к грунтам немерзлым.

В довольно обширной литературе, касающейся вопросов сопротивления сдвигу немерзлых грунтов, до настоящего времени отсутствует единое мнение как в области взглядов на природу трения и сцепления, так и на методы их определения.

На основании рассмотрения ряда работ по данному вопросу (Денисов, 1950, 1951; Нечаев, 1951; Троицкая, 1940 и др.) были приняты следующие положения, которые и явились исходными в данной работе.

1) Часто принимаемое разделение общей величины сопротивления сдвигу на внутреннее трение и сцепление является условным, так как природа обеих составляющих принципиально одинакова и обусловлена силами молекулярного взаимодействия (Денисов, 1951). Однако в случае трения эти силы проявляются в обратимом сближении молекул, происходящем



только в процессе действия нормального давления, что и выражается в увеличении сопротивления сдвигу.

Вторая составляющая — сцепление — обусловлена молекулярными связями, свойственными грунту в данном его состоянии и не зависит от нормального давления. Если же действие нормального давления изменяет физическое состояние грунта [1], обусловливая его уплотнение и упрочнение, то соответственно, и при этом необратимо, меняется и сцепление.

2) В соответствии с изложенным, под трением будем понимать ту часть сопротивления сдвигу, которая непосредственно зависит от нормального давления; под сцеплением — часть сопротивления сдвигу, независящую непосредственно от нормального давления, а только через изменение физического состояния грунта.

3) Для мерзлых грунтов под сцеплением понимаются силы взаимодействия между отдельными частицами этих грунтов, оказывающие сопротивление их разъединению. Эти силы обусловлены, в основном, цементирующим действием льда (Цытович, 1954); при этом с изменением температуры мерзлого грунта изменяются количество содержащегося в грунте льда и его свойства, а вместе с этим сцементированность частиц, обусловливающая прочность самого грунта.

4) При определении сопротивления сдвигу необходимо в каждом данном случае учитывать физическое состояние грунта, а также конкретные условия его работы.

Как известно, в настоящее время различают три основных способа определения сопротивления сдвигу (с последующим разделением на трение и сцепление) в зависимости от физического состояния грунта.

Первый способ — определение сопротивления сдвигу переуплотненных грунтов. Сдвиг производится при различных нормальных нагрузках ($p_1$; $p_2$;...$p_n$), но не превышающих нагрузки $p_n$, при которой предварительно полностью были уплотнены образцы, т. е. $p_n > p_2 > p_1$ (Цытович, 1951; Саваренский, 1939 и др.). В этом случае состояние грунта в определенном (известном) диапазоне нормальных нагрузок не изменяется, следовательно, остается неизменным и сцепление ($C$ = const).

Поэтому, если с возрастанием нормального давления ($p$) имеет место изменение величины сопротивления сдвигу, то оно

[1] Под состоянием немерзлого грунта понимается главным образом состояние его плотности и влажности; состояние же мерзлого грунта обусловливается, в основном, соотношением твердой и жидкой фаз воды в нем и плотностью, которые зависят от величины отрицательной температуры и суммарной влажности мерзлого грунта.

может быть обусловлено только изменением трения, и разделение на трение и сцепление в данном случае не представляет трудности.

Второй способ — определение сопротивления сдвигу уплотненных грунтов. Срез проводится при тех же нормальных нагрузках ($p_1$; $p_2$; $p_3$ и т. д.), при которых полностью уплотнялись образцы до среза (Цытович, 1951; Саваренский, 1939).

Третий способ — определение сопротивления сдвигу недоуплотненных грунтов (с незаконченным уплотнением) с определением плотности — влажности в зоне сдвига (Маслов, 1949).

В последних двух случаях плотность грунта, а следовательно, и сцепление, являются переменными, т. е. сопротивление сдвигу меняется как за счет изменения трения, так и за счет изменения сцепления, что очень осложняет оценку составляющих, особенно для грунтов с незавершенным уплотнением.

Учитывая изложенное, необходимо и для мерзлых грунтов (для оценки роли трения и сцепления в общей величине сопротивления сдвигу) предварительно выяснить, к какой из разобранных выше групп относится мерзлый грунт в данном его состоянии. При этом для мерзлого грунта особенно следует отметить значение температуры его, с изменением которой меняются соотношения твердой и жидкой фаз в мерзлом грунте и свойства основного цементирующего вещества — льда, а вместе с этим и физическое состояние мерзлого грунта.

## 2. МЕТОДИКА ИСПЫТАНИЙ

Определения сопротивления мерзлых грунтов сдвигу проводились на одноплоскостном приборе системы Н. Н. Маслова и Ю. Ю. Лурье, используемом обычно для испытаний немерзлых грунтов.

Кроме испытаний на сдвиг, для этих же образцов мерзлого грунта определялось сцепление методом вдавливания шарикового штампа $C_{\text{экспер}}$ (Цытович, 1954).

Объектом исследований были искусственно замороженные образцы глинистого грунта (из карьера бескудниковского кирпичного завода) нарушенного сложения.

Характеристика основных физических свойств этого грунта представлена в табл. 1.

Подготовка образцов к испытаниям осуществлялась следующим образом. Грунт в талом состоянии уплотнялся нагрузкой $p = 0{,}5$ кг/см², затем замораживался при температуре —15, —20°, после чего помещался в ультратермостат, где и выдерживался не менее одних суток при заданной температуре (соответствующей температуре последующих испытаний). Температура образцов при испытаниях была —1 и —2°.



Таблица 1

**Механический состав (в %)* и пределы пластичности бескудниковской глины**

| Фракции, мм | | | | | | | Верхний предел пластичности | Нижний предел пластичности | Число пластичности |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | <0,0002 (во фракции — <0,001) | | | |
| 1,48 | 4,47 | 39,77 | 10,02 | 16,76 | 27,50 | 12,75 | 32% | 17% | 15 |

* Подготовка к анализу проводилась по методу Р. Х. Айдинян: растирание резиновой пробкой без стабилизатора и без кипячения.

Опыты на сдвиг проводились при условии быстрого приложения нагрузки (в течение 1,5—2,5 мин.), что необходимо учитывать при последующем анализе приводимых ниже материалов.

Полученные величины характеризуют максимальное (или близкое к нему) значение сопротивления сдвигу, т. к. в течение 1,5—2,5 мин., если и имеет место снижение прочности, то настолько незначительное, что его можно не учитывать.

## 3. ВЫЯСНЕНИЕ ВЛИЯНИЯ УПЛОТНЕНИЯ НА СОПРОТИВЛЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ СДВИГУ

Для решения вопроса, к какой из указанных выше групп (переуплотненные, уплотненные, недоуплотненные грунты) принадлежит исследуемый мерзлый грунт при температуре —2°, нами проводились специальные опыты по выяснению влияния уплотнения на физическое состояние мерзлого грунта и его сопротивление сдвигу. Образцы мерзлого грунта уплотнялись нормальными нагрузками $p=4$ кг/см² и $p=8$ кг/см², после чего проводились определения влажности, объемного веса, а также сцепления и сопротивления сдвигу этих образцов (табл. 2).

Полученные данные сравнивались с величинами этих же характеристик для идентичных, но неуплотненных образцов мерзлого грунта (при $\vartheta = -2°$) табл. 3.

Из данных табл. 2 следует, что влажность и объемный вес исследуемого грунта после уплотнения изменились весьма мало. Это свидетельствует о том, что сжимаемость грунта в данном случае настолько невелика, что практически не сказывается

Таблица 2

**Результаты определений сопротивления сдвигу после уплотнения грунта в мерзлом состоянии**

(бескудниковская глина; температура ≈ —2°)

| Влажность, %* (W) | | Объемный вес, г/см³ (γ) | | Нормальная нагрузка в опыте на сдвиг, кг/см² (p) | Сопротивление сдвигу, кг/см² (τ) | Сцепление, кг/см² ($C_{экспер}$) | Примечание |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| до уплотнения | после уплотнения | до уплотнения | после уплотнения | | | | |
| 32,6 | 34,7 | 1,82 | 1,86 | 4,0 | 9,0 | — | Испытания на сдвиг осуществлялись при тех же нормальных нагрузках, при которых предварительно был уплотнен грунт |
| 35,5 | 33,3 | 1,81 | 1,82 | 4,0 | 9,0 | 6,7 | |
| | | | | Среднее | 9,0 | 6,7 | |
| 32,1 | 31,9 | 1,94 | 1,95 | 8,0 | 12,5 | 6,6 | |
| 32,2 | 32,2 | 1,95 | 1,95 | 8,0 | 10,0 | 7,2 | |
| — | 31,0 | — | — | 8,0 | 10,0 | 6,8 | |
| | | | | Среднее | 10,8 | 6,9 | |

* Влажность $W$—в % к весу сухого грунта.

в пределах точности определений) на физическом состоянии мерзлого грунта.

Сказанное подтверждают также результаты испытаний сопротивления сдвигу и сцепления уплотненных и неуплотненных образцов. Так, из сопоставления таблиц 2 и 3 видно, что сопротивление сдвигу при нормальной нагрузке $p = 4$ кг/см² как для уплотненных, так и для неуплотненных образцов практически одинаково и в большинстве опытов соответствует $\tau = 9$ кг/см². То же наблюдается и при нагрузке $p = 8$ кг/см². Из этих же таблиц следует, что и величины сцепления уплотненных и неуплотненных образцов весьма близки. Так, сцепление, определяемое по неуплотненным образцам, при $p = 4$ кг/см², $C_{экспер}$ в среднем оказалось равным 6,6 кг/см², а уплотненных — $C_{кспер} = 6{,}7$ кг/см².

Таким образом, приведенные данные показывают, что мерзлые образцы исследованного грунта при температуре — 2° (и ниже) и нормальных нагрузках $p = 8$ кг/см² (и менее) следует отнести к группе грунтов, находящихся в переуплотненном состоянии ($C$ = const).



Таблица 3

**Результаты определения сопротивления сдвигу и сил сцепления неуплотненных образцов мерзлого грунта**

(бескудниковская глина; температура ≈ —2°)

| Влажность W, % | Объемный вес γ, г/см³ | Нормальная нагрузка p, кг/см² | Сопротивление сдвигу τ, кг/см² | Сцепление $C_{экспер}$, кг/см² |
|---|---|---|---|---|
| 28,7 | 1,86 | 4,0 | 10,0 | 6,6 |
| 31,5 | 1,87 | 4,0 | 9,0 | — |
| 32,3 | — | 4,0 | 9,0 | 6,6 |
| | | | Среднее 9,3 | 6,6 |
| 35,1 | 1,77 | 8,0 | 10,0 | — |
| 36,2 | 1,77 | 8,0 | 10,5 | — |
| — | 1,83 | 8,0 | 10,0 | — |
| | | | Среднее 10,2 | — |

В соответствии с этим следует подходить к оценке значения трения и сцепления в общей величине сопротивления сдвигу этих грунтов.

При температуре —1° подобных определений не проводилось. Однако имеющиеся данные испытаний на сжатие показывают, что сжимаемость исследуемого грунта при этой температуре невелика и можно полагать, что она практически не сказывается на физическом состоянии его. Вследствие этого исследуемый мерзлый грунт при температуре —1° можно также относить к переуплотненным грунтам.

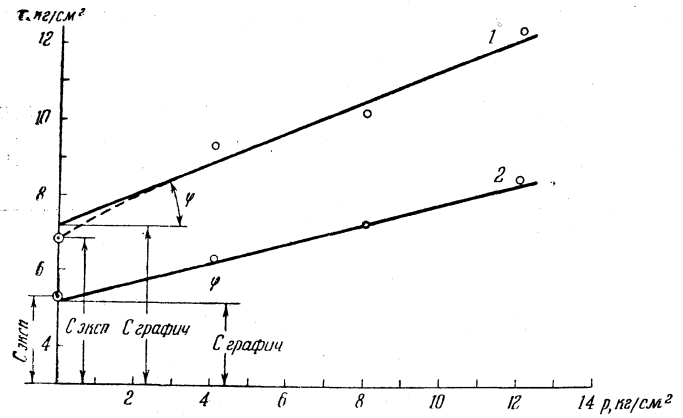
## 4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ СДВИГУ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ НОРМАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЯХ

Как уже указывалось выше, целью данной работы было выяснение вопроса о влиянии нормального давления на сопротивление мерзлых грунтов сдвигу, а также оценка удельного значения трения и сцепления.

В соответствии с поставленной задачей испытания сопротивления мерзлых грунтов сдвигу проводились при различных

нормальных давлениях (от $p = 4$ кг/см² до $p = 12$ кг/см²) и температуре образцов —1° и —2°.

Результаты испытаний представлены в таблицах 4 и 5, а также на диаграммах сдвига (фиг. 1). При сопоставлении данных этих таблиц видно, что сопротивление сдвигу мерзлого глинистого грунта зависит от его температуры, увеличиваясь с понижением




Фиг. 1. Сопротивление мерзлого глинистого грунта быстрому сдвигу.

1 — температура образца — 2°; $\varphi = 22°$; $C_{\text{графич}} = 7{,}2$ кг/см²; $C_{\text{экспер}} = 6{,}8$ кг/см²; 2 — температура образца —1°; $\varphi = 14°$; $C_{\text{графич}} = 5{,}2$ кг/см²; $C_{\text{экспер}} = 5{,}3$ кг/см².

последней. Так например, при температуре —1° сопротивление сдвигу при $p = 4$ кг/см² в среднем равняется $\tau = 6{,}3$ кг/см², а при температуре —2° $\tau = 9{,}2$ кг/см².

Из этих же таблиц совершенно очевидно также, что сопротивление сдвигу мерзлого грунта возрастает с увеличением нормального давления. Так, при нормальной нагрузке $p = 4$ кг/см² сопротивление сдвигу (в среднем) $\tau = 9{,}2$ кг/см², а при нормальной нагрузке $p = 8$ кг/см² $\tau = 10{,}3$ кг/см² (табл. 5).

Отмеченная зависимость наблюдается также и для других значений нагрузок и температуры.

Как было показано выше, физическое состояние исследуемого грунта (при данных условиях опыта) практически не изменяется, т. е. $C = \text{const}$. Следовательно, возрастание величины сдвигающего усилия с увеличением нормального давления обусловлено только увеличением трения, а не возрастанием сцепления, т. к. уплотнение грунта практически отсутствует или, иными словами, действие нормального давления в данном случае вызывает



Таблица 4

**Результаты определений сопротивления мерзлого грунта сдвигу**

(бескудниковская глина; температура от —0,7 до — 1°,2)

| Влажность $W$, % | Объемный вес $\gamma$, г/см³ | Температура образца, °С | Сопротивление сдвигу $\tau$, кг/см² | Сцепление $C_{\text{экспер}}$, кг/см² |
|---|---|---|---|---|
| Нормальная нагрузка $p = 4$ кг/см² | | | | |
| — | — | —0,9 | 6,5 | 5,5 |
| 22,8 | 1,86 | —0,8 | 6,5 | — |
| 30,2 | 1,83 | —0,7 | 6,0 | 5,5 |
| | | Среднее | 6,3 | 5,5 |
| Нормальная нагрузка $p = 8$ кг/см² | | | | |
| — | 1,88 | —1,15 | 8,5 | — |
| 34,3 | — | —0,7 | 7,0 | — |
| 35,3 | — | —0,7 | 6,5 | 4,55 |
| — | — | —1,15 | 6,8 | — |
| — | — | —0,9 | 7,9 | — |
| | | Среднее | 7,3 | 4,55 |
| Нормальная нагрузка $p = 12$ кг/см² | | | | |
| 29,1 | 29,7 | —1,2 | 8,5 | 5,8 |

обратимое изменение состояния грунта, восстанавливающееся после снятия нагрузки.

Таким образом, проведенные испытания достаточно четко устанавливают, что сопротивление мерзлых грунтов быстрому сдвигу зависит от нормальной нагрузки и, следовательно, обусловливается не только сцеплением, но и трением, т. е. $\tau \neq C$.

## 5. О ТРЕНИИ И СЦЕПЛЕНИИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Для непосредственной оценки величин трения и сцепления мерзлых грунтов рассмотрим диаграммы сдвига (фиг. 1), построенные по данным таблиц 4 и 5. Отметим, что при построении

Таблица 5

**Результаты определений сопротивления мерзлого грунта сдвигу**

(бескудниковская глина; температура от —1,6 до —2°,0)

| Влажность $W$, % | Объемный вес $\gamma$, г/см³ | Температура образца, °С | Сопротивление сдвигу $\tau$, кг/см² | Сцепление $C_{\text{экспер}}$, кг/см² |
|---|---|---|---|---|
| Нормальная нагрузка $p = 4$ кг/см² | | | | |
| 32,3 | — | —1,7 | 9,0 | 6,6 |
| 28,7 | 1,86 | —1,9 | 10,0 | 6,6 |
| 31,5 | 1,87 | —1,6 | 9,0 | — |
| 34,7 | 1,82 | —1,9 | 9,0 | — |
| 33,3 | 1,81 | —1,85 | 9,0 | 6,7 |
| | | Среднее | 9,2 | 6,6 |
| Нормальная нагрузка $p = 8$ кг/см² | | | | |
| 35,1 | — | —1,6 | 10,0 | — |
| 36,2 | — | —1,8 | 10,5 | — |
| — | 1,83 | —1,9 | 10,0 | — |
| 34,1 | 1,83 | —1,7 | 10,5 | — |
| 31,9 | 1,94 | —1,85 | 12,5 | 6,6 |
| 32,9 | 1,95 | —1,85 | 10,0 | 7,2 |
| 30,6 | — | —2,0 | 10,0 | 6,8 |
| 25,7 | — | —1,8 | 9,0 | 6,3 |
| | | Среднее | 10,3 | 6,8 |
| Нормальная нагрузка $p = 12$ кг/см² | | | | |
| — | — | —2,0 | 11,5 | 7,2 |
| — | — | —2,0 | 12,8 | 7,0 |
| — | — | —2,0 | 12,5 | — |
| | | Среднее | 12,3 | 7,1 |

этих диаграмм исходили (в соответствии с опытами по уплотнению) из переуплотненного состояния данного грунта ($C = \text{const}$).

На этой фигуре отмечены величины сцепления, полученные методом вдавливания шарикового штампа, обозначенные как $C_{\text{экспер}}$ в отличие от $C_{\text{графич}}$, полученного путем обычного



построения (по диаграмме сдвига). Из приведенных диаграмм сдвига видно, что величины $C_{\text{экспер}}$ и $C_{\text{графич}}$ мало отличаются. Это свидетельствует о применимости метода вдавливания шарикового штампа к определению сцепления мерзлых глинистых грунтов.

Рассмотрим показатели трения и сцепления исследуемого грунта.

На фиг. 1 видно, что с понижением температуры мерзлого грунта как сцепление, так и угол трения возрастают, а именно: при температуре —1° сцепление $C_{\text{графич.}} = 5{,}2$ кг/см², угол трения — $\varphi = 14°$, а при температуре —2° сцепление — $C_{\text{графич.}} = 7{,}2$ кг/см², угол трения $\varphi = 22°$.

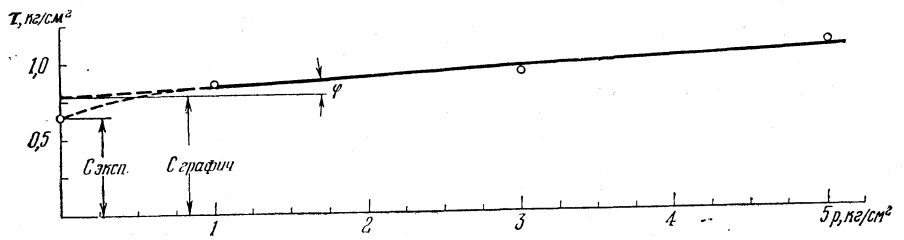
Отметим, что наряду с испытанием мерзлых грунтов одной и той же текстуры, были проведены специальные определения с грунтами различных текстур. Эти исследования показали, что трение и сцепление мерзлых грунтов (при быстром приложении нагрузки) зависят от их текстуры. Зависимость эта выражается в следующем: мерзлые грунты массивной текстуры характеризуются (при прочих равных условиях) меньшими величинами трения и сцепления, чем те же грунты сетчатой текстуры. Так, трение и сцепление мерзлого глинистого грунта (бескудниковской глины) массивной текстуры определены соответственно: $\varphi = 19°$; $C_{\text{графич}} = 6{,}8$ кг/см²; эти же показатели для того же грунта толстосетчатой текстуры определены: $\varphi \approx 38°$; $C_{\text{графич}} \approx 8{,}2$ кг/см². Следует также отметить, что сопротивление сдвигу, а также трение и сцепление мерзлых грунтов сетчатой текстуры тем больше, чем больше содержится в них льда-включений.

Для сравнения приведенных данных с теми же показателями для немерзлых грунтов приводим табл. 6 и фиг. 2. В них представлены результаты определений сопротивления сдвигу исследованного грунта в немерзлом состоянии. Образцы грунта предварительно уплотнялись нагрузкой $p = 5$ кг/см² [1]. Испытания на сдвиг проводились при нормальных нагрузках $p = 5$ кг/см² и менее, т. е. грунт находился в переуплотненном состоянии ($C = \text{const}$), как и при испытаниях мерзлого грунта; продолжительность испытаний 2—3 мин. (как и для мерзлого грунта).

При сравнении данных, приведенных в табл. 6 и на фиг. 2, с рассмотренными выше результатами испытаний мерзлого грунта

[1] Такая величина уплотняющей нагрузки была выбрана для того, чтобы приблизить состояние плотности немерзлого грунта к той плотности, которая была в агрегатах мерзлого грунта. Поэтому предварительно определялась влажность в агрегатах, которая в среднем оказалась равной $W = 22\%$, что по компрессионной кривой этого грунта соответствует уплотняющей нагрузке $p = 5$ кг/см².

(табл. 4 и 5, фиг. 1) видно, что величины сопротивления сдвигу, а также трения и сцепления немерзлого грунта значительно меньше, чем для этого же грунта в мерзлом состоянии.




**Фиг. 2. Сопротивление быстрому сдвигу глинистого грунта в немерзлом состоянии.**

$\varphi = 4°$; $C_{\text{графич}} = 0{,}8$ кг/см²; $C_{\text{экспер}} = 0{,}65$ кг/см².

Таблица 6

**Результаты определения сопротивления сдвигу немерзлого грунта**

(бескудниковская глина)

| Влажность $W$, % | Объемный вес $\gamma$, г/см³ | Нормальная нагрузка $p$, кг/см² | Сцепление $C$ экспер, кг/см² | Сдвигающее напряжение $\tau$, кг/см² | Примечание |
|---|---|---|---|---|---|
| 23,2 | 2,04 | 1,0 | 0,60 | 0,85 | Грунт предварительно уплотнялся нагрузкой $p = 5$ кг/см² |
| 22,8 | 2,07 | 3,0 | 0,63 | 0,99 | |
| 22,7 | 2,14 | 5,0 | 0,67 | 1,12 | |

Для наглядности приводим эти данные в сравнительной табл. 7, составленной по приведенным материалам.

Сравним далее величины углов трения мерзлых грунтов со средними значениями этих же показателей для различных грунтов в немерзлом состоянии. Как было показано выше (фиг. 1), исследованный мерзлый г л и н и с т ы й грунт при $\vartheta \approx -1°$ характеризуется углом трения $\varphi \approx 14°$, что соответствует по опубликованным данным (Бобков, Быковский и др., 1950) средней величине этого угла для немерзлого с у г л и н и с т о г о грунта ($\varphi = 13$—$15°$). При $\vartheta \approx -2°$ угол трения мерзлого грунта определен $\varphi = 22°$, что соответствует (по тем же данным) средней величине этого угла для немерзлого п е с ч а н о г о пылеватого грунта (от $\varphi = 20$—$25°$). Очевидно, что по мере



Таблица 7

**Сравнительные данные величин сопротивления сдвигу, сцепления и трения мерзлых и немерзлых образцов грунта**

| Состояние грунта | Температура образца, °С | Сопротивление сдвигу $\tau$, кг/см², при $p = 4$ км/см² | Сцепление $C$ графич, кг/см² | Угол трения, $\varphi°$ | Примечание |
|---|---|---|---|---|---|
| Немерзлое | Положительная | 1,1 | 0,8 | 4 | Испытания проводились методом быстрого сдвига |
| Мерзлое | —1 | 6,3 | 5,2 | 14 | |
| То же | —2 | 9,2 | 7,2 | 22 | |

дальнейшего понижения температуры мерзлого грунта, следует ожидать соответственного возрастания угла трения ($\varphi$). Следовательно, величины углов трения глинистого мерзлого грунта (при «быстром сдвиге»), даже при температуре, достаточно близкой к нулю градусов (—1° и ниже), значительны (при $\vartheta \approx -1°$ $\varphi = 14°$; при $\vartheta \approx -2°$ $\varphi = 22°$) и превышают среднюю величину этого угла для подобных грунтов в немерзлом состоянии (в среднем в пределах от $\varphi = 0°$ до $\varphi = 10°$). Далее отметим, что порядок величин, характеризующих трение и сцепление мерзлых грунтов при быстром сдвиге, близок к тем же показателям для скальных горных пород[1] (Фисенко, 1953; Роза, 1952), что достаточно четко видно из сводной табл. 8, составленной по материалам, приведенным в работе Г. Л. Фисенко, а также по нашим данным (для мерзлых грунтов).

Отметим, что при расчетах прочности сцементированных рыхлых горных пород, в ряде случаев учитывают как сцепление, так и трение их.

Таким образом, результаты анализа приведенного материала (табл. 4—8, фиг. 1 и 2) показывают, что при быстром сдвиге величины углов внутреннего трения мерзлых грунтов значительны. Поэтому очевидно, что наклонную прямую, выражающую зависимость сопротивления мерзлых грунтов сдвигу ($\tau$)

[1] Полагаем возможным проводить в данном случае аналогию с мерзлыми грунтами, в которых основным цементирующим веществом является лед. При определенных условиях, главным образом зависящих от величины отрицательной температуры, мерзлые грунты могут приближаться по плотности к сцементированным рыхлым породам. Как у тех, так и у других, вследствие цементации, усиливается связь между составляющими породу или мерзлый грунт частицами (или их агрегатами), что приближает такие породы, по мере цементации, к массивным породам.

от нормального давления ($p$) не представляется возможным заменять горизонтальной прямой.

Таблица 8

**Сводная таблица показателей величины сопротивления сдвигу для скальных пород и мерзлого грунта**

| Порода | Объемный вес $\gamma$, г/см³ | Влажность $W$, % | Сдвигающее напряжение $\tau$, кг/см², при $p = 4$ кг/см² | Сцепление $C$ графич., кг/см² | Угол трения, $\varphi°$ | Примечание |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Аргиллит . . . . . | 2,31 | 9,62 | 11,0 | 9,4 | 28 | По данным Г. Л. Фисенко |
| Алевролит . . . . . | 2,26 | 9,89 | 9,0 | 6,5 | 31 | То же |
| Мерзлая бескудниковская глина . . | 1,84 | 26,5 | 6,2 | 5,2 | 14 | При температуре —1° |
| | 1,86 | 32,1 | 8,9 | 7,2 | 22 | То же, —2° |

## 6. ОЦЕНКА ЗНАЧЕНИЯ ТРЕНИЯ И СЦЕПЛЕНИЯ В ОБЩЕЙ ВЕЛИЧИНЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ БЫСТРОМУ СДВИГУ

Рассмотренные выше материалы дают количественную оценку величины сопротивления сдвигу и ее составляющих для мерзлых грунтов. Однако остается невыясненным относительное значение трения и сцепления в общей величине сопротивления мерзлых грунтов сдвигу.

Для сравнительной, хотя и приближенной оценки удельного веса трения и сцепления в общей величине сопротивления мерзлых грунтов сдвигу, при быстром возрастании нагрузки, в таблицах 9 и 10 приведены величины трения и сцепления, выраженные в процентах к общей величине сопротивления сдвигу (для образцов исследуемого глинистого грунта в мерзлом и немерзлом состоянии).

В табл. 11 приводятся аналогичные данные для рыхлых сцементированных пород (аргиллиты, алевролиты). Эти данные рассчитаны по материалам, имеющимся в упомянутой выше работе Г. Л. Фисенко.

Все приведенные результаты (табл. 9, 10, 11) получены путем испытаний соответствующих образцов методом быстрого сдвига. Это обстоятельство и дает основание для сопоставления указанных данных. Рассмотрим приведенные материалы.



Таблица 9

**Относительное значение трения и сцепления в общей величине сопротивления мерзлого грунта сдвигу**

(бескудниковская глина)

| Объемный вес $\gamma$, г/см³ | Влажность $W$, % | Нормальная нагрузка $p$, кг/см² | Сдвигающее напряжение $\tau$, кг/см² | Сцепление, % от общей величины сопротивления сдвигу | Трение, % от общей величины сопротивления сдвигу |
|---|---|---|---|---|---|
| Температура образцов $\vartheta \approx -1°$ | | | | | |
| — | — | 1 | 5,5 | 94,7 | 5,3 |
| — | — | 3 | 6,0 | 86,7 | 13,3 |
| 1,84 | 26,5 | 4 | 6,2 | 83,9 | 16,1 |
| 1,88 | 34,8 | 8 | 7,3 | 71,2 | 28,8 |
| 1,85 | 29,1 | 12 | 8,3 | 62,6 | 37,4 |
| Температура образцов $\vartheta \approx -2°$ | | | | | |
| — | — | 1 | 7,6 | 94,7 | 5,3 |
| — | — | 3 | 8,4 | 85,7 | 14,3 |
| 1,86 | 32,1 | 4 | 8,9 | 81,0 | 19,0 |
| 1,84 | 32,3 | 8 | 10,5 | 68,5 | 31,5 |
| | | 12 | 12,2 | 59,8 | 40,2 |

Таблица 10

**Относительное значение трения и сцепления в общей величине сопротивления сдвигу немерзлого грунта**

(бескудниковская глина)

| Объемный вес $\gamma$, г/см³ | Влажность $W$, % | Нормальная нагрузка $p$, кг/см² | Сдвигающее напряжение $\tau$, кг/см² | Сцепление, % к общей величине сопротивления сдвигу | Трение, % к общей величине сопротивления сдвигу | Примечание |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 2,04 | 23,2 | 1 | 0,84 | 91,7 | 8,3 | Образцы предварительно уплотнились нагрузкой $p = 5$ кг/см² |
| 2,07 | 22,8 | 3 | 0,99 | 77,7 | 22,3 | |
| 2,11 | 22,7 | 5 | 1,10 | 70,0 | 30,0 | |

Таблица 11

**Относительное значение трения и сцепления в общей величине сопротивления сдвигу скальных пород**

(рассчитано по данным Г. Л. Фисенко)

| Порода | № опыта | Объемный вес $\gamma$, г/см³ | Влажность $W$, % | Нормальная нагрузка $p$, кг/см² | Сдвигающее напряжение $\tau$, кг/см² | Сцепление, % от общей величины сопротивления сдвигу | Трение, % от общей величины сопротивления сдвигу |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Аргиллит | 52 | 2,31 | 9,62 | 4,0 | 11,0 | 85,4 | 14,6 |
| » | 52 | 2,31 | 9,62 | 8,0 | 13,0 | 72,3 | 27,7 |
| » | 52 | 2,31 | 9,62 | 12,0 | 15,0 | 62,6 | 37,4 |
| Аргиллит опесчаненный | 54 | 2,30 | 8,95 | 2,0 | 8,0 | 87,5 | 12,5 |
| То же | 54 | 2,30 | 8,95 | 4,0 | 10,0 | 70,0 | 30,0 |
| » | 54 | 2,30 | 8,95 | 8,0 | 12,0 | 58,3 | 41,7 |
| Алевролит | 62 | 2,38 | 7,73 | 4,0 | 12,0 | 75,0 | 25,0 |
| » | 62 | 2,38 | 7,73 | 8,0 | 15,0 | 60,0 | 40,0 |
| » | 62 | 2,38 | 7,73 | 12,0 | 18,0 | 50,0 | 50,0 |

1) Из данных табл. 9 видно, что в мерзлых образцах бескудниковского суглинка при температуре —2 и —1°, нормальных нагрузках $p = 12$ кг/см² и менее, основное значение в величине сопротивления сдвигу принадлежит сцеплению; что касается трения, то его значение возрастает с увеличением нормальной нагрузки.

Так, при температуре —2° и нагрузке $p = 3$ кг/см² сцепление составляет 85,7% от общей величины сопротивления сдвигу, трение же — 14,3%, а при нагрузке $p = 8$ кг/см² сцепление составляет 68,5%, трение — 31,5%.

2) Сравним материалы, приведенные в табл. 9 и 10. Согласно табл. 9 в мерзлом глинистом грунте ($\vartheta \approx -2°$) при нормальной нагрузке 3 кг/см² сцепление составляет 85,7% от общей величины сопротивления сдвигу, а из табл. 10 видно, что в немерзлом образце этого же грунта (уплотнение 5 кг/см²) при той же нормальной нагрузке $p = 3$ кг/см² сцепление составляет 77,7% от общей величины сопротивления сдвигу, т. е. на 8% меньше, чем в мерзлом образце.

Примерно такие же соотношения можно получить и при сопоставлении других опытов с переуплотненными грунтами, приведенных при иных нормальных нагрузках (табл. 9, 10). Приведенные сравнительные данные показывают, что в мерзлом



глинистом грунте «удельный вес» сцепления несколько больше, чем в плотном немерзлом грунте при тех же нормальных нагрузках. Но, проводя подобные сопоставления, следует обязательно учитывать, что абсолютные величины как сцепления, так и трения мерзлых грунтов значительно выше, чем талых, и возрастают с понижением температуры мерзлого грунта.

3) Из сопоставления табл. 9 и 11 следует, что относительное значение трения и сцепления в общей величине сопротивления сдвигу сцементированных рыхлых пород (алевролиты, аргиллиты) в ряде случаев того же порядка, как и для мерзлого грунта.

Так, для аргиллита (опыт 52) при нормальной нагрузке $p = 4$ кг/см² сцепление составляет 85,4% от общей величины сопротивления сдвигу; для мерзлого суглинка ($\vartheta \approx -2°$ и $p = 4$ кг/см²) сцепление составляет 81% этой величины. К этому же заключению можно прийти и при сравнении результатов других опытов, приведенных в табл. 9 и 11[1].

Для оценки прочности сцементированных рыхлых пород некоторые авторы указывают на необходимость учета как сцепления, так и трения их (например, при расчетах углов естественных откосов, при строительстве гидротехнических сооружений и др.) (Фисенко, 1953; Роза, 1952).

Приведенные выше материалы показывают, что для мерзлых грунтов относительная роль трения в общей величине мгновенного сопротивления сдвигающим усилиям значительная и не меньшая, чем для сцементированных рыхлых пород. Поэтому при оценке мгновенной прочности мерзлых грунтов необходимо принимать во внимание не только сцепление, но и трение их (конечно, если сцепление не обеспечивает необходимую прочность грунта). Это даст возможность наиболее полно использовать прочностные возможности этих грунтов.

Вопрос об изучении длительной прочности мерзлых грунтов значительно сложнее (С. С. Вялов, статья в настоящем сборнике), вследствие чего и данные о длительном сопротивлении сдвигу еще очень немногочисленны.

Результаты, полученные С. С. Вяловым, а также данные наших отдельных испытаний[2] показали, что значения как $\tau$, так $C$ и $\varphi$ снижаются при длительных испытаниях.

---

[1] Однако необходимо иметь в виду, что указанное соответствие величин $\tau$, $C$, $\varphi$ для скальных пород и мерзлых грунтов справедливо только при быстром сдвиге. При длительном действии нагрузки $\tau$, $C$, $\varphi$ мерзлых грунтов резко снижаются вследствие наличия реологических процессов.

[2] Величина предельно длительного сопротивления сдвигу определялась по установившимся скоростям пластического течения при соответствующих сдвигающих напряжениях (по методу Н. А. Цытовича).

Так, в наших опытах для искусственно замороженных образцов (при $\vartheta \approx -1°$) при быстром сдвиге $\tau_{мгн} = 6{,}2$ кг/см²; $C_{мгн} = 5{,}2$ кг/см²; $\varphi_{мгн} = 14°$, в то время как предельно-длительные значения этих показателей получены: $\tau_{дл} = 1{,}1$ кг/см²; $C_{дл} \approx 0{,}9$ кг/см²; $\varphi_{дл} \approx 2—4°$, т. е. близкие к тем же показателям для немерзлого грунта (табл. 6 и фиг. 2).

Из приведенных данных видно, что длительное сопротивление трению невелико (в нашем примере $\varphi \approx 2—4°$), но при этом и значение общей величины сопротивления сдвигу значительно ниже, чем при быстром сдвиге (в нашем примере $\frac{\tau_{мгн}}{\tau_{дл}} \approx 5{,}6$). Поэтому полагаем, что учет трения, дающий возможность повысить величину расчетной нагрузки на мерзлый грунт, в отдельных случаях будет целесообразен, хотя по абсолютному значению это повышение и невелико.

## Основные выводы

1. Преобладающее значение в общей величине сопротивления мерзлых грунтов сдвигу (при $\vartheta \approx -1°$ и ниже) имеют силы сцепления, относительная роль которых уменьшается с возрастанием нормальной нагрузки.

2. Однако сопротивление мерзлых грунтов сдвигу обусловливается не только сцеплением, но и трением, т. е. зависит от нормального давления. Поэтому, при оценке мгновенной прочности мерзлых грунтов, следует учитывать не только сцепление, но и трение их, что позволит наиболее полно использовать прочностные возможности этих грунтов.

3. Уменьшение общей величины сопротивления сдвигу с повышением температуры мерзлого грунта происходит как за счет снижения сцепления, так и за счет уменьшения трения.

Наименьшее значение этих показателей получено для немерзлого грунта.

4. Мерзлые грунты (незасоленные) при температуре $-1°$ и ниже с достаточной для практической цели точностью могут рассматриваться как переуплотненные ($C = \text{const}$)

## ЛИТЕРАТУРА


Бабков В. Ф., Быковский Н. И., Гербурт-Гейбович А. В., Тулаев А. Я. Грунтоведение и механика грунтов. М., Дориздат, 1950.

Березанцев В. Г. О прочности мерзлых грунтов под фундаментами сооружений. Мерзлотоведение, 1947, т. II, № 1. Изд. АН СССР.

Березанцев В. Г. Сопротивление грунтов местной нагрузке при постоянной отрицательной температуре. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 1. Изд. АН СССР, 1953.





Денисов Н. Я. Сопротивление сдвигу глин. Гидротехнич. стр-во, 1950, № 12.

Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. М., Изд-во Минист. речн. флота СССР, 1951.

Дерягин Б. В. Что такое трение? Изд. АН СССР, 1952.

Маслов Н. Н. Прикладная механика грунтов. М., Машстройиздат, 1949.

Нечаев Б. И. О сопротивлении глинистых пород срезу. Гидротехнич. стр-во, 1951, № 10.

Покровский Г. И. Трение и сцепление в грунтах. М., Стройиздат Наркомстроя, 1941.

Роза С. А. Сопротивление скальных пород основания гидротехнического сооружения сдвигающему усилию. М., 1952.

Саваренский Ф. П. К вопросу об определении величины трения и сцепления в связных грунтах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, т. IX, 1939.

Троицкая М. Н. Определение сопротивления грунтов сдвигу. М., Госгеолиздат, 1940.

Фисенко Г. Л. Определение углов заоткоски бортов Коркинских угольных карьеров. М., Углетехиздат, 1953.

Фисенко Г. Л. Определение сцепления и коэффициента внутреннего трения полускальных горных пород Коркинского месторождения. Исслед. по вопросам горного и маркшейдерского дела. Сб. 27. М., Углетехиздат, 1953

Цытович Н. А. Механика грунтов. М., Гос. изд-во лит. по строит. и архит. М., 1951.

Цытович Н. А. Определение сил сцепления мерзлых грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2, Изд. АН СССР, 1954.

Цытович Н. А., Сумгин М. И. Основания механики мерзлых грунтов. Изд. АН СССР, 1937.

Шейков М. Л. Сопротивление сдвигу мерзлых грунтов. Лабор. исслед. механич. свойств мерзлых грунтов. Сб. I. Изд. АН СССР. 1936.

Н. К. ПЕКАРСКАЯ

# К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЙ СОПРОТИВЛЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ СДВИГУ

В результате исследований последних лет (1952—1954) экспериментально установлено, что для мерзлых грунтов, как и для немерзлых, наблюдается зависимость сопротивления сдвигу от нормального давления (Вялов, статья в наст. сборнике; Пекарская и Цытович, статья в наст. сборнике).

Поэтому и к мерзлым грунтам можно применить имеющиеся способы оценки общей величины сопротивления сдвигу, а также ее разделения на составляющие (внутреннее трение и сцепление), но при обязательном учете специфики этих грунтов.

Оценка состояния грунта при испытаниях. Одним из основных требований при испытаниях грунтов на сдвиг является учет состояния грунта и конкретных условий его работы (Цытович, 1951; Маслов, 1949 и др.). От этого зависит применение того или иного способа разделения общей величины сопротивления сдвигу на составляющие — внутреннее трение и сцепление (Цытович, 1951 и др.); при этом может быть использована методика испытания переуплотненных, уплотненных и недоуплотненных образцов грунтов.

При испытаниях мерзлых грунтов на сдвиг, как показали опыты по уплотнению их, необходимо следующим образом подходить к оценке состояния грунта.

1) Большинство мерзлых грунтов (имеются в виду незасоленные грунты) при температуре —1° и ниже с вполне достаточной для практических целей точностью могут рассматриваться как переуплотненные, т. е. характеризующиеся постоянным сцеплением ($C = \text{const}$); следовательно зависимость величины сопротивления сдвигу ($\tau$) мерзлых грунтов от нормального давления ($p$) в данном случае может быть связана только с изменением внутреннего трения (т. е. собратимым сближением молекул), что существенно облегчает как определение сопротивления мерзлых грунтов сдвигу ($\tau$), так и разделение этой величины на составляющие (Цытович, 1951 и др.). Песчаные мерзлые грунты можно отнести к этой группе, начиная с более высокой температуры (—0,3, —0°,5).

2) Дисперсные мерзлые грунты, главным образом глины и суглинки, при температуре от —1° и выше следует отнести к группе грунтов с переменным (Вялов, статья в наст. сборнике) сцеплением ($C \neq \text{const}$), т. е. изменение сопротивления сдвигу в них обусловлено не только изменением внутреннего трения, но и изменением сцепления.

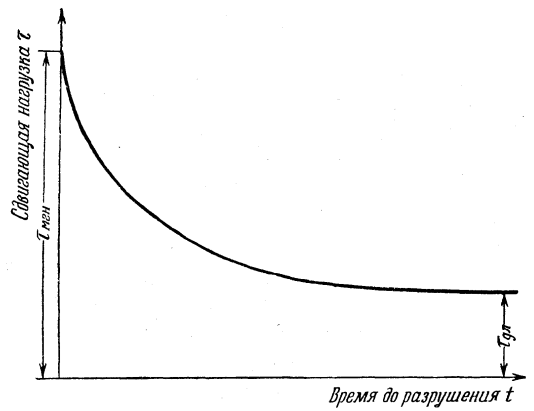
В соответствии с принадлежностью мерзлого грунта к той или иной из указанных групп и следует подходить к оценке сопротивления сдвигу этих грунтов, а также к способам разделения на внутреннее трение и сцепление, по принятой методике (Маслов, 1949; Цытович, 1951).

Учет строения мерзлого грунта. Как выяснено последними работами (Пекарская и Цытович, статья в наст. сборнике), сопротивление сдвигу мерзлого грунта зависит от его текстуры. Поэтому для правильной оценки этого показателя прочности необходимо учитывать особенности строения мерзлых грунтов (описание текстуры, определение дифференциальной влажности, объемного веса и пр.) (Пчелинцев, 1954).

Режим температуры при испытаниях. Так как сопротивление мерзлых грунтов сдвигу чрезвычайно чувствительно к изменению температуры (Шейков, 1936), особенно в интервале температуры области значительных фазовых переходов, то при проведении опытов на сдвиг совершенно обязательным является строгое сохранение постоянной (или весьма мало изменяющейся) температуры мерзлого грунта. Для этой цели используются специальные помещения с отрицательной температурой. Выдерживание образцов при соответствующей температуре может осуществляться в специальных ультратермостатах с автоматической регулировкой температуры.

Влияние продолжительности испытаний. Важнейшей особенностью мерзлых грунтов, как показано в работах Н. А. Цытовича, С. С. Вялова и других, является развитие в них при длительном воздействии нагрузки реологических процессов. Вследствие явлений релаксации происходит снижение прочности грунта во времени, в результате чего величина предела длительного сопротивления сдвигу мерзлых грунтов оказывается значительно ниже, чем мгновенное его сопротивление (Вялов, статья в наст. сборнике).

Следовательно, при оценке сопротивления мерзлых грунтов сдвигу необходимо учитывать фактор времени. В соответствии с изложенным, испытания сопротивления мерзлых грунтов сдвигу необходимо проводить при различной продолжительности опыта, а именно: при быстром и длительном сдвиге.




**Фиг. 1.** Зависимость сопротивления сдвигу мерзлого грунта от продолжительности действия сдвигающего усилия (схема).

Быстрый сдвиг позволяет определить максимальное (или близкое к нему) значение сопротивления сдвигу — условно-мгновенное сопротивление. При этом сдвигающая нагрузка прикладывается быстро (но без динамического эффекта), практически в продолжение не более одной — двух минут. В течение этого времени, если и имеют место явления релаксации, то настолько незначительные, что их можно не учитывать.

Длительный сдвиг. Для выяснения влияния времени действия нагрузки на величину сопротивления сдвигу испытания могут быть осуществлены путем проведения определений с серией однотипных образцов при различных для каждого образца сдвигающих нагрузках, но при одной и той же нормальной нагрузке, а именно: первый образец испытывается при наибольшей нагрузке — $\tau_1$, второй при меньшей — $\tau_2$ и т. д. Результаты этих испытаний дают возможность оценить характер изменения величины сопротивления сдвигу ($\tau$) во времени (фиг. 1).

Если провести подобные испытания при различных нормальных нагрузках — $p_1$; $p_2$; $p_3$ и т. д., для чего потребуется несколько серий образцов (по числу различных нормальных

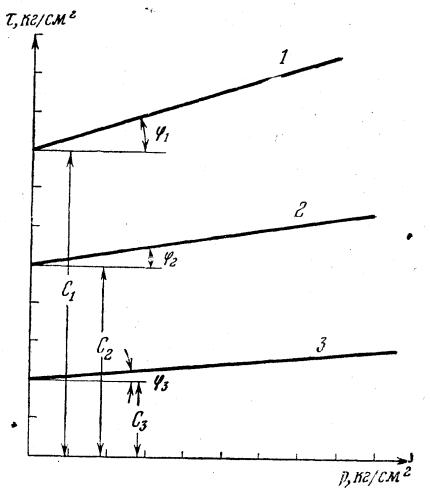


нагрузок), то, как показано С. С. Вяловым (статья в наст. сборнике), получим изменение во времени как величины сопротивления сдвигу, так и ее составляющих — внутреннего трения и сцепления.

В этом случае для каждой нормальной нагрузки будет своя зависимость сопротивления сдвигу ($\tau$) от времени ($t$). Если по полученным значениям $\tau$ для различных нормальных нагрузок построить диаграммы сдвига, то получим значения $C$ и $\varphi$ при различном времени действия сдвигающего усилия (фиг. 2).

Определение предела длительного сопротивления сдвигу может быть осуществлено или описанным способом, или путем загружения одного образца нагрузкой, возрастающей ступенями.

В последнем случае определяют установившуюся скорость пластического течения при соответствующих сдвигающих нагрузках и затем, используя полученные данные, находят величину длительного сопротивления сдвигу (Вялов, статья в наст. сборнике).




Фиг. 2. Диаграммы сдвига мерзлого грунта в зависимости от времени действия сдвигающего усилия (схема).

*1* — время действия сдвигающего усилия — $t_1$; 2 — $t_2$; 3—$t_3$.

Следует отметить, что необходимость выдерживания постоянной температуры образца в течение длительного времени (при определении предела длительного сопротивления сдвигу от одного до нескольких месяцев) очень усложняет испытания.

Кроме того, при длительных испытаниях весьма трудно избежать выветривания образцов, а следовательно, изменения их льдистости, что вносит погрешность в определения. Поэтому при длительных испытаниях следует применять, после предварительного опробования, те или иные способы предохранения образцов от выветривания (например, создание ледяной корки, смазывание поверхности образца клеем и пр.).

Для определений сопротивления мерзлых грунтов сдвигу можно использовать обычные приборы для тех же испытаний немерзлых грунтов.

Так, в лаборатории Института мерзлотоведения был применен прибор системы Гидропроекта Министерства электростанций СССР (конструкции Н. Н. Маслова и Ю. Ю. Лурье) с одной плоскостью среза. Этот прибор рассчитан на небольшие горизонтальные усилия — не свыше 5 кг/см², что совершенно недостаточно при испытаниях мерзлых грунтов (особенно при быстрых испытаниях, когда требуются горизонтальные нагрузки до 10 кг/см² и более). Поэтому для испытаний мерзлых грунтов необходимо усиление прибора.

При испытаниях мерзлых грунтов с помощью указанного прибора необходимо иметь в виду также следующее.

Определение сопротивления сдвигу (особенно при быстром возрастании нагрузки) можно проводить только при обязательной нормальной нагрузке, обеспечивающей устранение явления «вырывания» образца из прибора; проведение так называемого «нулевого среза» (без нормальной нагрузки) исключается. Следовательно, конструкция прибора не позволяет исследовать сопротивление сдвигу при малых нормальных давлениях, что является существенным недостатком метода.

Даже после усиления прибора вдвое, диапазон применения его для испытаний мерзлых грунтов ограничен и зависит от свойств грунта (особенно дисперсности), температуры его, величины нормальной нагрузки и длительности воздействия сдвигающей нагрузки.

Так, величина сопротивления быстрому сдвигу для глинистого грунта уже при температуре —2° определена равной 9,3 кг/см², что близко к максимальному усилию на прибор (10 кг/см²).

С увеличением длительности испытаний величины сопротивления сдвигу уменьшаются и вместе с этим расширяется диапазон применимости прибора. Например, при «мгновенном» сдвиге получено $\tau = 6{,}5$ кг/см², а при проведении опыта в течение часа $-\tau = 4{,}0$ кг/см². Можно показать также, что с уменьшением вертикальной нагрузки и увеличением степени дисперсности грунта сопротивление сдвигу (при прочих одинаковых условиях) уменьшается, а диапазон применимости прибора соответственно увеличивается.

Из изложенного видно, что наибольшее применение указанный прибор имеет для длительных испытаний сопротивления сдвигу мерзлых грунтов, а также и при «быстрых» испытаниях их в области значительных фазовых переходов, т. е. при температуре примерно от 0 до —1°. Испытания эти представляют большой практический интерес, так как дают возможность оценить основную прочностную характеристику мерзлого грунта — предел длительного сопротивления сдвигу, а также определить мгновенное сопротивление мерзлых грунтов сдвигу при температуре, близкой к нулю градусов.

Наряду с описанным выше методом, в целях определения общей величины сопротивления сдвигу (без оценки составляющих) может быть применен метод продавливания (при помощи пресса) образца мерзлого грунта с «замкнутым контуром скалывания» (Шейков, 1936).

В тех случаях, когда для практических целей учет трения при оценке сопротивления сдвигу мерзлых грунтов необязателен, сопротивление сдвигу однородного мерзлого грунта может быть охарактеризовано сцеплением. Определение сцепления осуществляется по Н. А. Цытовичу способом вдавливания шарикового штампа (Цытович,1954). Этот метод дает возможность определить как «мгновенное» сцепление, так и его изменения во времени; кроме того указанный способ имеет то большое преимущество, что прибор компактен и может быть легко применен в полевых условиях.

## ЛИТЕРАТУРА


Маслов Н. Н. Прикладная механика грунтов. М., Машстройиздат, 1949.

Пчелинцев А. М. Инструктивные указания по определению объемного веса, влажности и объемной-льдистости мерзлых грунтов в полевых лабораториях. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.

Цытович Н. А. Механика грунтов. М., Гос. изд-во лит-ры по строит. и архит., 1951.

Цытович Н. А. Инструктивные указания по определению сил сцепления мерзлых грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.

Шейков М. Л. Сопротивление сдвигу мерзлых грунтов. Лабор. исслед. механич. свойств мерзлых грунтов. Сб. 1. Изд. АН СССР, 1936.

Е. П. ШУШЕРИНА, Н. А. ЦЫТОВИЧ

# НЕКОТОРЫЕ ОПЫТЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ ВЛИЯНИЯ ПРОМОРАЖИВАНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ОТТАИВАНИЯ НА ПРОЧНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Настоящая работа проводилась в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения в связи с запросом Гидропроекта Министерства электростанций СССР о допустимости промораживания глинистых грунтов основания одной из строящихся ГЭС.

Основанием здания этой ГЭС служит мощная толща рыхлых горных пород, сложенная в основном третичными кинельскими глинами, на размытой поверхности которых располагаются четвертичные отложения миндельрисской террасы. Последние отличаются значительной пестротой и представлены глинами и суглинками, пронизанными линзами фильтрующего материала. На границе между кинельскими глинами и четвертичными отложениями имеются накопления обломков карбонатных пород различной крупности, образующих хорошо выраженный, так называемый базальный горизонт. Внутри толщи кинельских глин находятся фильтрующие слои алевритов.

Здание гидроэлектростанции непосредственно располагается как на третичных кинельских глинах, так и на четвертичных отложениях.

Работы по строительству ГЭС велись непрерывно в течение всего года, поэтому вскрытые котлованом грунты могли подвергаться промерзанию с последующим оттаиванием. В связи с этим возник вопрос о допустимости промерзания грунтов основания ГЭС. Для ответа на запрос Гидропроекта нами и были проведены опыты по изучения влияния промораживания на прочность третичных и четвертичных глин после оттаивания.

Для лабораторных испытаний Гидропроектом были присланы монолиты глинистых грунтов:

1) четвертичной глины $Q_2$, слой 1d, глубина 9 м;



2) четвертичной глины $Q_2$, слой 1d, глубина 20 м;

3) третичной глины $N_2$,Kn, слой 2а, глубина 28 м.

Характеристика физико-механических свойств этих глин по средним показателям приведена в табл. 1.

Таблица 1

**Физико-механические свойства глин**

(по данным Гидропроекта)

| Грунт | Естественная влажность, %* | Объемный вес, г/см³ | Удельный вес, г/см³ | Коэффициент пористости | Влагонасыщенность | Показатели пластичности: верхний предел | Показатели пластичности: нижний предел | Показатели пластичности: число пластичности | Наибольшие давления для начального горизонтального участка компрессионной кривой, кг/см² |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Четвертичные глины $Q_2$, слой 1d ** . . . . . | 24,0 | 2,04 | 2,75 | 0,670 | 0,99 | 44 | 21 | 23 | 1 |
| Третичные кинельские глины $N_2$, Kn, слой 2а*** | 32,4 | 1,91 | 2,78 | 0,925 | 0,97 | 70 | 32 | 38 | 2 |

* Влажность везде в % к весу сухого грунта.
** Характеристика дается в среднем для всей 20-метровой толщи.
*** Характеризуются содержанием монтмориллонита.

## ОПИСАНИЕ ОПЫТОВ

Изменение прочности грунтов в результате промерзания и оттаивания оценивалось по важнейшим ее показателям: сопротивлению сдвигу и сцеплению.

В соответствии с поставленной задачей прочностные свойства грунтов определялись для естественного состояния (до замораживания), а затем после цикла замораживания — оттаивания.

Исследуемые грунты в природных условиях могли промерзать как с образованием ледяных прослоек, так и без их образования. Соответственно этому проводилось и замораживание монолитов грунта при лабораторных опытах (с подтоком или без подтока воды).

Оттаивание образцов грунта производилось без нагрузки для того, чтобы сохранить наибольшие изменения строения грунта после оттаивания и определить соответствующие им наибольшие изменения прочности. Следует отметить, что в природных условиях грунты могли оттаивать как без давления (практически верхние незагруженные слои грунта), так и под давлением. Однако, даже в случае оттаивания грунта под давлением, уплотнение его происходит не сразу же после оттаивания, а лишь через некоторое время, в основном, в зависимости от условий отжатия воды из оттаявшего слоя.

В зависимости от условий промерзания (наличие или отсутствие подтока воды) строение исследуемых грунтов изменялось различно.

В результате промерзания третичных и четвертичных глин с подтоком воды образовывалась слоистая текстура (фиг. 1).

После оттаивания указанных глин слоистой текстуры в образцах сохранялись трещины.

В результате промерзания исследуемых глин без подтока воды ледяные прослойки не образовывались. Трещины в образцах после оттаивания не наблюдались.

## МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ СДВИГУ И СИЛ СЦЕПЛЕНИЯ

Для определения сопротивления грунтов сдвигу использовался одноплоскостный срезной прибор конструкции Н. Н. Маслова и Ю. Ю. Лурье в разработке Гидропроекта, модель 1951 г. (Инструкция, 1952).

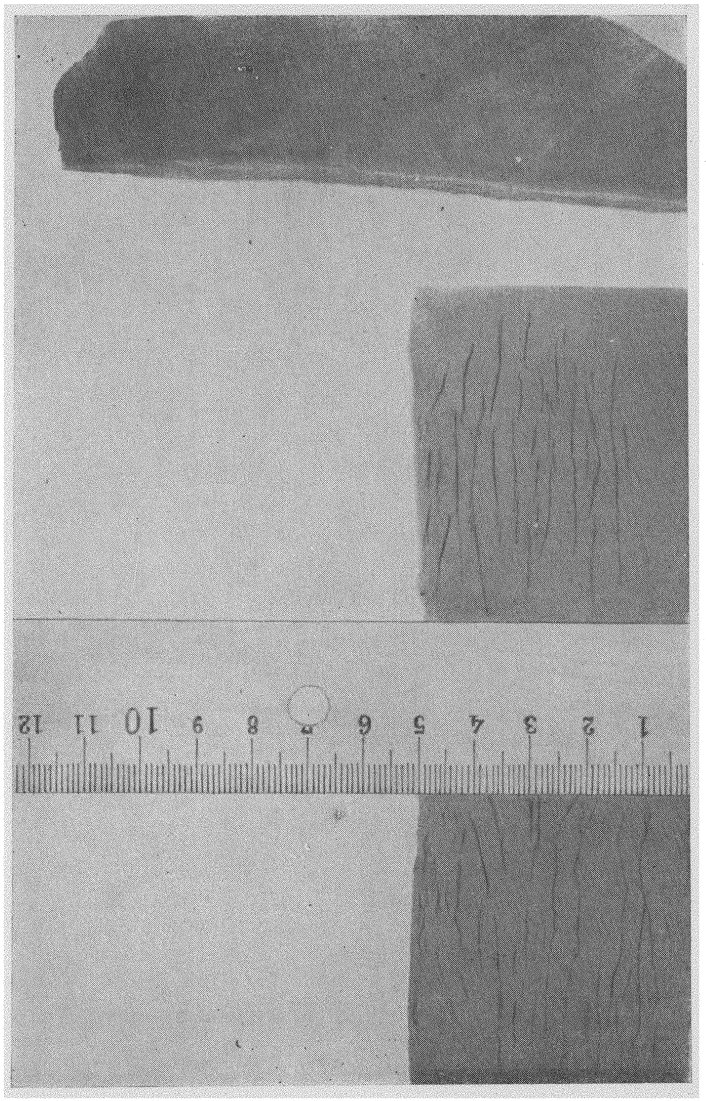
Увеличение сдвигающего усилия осуществлялось быстро (длительность опыта не превышала 3—5 мин.) и непрерывно (нагружение производилось дробью). Величина сопротивления сдвигу определялась как усилие, приводящее к полному срыву верхней части образца.

Сопротивление сдвигу определялось для различных нормальных давлений. Перед сдвигом давление выдерживалось в течение 15 минут.

Сцепление определялось по глубине вдавливания шарикового штампа (Цытович, 1954).

Следует отметить, что сцепление определялось на тех же образцах грунта, которые испытывались на сопротивление сдвигу. Причем вначале проводился срез образцов, а затем грунт испытывался на сцепление. Перед испытанием на сцепление разрушенная при сдвиге зона грунта полностью счищалась. Продолжительность действия нагрузки при определении сцепления составляла 30 секунд.





Фиг. 1. Текстура четвертичной глины до замораживания (справа) и после замораживания с подтоком воды (слева).

Таблица 2

**Определение сопротивления сдвигу и сцепления четвертичной глины**

(монолит с глубины 9 м)

| № опыта | Определение сопротивления сдвигу τ | | | | Сцепление $C_{шар}$, кг/см² |
|---|---|---|---|---|---|
| | нормальное давление, кг/см² | τ, кг/см² | влажность из зоны сдвига, % | объемный вес, г/см³ | |
| | До замораживания | | | | |
| 5 | 0,1 | 0,60 | 24,8 | 2,06 | 0,55 |
| 12 | 0,4 | 0,88 | 24,7 | — | 0,64 |
| 1 | 0,7 | 1,18 | 22,0 | 2,08 | 0,66 |
| 2 | 0,7 | 1,28 | 21,7 | 2,08 | — |
| 3 | 1,1 | 1,48 | 24,4 | 2,06 | 0,58 |
| 4 | 1,1 | 1,38 | 25,0 | 2,06 | — |
| 6 | 1,6 | 1,44 | 25,2 | — | — |
| | После замораживания с подтоком влаги и оттаивания | | | | |
| 7 | 0,1 | 0,18 | 30,7 | 1,98 | — |
| 8 | 0,1 | 0,25 | 30,8 | 1,98 | 0,18 |
| 9 | 0,7 | 0,32 | 29,1 | 1,99 | — |
| 10 | 0,7 | 0,40 | 28,3 | 1,99 | 0,36 |
| 11 | 1,6 | 0,62 | 25,9 | 2,00 | 0,71 |

Таблица 3

**Определение сопротивления сдвигу и сцепления четвертичной глины**

(монолит с глубины 20 м)

| № опыта | Определение сопротивления сдвигу τ | | | | Сцепление $C_{шар}$, кг/см² |
|---|---|---|---|---|---|
| | нормальное давление, кг/см² | τ, кг/см² | влажность из зоны сдвига, % | объемный вес, г/см³ | |
| | До замораживания | | | | |
| 28 | 0,1 | 1,15 | 25,6 | — | 1,20 |
| 29 | 0,6 | 1,85 | 24,6 | 2,01 | 1,38 |
| 32 | 0,6 | 1,35 | 26,2 | 2,02 | 1,06 |
| 31 | 1,1 | 2,20 | 25,8 | 2,01 | 1,09 |
| 33 | 1,1 | 2,02 | 26,3 | — | — |
| | После замораживания с подтоком влаги и оттаивания | | | | |
| 22 | 0,1 | 0,82 | 25,7 | — | 0,90 |
| 23 | 0,6 | 1,10 | 26,1 | 1,99 | 1,28 |
| 26 | 0,6 | 1,20 | 26,5 | 1,99 | — |
| 27 | 1,1 | 1,78 | 25,5 | — | 1,63 |

Таблица 4

**Определение сопротивления сдвигу и сцепления третичной глины**

| № опыта | Определение сопротивления сдвигу τ | | | | Сцепление $C_{шар}$, кг/см² |
|---|---|---|---|---|---|
| | нормальное давление, кг/см² | τ, кг/см² | влажность из зоны сдвига, % | объемный вес, г/см³ | |
| | | До замораживания | | | |
| 18 | 0,3 | 1,08 | 32,3 | — | 1,04 |
| 16 | 0,6 | — | — | — | 1,02 |
| 17 | 1,1 | 1,28 | 31,4 | 1,89 | 1,16 |
| 19 | 2,1 | 2,04 | 31,0 | 1,94 | — |
| | | После замораживания без подтока влаги и оттаивания | | | |
| 20 | 1,1 | 1,69 | 29,4 | — | — |
| 21 | 2,1 | 2,42 | 28,6 | 1,92 | — |
| | | После замораживания с подтоком влаги и оттаивания | | | |
| 34 | 0,1 | 0,25 | 37,1 | 1,84 | 0,29 |
| 36 | 0,1 | 0,20 | 42,5 | 1,74 | — |
| 35 | 0,6 | 0,68 | 34,0 | 1,83 | 0,69 |
| 37 | 2,1 | 0,72 | 39,1 | 1,81 | 0,87 |

Таблица 5

**Сопротивление сдвигу четвертичных глин до замораживания и после оттаивания**

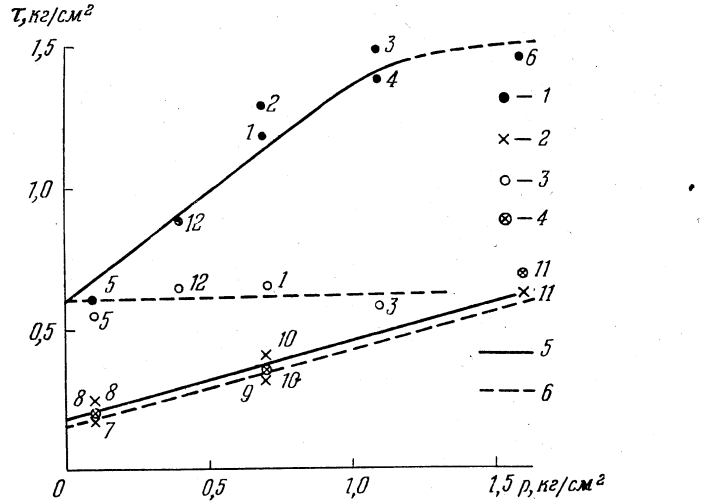
| Нормальное давление, кг/см² | Сопротивление сдвигу, кг/см² | | $\frac{\tau_2}{\tau_1}$, % | Примечание |
|---|---|---|---|---|
| | до замораживания $\tau_1$ | после оттаивания $\tau_2$ | | |
| | Монолит с глубины 9 м | | | |
| 0,1 | 0,7 | 0,2 | 28 | |
| 0,6 | 1,0 | 0,35 | 35 | |
| 1,1 | 1,4 | 0,5 | 36 | |
| 1,6 | 1,4 | 0,6 | 43 | Текстура после промерзания слоистая. После оттаивания трещины сохраняются. |
| | Монолит с глубины 20 м | | | |
| 0,1 | 1,2 | 0,8 | 67 | |
| 0,6 | 1,7 | 1,3 | 76 | |
| 1,1 | 2,1 | 1,8 | 86 | |



## РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

Результаты опытов по определению сопротивления сдвигу и сцепления исследуемых грунтов сведены в табл. 2, 3 и 4, а также представлены на фиг. 2, 3 и 4. Из анализа приведенных данных вытекает следующее.

1) Для глинистых грунтов основания гидроэлектростанции замораживание с подтоком влаги и с образованием ледяных




Фиг. 2. Диаграмма сдвига для четвертичных глин, глубина 9 м.

*1* — сопротивление сдвигу до замораживания; *2* — то же, после оттаивания; *3* — сцепление до замораживания; *4* — то же, после оттаивания; *5* — зависимость сопротивления сдвигу от нормального давления; *6* — зависимость сцепления от нормального давления.

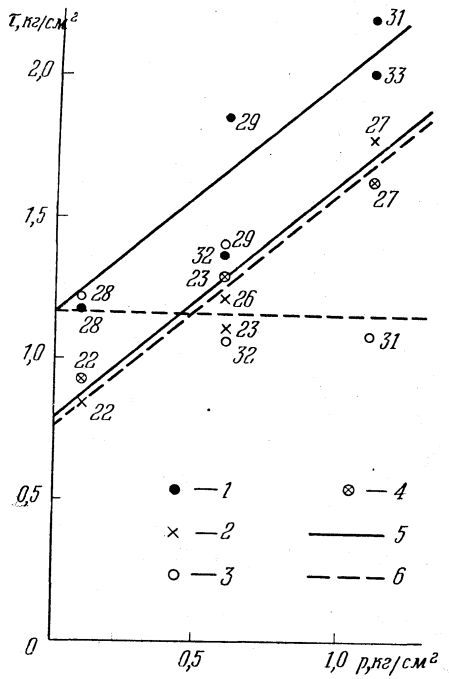
Цифры на графике соответствуют номерам опытов

прослоек, а затем последующее оттаивание вызывают снижение их прочности.

Средние значения сопротивления сдвигу для исследованных грунтов до замораживания и после оттаивания приведены в табл. 5, составленной по данным фиг. 2 и 3, и в табл. 6, составленной по данным фиг. 4.

Из табл. 5 и 6 следует, что как для четвертичных, так и для третичных глин сопротивление сдвигу в результате замораживания с подтоком воды и последующего оттаивания значительно уменьшается (в 3—4 раза и более).

Сцепление исследуемых грунтов также оказалось заметно сниженным (табл. 2, 3 и 4, фиг. 2, 3,4). Так, для четвертичных глин с глубины 9 м сцепление[1] до замораживания в среднем составляло 0,61 кг/см², после оттаивания — 0,18 кг/см². Для четвертичных глин с глубины 20 м сцепление после промерзания — оттаивания уменьшилось в меньшей степени: с 1,16 до 0,90 кг/см², так как грунт промерзал с незначительным подтоком влаги. Для третичных глин наблюдалось весьма заметное снижение сцепления: до замораживания сцепление в среднем составляло 1,07 кг/см², после оттаивания — всего лишь 0,25 кг/см². После уплотнения оттаявших грунтов, даже при кратковременном действии нагрузки (в течение 15 минут), сцепление их возрастало и могло полностью восстанавливаться до своего первоначального (до промерзания) значения (фиг. 2, 3 и 4).

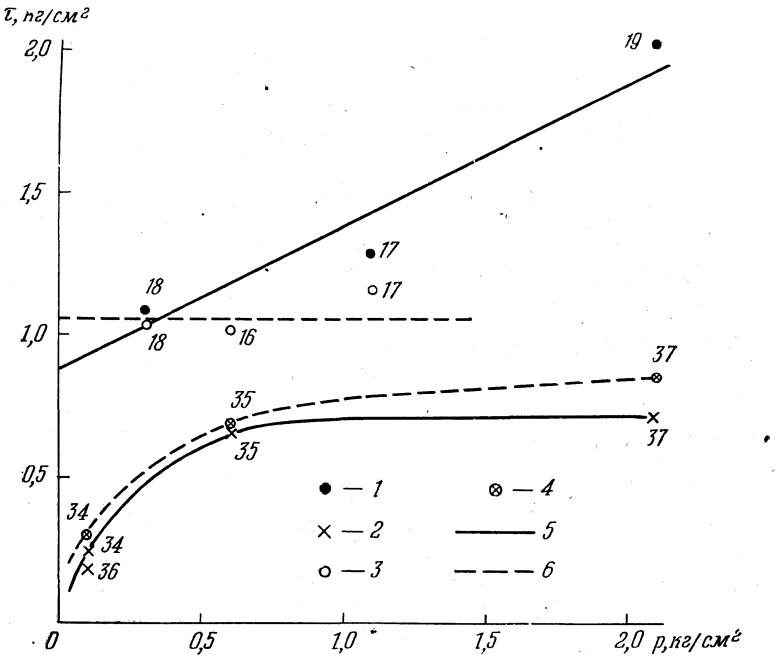



Фиг. 3. Диаграмма сдвига для четвертичных глин, глубина 20 м; условные обозначения те же, что и на фиг. 2.

2) Непосредственные опыты, проведенные с третичными кинельскими глинами, показали, что в случае замораживания их без подтока влаги и без образования ледяных прослоек сопротивление сдвигу после оттаивания практически остается неизменным или несколько повышается (табл. 4, опыт 20, 21). Для четвертичных глин такие опыты не проводились (из-за недостатка образцов). Однако, как показали опыты, проведенные ранее в Центральной лаборатории Института мерзлотоведения, грунты, промерзшие без образования ледяных прослоек и без подтока воды, после оттаивания практически не снижают своей прочности, а в ряде случаев она может даже увеличиваться.

[1] Сцепление устанавливали после определения сопротивления сдвигу при нормальном давлении 0,1 кг/см².






Фиг. 4. Диаграмма сдвига для третичных кинельских глин, глубина 28 м; условные обозначения те же, что и на фиг. 2.

Таблица 6

**Сопротивление сдвигу третичных глин до замораживания и после оттаивания**

| Нормальное давление кг/см² | Сопротивление сдвигу, кг/см² | | $\frac{\tau_2}{\tau_1}$, % | Примечание |
|---|---|---|---|---|
| | до замораживания $\tau_1$ | после оттаивания $\tau_2$ | | |
| 0,1 | 0,9 | 0,2 | 22 | Текстура после промерзания слоистая После оттаивания трещины сохраняются. |
| 0,6 | 1,2 | 0,7 | 58 | |
| 1,1 | 1,4 | 0,7 | 50 | |
| 2,1 | 1,9 | 0,7 | 37 | |

## КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Проведенные опыты по изучению изменений прочности четвертичных и третичных глин основания здания гидро-

электростанции после их промораживания и оттаивания показали следующее.

1. Изменение прочности глинистых грунтов, залегающих в основании гидроэлектростанции, под действием замораживания и последующего оттаивания может быть различным в зависимости от подтока воды и изменения строения грунта при промерзании.

2. Замораживание четвертичных и третичных глин без подтока влаги и без образования ледяных включений и последующее оттаивание практически не вызывают изменения их прочности.

3. Замораживание этих грунтов с подтоком влаги и с образованием ледяных прослоек обусловливает значительное снижение прочности после оттаивания: сопротивление сдвигу и сцепление уменьшаются более чем в 4 раза.

4. Так как природные условия, в которых находятся исследованные глинистые грунты, таковы, что промерзание их может происходить с подтоком влаги и с образованием ледяных прослоек, то после оттаивания возможно значительное снижение прочности этих грунтов.

Следовательно, промораживание третичных и четвертичных глин, служащих основанием здания гидроэлектростанции, недопустимо. В случае же, если это промораживание неизбежно, то в расчетах следует учесть отмеченное снижение прочности.

## ЛИТЕРАТУРА

Инструкция по лабораторному определению сопротивления грунтов сдвигу. М., Главэнергопроект, 1952.

Цытович Н. А. Инструктивные указания по определению сил сцепления мерзлых грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.

В. Г. БЕРЕЗАНЦЕВ

# ПРЕДЕЛЬНОЕ РАВНОВЕСИЕ ГРУНТОВ ПРИ ВДАВЛИВАНИИ СФЕРИЧЕСКИХ ШТАМПОВ

В практике исследования механических свойств связных грунтов для определения величины сцепления, по предложению Н. А. Цытовича (см., например, Цытович, 1954) в настоящее время пользуются результатами вдавливания сферических (шариковых) штампов. При этом для грунтов, обладающих значительным сцеплением и весьма малым внутренним трением, как, например, для мерзлых грунтов, обычно применяют зависимость между предельным давлением на штамп и сцеплением грунта, установленную в теории пластичности А. Ю. Ишлинским (1944). Однако для получения более точных значений сцепления и возможности распространения данного метода на более широкий круг связных грунтов, для которых не представляется возможным пренебречь влиянием внутреннего трения, при оценке результатов вдавливания штампов необходимо опираться на решения теории предельного равновесия среды, обладающей внутренним трением и сцеплением.

Ниже приводится теоретическое исследование зависимости предельного давления, действующего на сферический штамп, от величин сцепления ($k$) и угла внутреннего трения грунта ($\rho$).

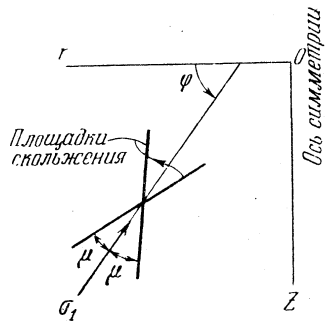
Величина предельного давления в данном случае определяется решениями уравнений предельного равновесия для осесимметричного напряженного состояния (Березанцев, 1952).

Каноническая система уравнений предельного равновесия имеет следующий вид:

$$\left.\begin{aligned} &\frac{\partial \xi}{\partial \beta} = A\frac{\partial r}{\partial \beta};\quad \frac{\partial \eta}{\partial \alpha} = B\frac{\partial r}{\partial \alpha} \\ &\frac{\partial z}{\partial \beta} = \operatorname{tg}(\varphi+\mu)\frac{\partial r}{\partial \beta};\quad \frac{\partial z}{\partial \alpha} = \operatorname{tg}(\varphi-\mu)\frac{\partial r}{\partial \alpha} \end{aligned}\right\}, \qquad (1)$$

где $\alpha$ и $\beta$ — элементы линий скольжения; $\varphi$ — угол наклона большего главного напряжения ($\sigma_1$) в рассматриваемой точке к оси $or$; $\mu$ — угол, составляемый площадками скольжения с направлением $\sigma_1$ (фиг.1):

$$\mu = \frac{\pi}{4} - \frac{\rho}{2};$$




Фиг. 1. Направление площадок скольжения.

$\xi$ и $\eta$ — искомые функции, связанные с характеристикой напряженного состояния в данной точке $\sigma$ и углом $\varphi$ зависимостями:

$$\left.\begin{aligned} \sigma &= \sigma_0 e^{(\xi+\eta)\operatorname{tg}\rho} \\ \varphi &= \frac{\xi-\eta}{2} \end{aligned}\right\}, \qquad (2)$$

$\sigma_0$ — произвольно выбранная постоянная величина, имеющая размерность напряжения (например, можно принять $\sigma_0 = 1$ т/м$^2$).

Составляющие напряжения в данной точке выражаются через $\sigma$ известными формулами (Березанцев, 1952)

$$\left.\begin{aligned} \sigma_r &= \sigma(1 + \sin\rho\cos 2\varphi) - k\operatorname{ctg}\rho \\ \sigma_z &= \sigma(1 - \sin\rho\cos 2\varphi) - k\operatorname{ctg}\rho \\ \tau_{rz} &= \sigma\sin\rho\sin 2\varphi \\ \sigma_\vartheta &= \sigma(1 \mp \sin\rho) - k\operatorname{ctg}\rho. \end{aligned}\right\}. \qquad (3)$$

Вид коэффициентов $A$ и $B$ в уравнениях (1) зависит от наличия или отсутствия объемных сил. В связи с тем, что размеры штампов приняты малыми, влиянием объемного веса среды в сдвигаемых областях, по сравнению с влиянием величины сцепления, представляется возможным пренебречь и пользоваться выражениями $A$ и $B$ без объемных сил:

$$A = -\frac{1}{2r}\frac{\sin(\varphi+\mu) \mp \sin(\varphi-\mu)}{\cos(\varphi+\mu)},$$

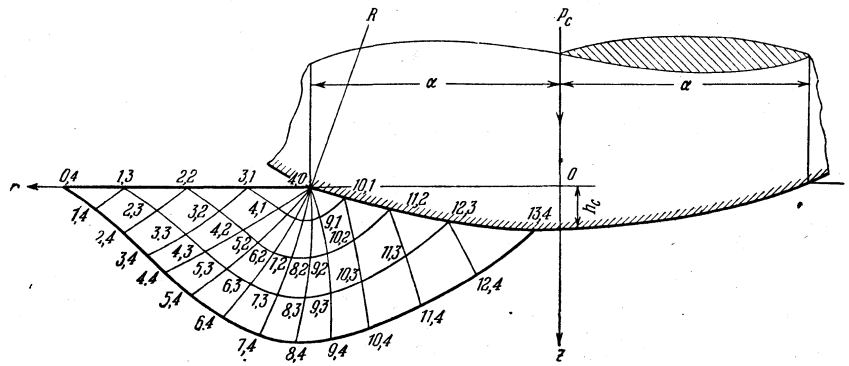
$$B = +\frac{1}{2r}\frac{\sin(\varphi-\mu) \mp \sin(\varphi+\mu)}{\cos(\varphi-\mu)}.$$

Принимая во внимание то обстоятельство, что при давлении сферического штампа деформация среды направлена от оси $OZ$ (Березанцев, 1952), в этих выражениях, а также в последнем из группы выражений (3), принимаем верхние знаки.

Построение сетки линий скольжения в плоскости $ZOr$ и вычисление значений функций $\xi$ и $\eta$ производим с помощью рекуррентных формул, полученных на основании уравнений (1) (Березанцев, 1952).



Рассматриваем предельное равновесие под гладким сферическим штампом. Последовательность решения задачи проследим на примере, изображенном на фиг. 2, представляющем собою случай вдавливания штампа в среду, характеризуемую величиной $\rho = 20°$; погружение сферы составляет $h_c = 0{,}18\,a$ ($a$ — радиус отпечатка), радиус сферы $R = 2{,}92\,a$. При решении




Фиг. 2. Область предельного равновесия связного грунта под вдавливаемым сферическим штампом.

примера численные величины радиуса отпечатка $a$ и сцепления среды $k$ не задавались: координаты получались в долях от $a$, а величина напряжений — в долях от $k$. Построение разделяется на три области: I область — 0,4—4,4—4,0; II область — 4,0—4,4—9,4; III область — 4,0—9,4—13,4. Начальными являются точки на поверхности: 4,0, 3,1 . . . 0,4, в которых известно, что при отсутствии пригрузки: $\sigma = \frac{k\operatorname{ctg}\rho}{1-\sin\rho}$ и $\varphi = 0$. Переходя на основании (2) к функциям $\xi$ и $\eta$, применяем рекуррентные формулы и строим сетку в области I. Далее, в точке 4,0, разбиваем на произвольное число частей (на фиг. 2 таких частей — пять) угол $\frac{\pi}{2} - \alpha_0$ ($\alpha_0$ — угол наклона к оси $Or$, касательной, проведенной в точке 4,0 к поверхности штампа), отложенный от направления касательной к линии 4,0—4,1. Для каждого луча в точке 4,0, (5,0, 6,0 . . . 9,0) определяем значение функции $\xi = 2\varphi + \eta$ ($\eta = \eta_{4.0} = \text{const}$) для всех лучей, проходящих через точку 4,0 и последовательно строим сетку в области II. В области III сначала определяем положение точки 10,1 на поверхности штампа и значения $\xi$ и $\eta$ в ней — на основании известной на контуре штампа зависи-

Таблица 1

Результаты вычислений функций $\xi$ и $\eta$

| Функции | $k$ / $l$ | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ | 0 | | | | | a<br>0,000<br>$K\rho+1{,}960$<br>$K\rho+1{,}960$ | a<br>0,000<br>$K\rho+2{,}448$<br>$K\rho+1{,}960$ | a<br>0,000<br>$K\rho+2{,}938$<br>$K\rho+1{,}960$ |
| $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ | 1 | | | | 1,25a<br>0,000<br>$K\rho+1{,}960$<br>$K\rho+1{,}960$ | 1,125a<br>0,875a<br>$K\rho+1{,}878$<br>$K\rho+2{,}034$ | 1,095a<br>0,115a<br>$K\rho+2{,}370$<br>$K\rho+2{,}054$ | 1,065a<br>0,130a<br>$K\rho+2{,}868$<br>$K\rho+2{,}072$ |
| $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ | 2 | | | 1,50a<br>0,000<br>$K\rho+1{,}960$<br>$K\rho+1{,}960$ | 1,374a<br>0,0882a<br>$K\rho+1{,}893$<br>$K\rho+2{,}020$ | 1,270a<br>0,172a<br>$K\rho+1{,}798$<br>$K\rho+2{,}078$ | 1,22a<br>0,219a<br>$K\rho+2{,}285$<br>$K\rho+2{,}109$ | 1,155a<br>0,256a<br>$K\rho+2{,}788$<br>$K\rho+2{,}145$ |
| $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ | 3 | | 1,750a<br>0,000<br>$K\rho+1{,}960$<br>$K\rho+1{,}960$ | 1,625a<br>0,0875a<br>$K\rho+1{,}904$<br>$K\rho+2{,}012$ | 1,507a<br>0,180a<br>$K\rho+1{,}831$<br>$K\rho+2{,}066$ | 1,425a<br>0,253a<br>$K\rho+1{,}724$<br>$K\rho+2{,}109$ | 1,35a<br>0,3305a<br>$K\rho+2{,}210$<br>$K\rho+2{,}153$ | 1,255a<br>0,3925a<br>$K\rho+2{,}713$<br>$K\rho+2{,}205$ |
| $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ | 4 | 2a<br>0,000<br>$K\rho+1{,}960$<br>$K\rho+1{,}960$ | 1,879a<br>0,0846a<br>$K\rho+1{,}910$<br>$K\rho+2{,}003$ | 1,756a<br>0,180a<br>$K\rho+1{,}852$<br>$K\rho+2{,}052$ | 1,660a<br>0,266a<br>$K\rho+1{,}768$<br>$K\rho+2{,}094$ | 1,593a<br>0,336a<br>$K\rho+1{,}655$<br>$K\rho+2{,}127$ | 1,49a<br>0,436a<br>$K\rho+2{,}136$<br>$K\rho+2{,}182$ | 1,36a<br>0,512a<br>$K\rho+2{,}643$<br>$K\rho+2{,}246$ |

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | $k$ / $l$ | Функции |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| a<br>0,000<br>$K\rho+3{,}426$<br>$K\rho+1{,}960$ | a<br>0,000<br>$K\rho+3{,}914$<br>$K\rho+1{,}960$ | a<br>0,000<br>$K\rho+4{,}400$<br>$K\rho+1{,}960$ | | | | | 0 | $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ |
| 1,031a<br>0,137a<br>$K\rho+3{,}368$<br>$K+2{,}090$ | 0,997a<br>0,136a<br>$K\rho+3{,}914$<br>$K\rho+2{,}104$ | 0,967a<br>0,125a<br>$K\rho+4{,}393$<br>$K\rho+2{,}116$ | 0,867a<br>0,053a<br>$K\rho+4{,}694$<br>$K\rho+2{,}148$ | | | | 1 | $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ |
| 1,086a<br>0,277a<br>$K\rho+3{,}290$<br>$K\rho+2{,}180$ | 1,003a<br>0,280a<br>$K\rho+3{,}850$<br>$K\rho+2{,}219$ | 0,945a<br>0,268a<br>$K\rho+4{,}304$<br>$K\rho+2{,}243$ | 0,835a<br>0,219a<br>$K\rho+4{,}666$<br>$K\rho+2{,}284$ | 0,690a<br>0,100a<br>$K\rho+4{,}975$<br>$K\rho+2{,}321$ | | | 2 | $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ |
| 1,135a<br>0,4360a<br>$K\rho+3{,}237$<br>$K\rho+2{,}250$ | 1,022a<br>0,434a<br>$K\rho+3{,}800$<br>$K\rho+2{,}300$ | 0,930a<br>0,4211a<br>$K\rho+4{,}238$<br>$K\rho+2{,}340$ | 0,800a<br>0,375a<br>$K\rho+4{,}629$<br>$K\rho+2{,}397$ | 0,623a<br>0,277a<br>$K\rho+4{,}936$<br>$K\rho+2{,}469$ | 0,448a<br>0,145a<br>$K\rho+5{,}404$<br>$K\rho+2{,}544$ | | 3 | $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ |
| 1,210a<br>0,588a<br>$K\rho+3{,}164$<br>$K\rho+2{,}320$ | 1,06a<br>0,616a<br>$K\rho+3{,}727$<br>$K\rho+2{,}391$ | 0,930a<br>0,608a<br>$K\rho+4{,}238$<br>$K\rho+2{,}450$ | 0,780a<br>0,564a<br>$K\rho+4{,}587$<br>$K\rho+2{,}515$ | 0,563a<br>0,472a<br>$K\rho+4{,}818$<br>$K\rho+2{,}623$ | 0,336a<br>0,360a<br>$K\rho+5{,}277$<br>$K\rho+2{,}806$ | 0,095a<br>0,165a<br>$K\rho+5{,}981$<br>$K\rho+2{,}981$ | 4 | $r$<br>$z$<br>$\xi$<br>$\eta$ |

мости между $r$ и $z$ (по уравнению окружности) и значения $\varphi = \frac{\pi}{2} - \alpha_1$, где $\alpha_1$ — угол наклона к оси $or$ касательной, проведенной к поверхности штампа в точке 10,1. Тогда представляется возможность построить линию 10,1—10,4. Далее, в той же последовательности, начиная от точек 11,2 и 12,3, производится построение линий 11,2—11,4 и 12,3—12,4 и, наконец, точки 13,4, находящейся вблизи центра штампа. Результаты вычислений для проведенного построения помещены в табл. 1, в которой $K_\rho$ обозначена величина $\frac{1}{2}\operatorname{ctg}\rho \ln k$. На основании значений $\xi$ и $\eta$ в точках 4,0 (на направление 9,0), 10,1, 11,2, 12,3 и 13,4 вычислены величины интенсивности нормального давления штампа на среду. Суммирование вертикальной проекции давления по поверхности штампа дает в рассматриваемом случае общее вертикальное давление на штамп в виде: $P_c = 53{,}0a^2 \cdot k$.

В общем случае, следовательно, суммарное предельное давление на штамп может быть представлено формулой:

$$P_c = N_c \cdot a^2 \cdot k, \qquad (4)$$

где $N_c$ является функцией $\rho$ и отношения $\frac{h_c}{a}$ $\left(\text{или } \frac{h_c}{R}\right)$.

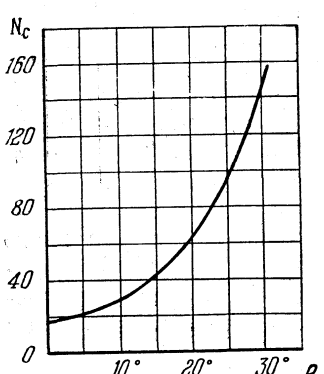
Для того, чтобы оценить влияние изменения ρ и относительного погружения штампа на величину $N_c$, были проведены расчеты для разных ρ и $\frac{h_c}{a}$, в том числе и для плоского штампа, т. е. для $\frac{h_c}{R} = 0$. Эти расчеты показали, что с увеличением $\frac{h_c}{R}$ величина $N_c$ уменьшается, но незначительно; особенно мало изменение $N_c$ при изменении $\frac{h_c}{R}$ до 0,1 $\left(\frac{h_c}{a}\right.$ — до $\left.0{,}23\right)$. В табл. 2 приведены результаты некоторых расчетов.

Таблица 2

**Значение параметра $N_c$ при различных ρ**

| ρ° | 0° | | 10° | | 20° | | | 30° | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $\frac{h_c}{R}$ | 0 | 0,075 | 0 | 0,062 | 0 | 0,062 | 0,172 | 0 | 0,062 |
| $N_c$ | 17,8 | 16,7 | 29,0 | 26,5 | 62,4 | 53,0 | 49,6 | 146,0 | 129,0 |

В первом столбце таблицы для идеально связной среды ($\rho = 0$) указаны значения $N_c$, полученные А. Ю. Ишлинским (1944).




Фиг. 3. График зависимости параметра $N$ от угла внутреннего трения ρ.

Поскольку величина относительного погружения штампа не сильно сказывается на значении $N_c$, то для того, чтобы на основании формулы (4) по величине вдавливающего штамп усилия и по радиусу отпечатка определить сцепление среды, следует принимать максимальное значение $N_c$, полученное при данном ρ для плоского штампа. При этом, вычисленное таким путем значение сцепления $k$ будет несколько преуменьшено. Для плоского штампа величина $N_c$ при различных ρ может быть определена приближенным методом, описанным автором в работе 1952 г. (Березанцев, 1952). График зависимости $N_c$ от ρ, построенный по результатам проведенных нами вычислений, показан на фиг. 3.



Пользуясь геометрической зависимостью между $a$, $R$ и $h_c$, преобразуем формулу (4) к виду, удобному для вычисления $K$ по замеренным экспериментальным путем величинам $P_c$ и $h_c$ (при известном радиусе сферы $R$):

$$k = \frac{P_c}{N_c \cdot h_c (2R - h_c)}. \qquad (5)$$

На фиг. 3 видно, что увеличение внутреннего трения резко сказывается на результатах определения сцепления по вдавливанию сферического штампа.

В заключение отметим, что для рассматриваемого способа экспериментального определения сцепления различных связных грунтов необходимо разработать специальную методику, обеспечивающую при вдавливании штампа условия, для которых получено приведенное выше решение, т. е. состояние предельного равновесия. По-видимому, вдавливание штампа должно производиться быстро для того, чтобы исключить наложение процесса уплотнения на процесс разрушения грунта, для которого предельное равновесие является начальным моментом. В соответствии с этим обстоятельством, представляется обоснованным считать, что испытание грунта путем вдавливания сферического штампа может быть рекомендовано, в основном, для определения сцепления в условиях быстрого приложения нагрузки, т. е. для грунта, находящегося в нестабилизированном состоянии. Кроме того, необходимо иметь в виду, что при пользовании графиком, приведенным на фиг. 3, желательно иметь погружения штампа не более чем на 0,1 радиуса сферы.

## ЛИТЕРАТУРА


Березанцев В. Г. Осесимметричная задача теории предельного равновесия сыпучей среды. М., Гостехиздат, 1952.

Ишлинский А. Ю. Осесимметричная задача теории пластичности и проба Бринелля. Прикл. матем. и мех., 1944, вып. VIII, № 3.

Соколовский В. В. Статика сыпучей среды. М., Гостехиздат, 1954.

Цытович Н. А. Инструктивные указания по определению сил сцепления мерзлых грунтов. Материалы по лабор. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд. АН СССР, 1954.

М. Н. ГОЛЬДШТЕЙН

# ИССЛЕДОВАНИЕ НА МОДЕЛЯХ ДЕФОРМАЦИЙ ОСНОВАНИЯ ПРИ ЕГО ПРОМЕРЗАНИИ

При промерзании грунта, окружающего фундамент и залегающего в его основании, можно наблюдать следующие деформации:

1) вертикальное пучение грунта, примыкающего к боковым граням фундаментов;

2) вертикальное пучение грунта под фундаментами;

3) добавочное уплотнение грунта в основании после оттаивания.

Эти деформации в свою очередь приводят к перемещениям фундамента, которые могут неблагоприятно отражаться на прочности сооружения в целом. Исследования, проведенные ранее, в значительной мере уточнили условия возникновения и характер протекания этих деформаций. Эти исследования, выполненные различными авторами, показали, что выпучивание фундаментов может начинаться еще до того, как промерзание достигнет их подошвы, и что на величину выпучивания существенно влияет нагрузка, действующая на фундамент. Было также установлено, что при оттаивании грунта можно наблюдать осадки фундаментов, еще более опасные для сооружения, чем их зимнее выпучивание. Однако многое все же еще оставалось неясным, в частности: влияние нагрузки на пучение грунта под фундаментами, влияние на величину выпучивания повторных процессов промерзания и оттаивания, соотношение между интенсивностью выпучивания фундамента и интенсивностью пучения примыкающей поверхности грунта и т. д.

Для получения экспериментальных данных, освещающих указанные вопросы, автором были поставлены опыты на модели фундамента в холодильной камере по указанной выше схеме.



## 1. ВЕРТИКАЛЬНОЕ ПУЧЕНИЕ ГРУНТА, ПРИМЫКАЮЩЕГО К БОКОВЫМ ГРАНЯМ ФУНДАМЕНТОВ

Модель в виде деревянного фундамента диаметром 30 см закладывали в суглинистый грунт на глубину 30 см. Грунт находился в ящике, теплоизолированном с боков, и подвергался промораживанию сверху вниз (фиг. 1).

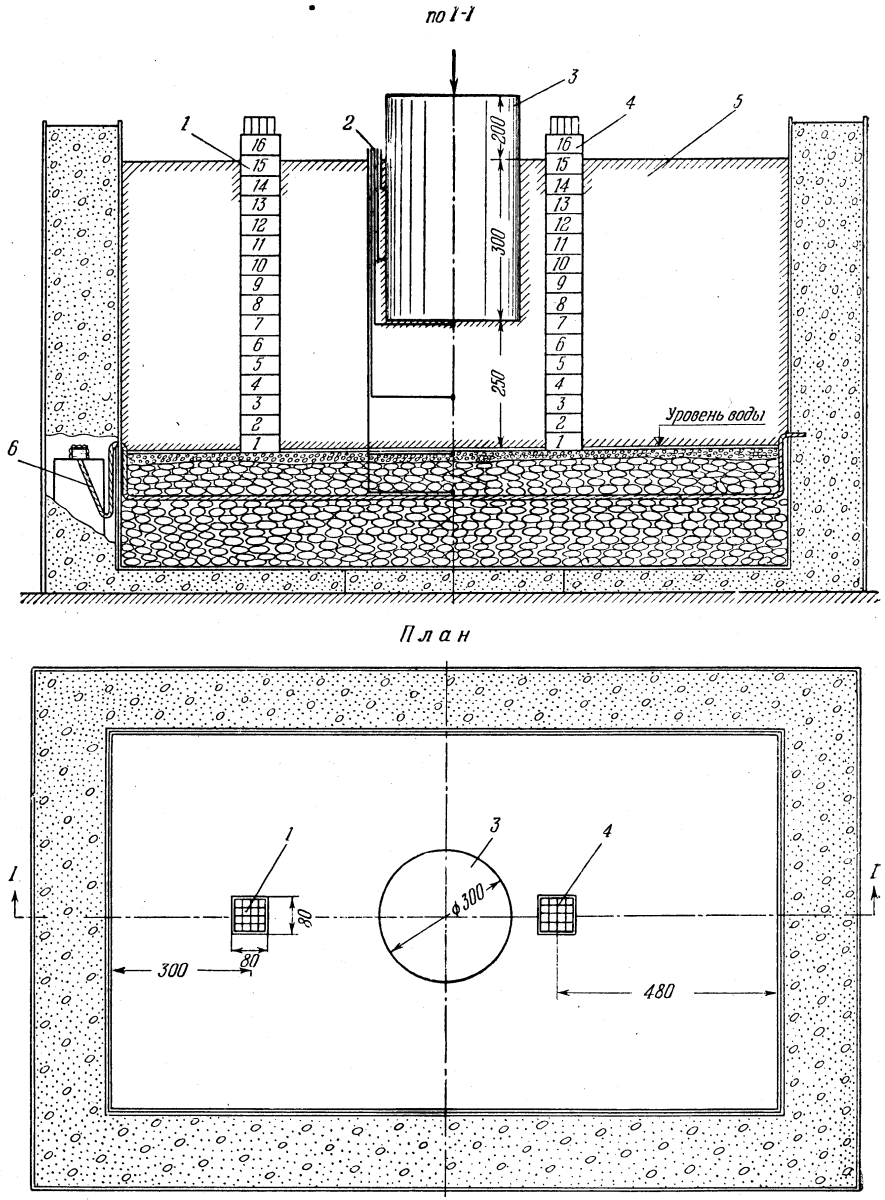
Массив грунта имел размеры в плане $1430 \times 920$ мм и высоту 550 мм. На дно ящика укладывали слой щебня, в который во время опыта подавали воду до отметки подошвы суглинистого слоя. В грунт на разных глубинах вблизи фундамента были заложены термопары. Поблизости от фундамента были заложены также дифференциальные пучиномеры системы Н. И. Быкова для измерения пучения грунта по слоям.

Эти пучиномеры состояли из ряда деревянных шашек, уложенных друг на друге по вертикали. Площадь шашки составляла $10 \times 10$ см, высота — 4 см. Нижняя шашка, реперная и от нее отсчитывались перемещения верхних шашек. Для этого шашки имели центральный вырез, сквозь который проходили стержни, каждый из которых был прикреплен нижним концом к одной из шашек. Относительное смещение верхних концов стержней позволяло определить пучение грунта по слоям. Общий вид установки показан на фиг. 2.

Пучение поверхности грунта и перемещение фундамента измеряли при помощи прогибомеров Максимова. В первом опыте нагрузку к фундаменту не прикладывали; перед опытом грунт был доведен до относительно равномерной влажности около 27%.

Начало промерзания и пучения грунта было отмечено при температуре воздуха —3°, когда верхняя шашка пучиномера начала подниматься. Через 8 суток нулевая изотерма опустилась на глубину 8 см, причем, температура воздуха была доведена до —10°. К этому времени верхняя шашка пучиномера № 1, находящегося на расстоянии 400 мм от оси фундамента, поднялась уже на 7 мм, а поверхность грунта вспучилась на величину от 3,4 мм до 8,9 мм; фундамент в это время оставался еще в покое.

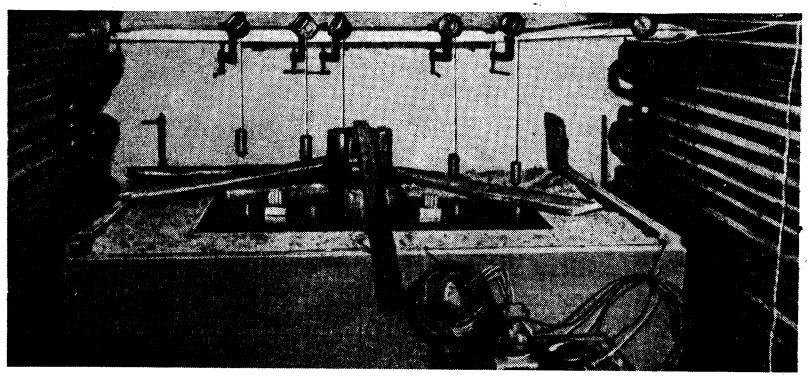
Из приведенных в табл. 1 результатов наблюдений видно, что когда промерзание грунта еще не дошло до подошвы фундамента, последний выпучился приблизительно на 5 мм. Поднятие поверхности грунта к этому времени достигало уже около 16 мм. Несмотря на отсутствие нагрузки, величина поднятия фундамента была значительно меньше, чем пучение окружающего грунта. Это, по-видимому, явилось следствием трения между нижними талыми слоями грунта и боковой поверхностью фундамента, которое препятствовало перемещению последнего вверх.




Фиг. 1. Схема установки для испытания модели фундамента на выпучивание.

1 — пучиномер № 1; 2 — термопары; 3 — модель фундамента; 4 — пучиномер № 2; 5 — суглинок; 6 — электрообогреватель для воды.

Поднятие фундамента на двадцать седьмой день составило 6,95 мм при максимальном пучении поверхности грунта 17,8 мм, а минимальном 13,4 мм. На следующий день выпучивание фундамента увеличилось и достигло 7,2 мм. В этот день к фундаменту была приложена нагрузка, равная 1 кг/см² площади подошвы, однако никакой осадки не наблюдалось, т. к. по боковой поверхности его поддерживал смерзшийся грунт.



Фиг. 2. Общий вид установки для испытания модели фундамента.

Затем начали нагревать воздух. На тридцатый день температура его уже равнялась +13°,8, а температура грунта на глубине 5 см — +8°,2, на глубине 20 см — минус 0°,3, на отметке подошвы фундамента, т. е. на глубине 30 см — минус 1°,0. За это время поверхность грунта опустилась на 14 мм. Несмотря на наличие мерзлого грунта на отметке ниже подошвы фундамента, последний под действием нагрузки опустился на 2,8 мм. Так как при температуре —1°,0 прочность мерзлого грунта еще вполне достаточна, то осадка фундамента при наличии мерзлого грунта на глубине 30 см свидетельствует о том, что при выпучивании фундамента между его подошвой и грунтом образовалась пустота. Как только смерзание с грунтом сбоку оказалось недостаточным, чтобы удержать на весу нагруженный фундамент, он опустился в пустоту. При дальнейшем оттаивании грунта фундамент дал дополнительную осадку, опустившись по сравнению с первоначальным положением (до замораживания) на 46 мм за счет деформации оттаявшего в основании грунта.

Фундамент и далее оставался под нагрузкой, причем дальнейшая его осадка после окончания оттаивания грунта измерялась долями миллиметра.

На двадцатый день после начала оттаивания был проведен второй опыт, который заключался в повторном промораживании грунта вокруг фундамента, находящегося под нагрузкой в 1 кг/см².

На второй день после начала промораживания нулевая изотерма находилась на глубине 5 см, причем температура воздуха равнялась минус 10,4°. Несмотря на незначительную глубину промерзания нагруженный фундамент был сдвинут с места и поднялся на 0,3 мм. Поверхность грунта в это время поднялась на 10,8 ÷ 18,3 мм, причем шашки пучиномера, начиная с глубины около 4 см, оставались неподвижными. Результаты наблюдений в последующие дни приведены в табл. 1. На десятый день после начала опыта нагрузка на фундамент была уменьшена до 0,59 кг/см², что привело к более интенсивному его поднятию, которое на сорок третий день достигло 9,8 мм.

Нагревание воздуха началось на сорок первый день, а на сорок восьмой — температура воздуха была доведена до 6,7°, и нулевая изотерма проходила на глубине 15 см. Под фундаментом отрицательная температура сохранялась в слое толщиной 25 см.

Хотя поверхность грунта к этому времени осела на 45,5 мм, а пучиномер показал, что осевший слой имел толщину примерно 20 см, фундамент дал осадку всего на 0,85 мм. Это объясняется тем, что на этот раз под фундаментом пустота практически отсутствовала, что могло быть лишь следствием значительного пучения грунта под его подошвой.

Действительно, в отличие от первого опыта в нижнем слое грунта происходило интенсивное пучение, что легко видеть по показаниям пучиномеров. На пятьдесят четвертый день фундамент сохранял высоту поднятия 1,7 мм, а на шестьдесят третий он имел отметку на 3,75 мм ниже первоначального положения. Всего, по сравнению с положением в момент максимального пучения, он осел на 13,55 мм. Характерно, что поверхность грунта сохранила остаточное поднятие на 9,8 мм (максимальное) и в первоначальное положение не вернулась.

Во время второго опыта наблюдалось значительное всасывание воды грунтом из щебеночного слоя, в который пришлось долить несколько литров воды. Соответственно и пучение грунта было гораздо больше, нежели в первом опыте. Это можно объяснить тем, что в процессе первого промораживания грунт приобрел известную структурность, значительно облегчившую передвижение воды в порах грунта при всасывании ее промерзающим слоем.

Как видно из таблицы, на 20 сутки, когда нулевая изотерма дошла до подошвы фундамента, пучение его составило



Таблица 1

**Сводные данные опытов по пучению**

| Продолжительность промораживания, сутки | Температура воздуха, °С | Температура грунта, °С у фундамента на глубине, см: 5 | 20 | 30 (подошва фундамента) | 45 | 55 | Глубина нулевой изотермы, °С | Перемещение шашек пучиномера № 1, мм: номера шашек 15 | 14 | 13 | 12 | 11 | 10 | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | Перемещение фундамента, мм | Перемещение поверхности грунта, мм: максимальное | минимальное |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8 | —10 | — | — | — | — | — | 8 | 7 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 8,9 | 3,4 |
| 14 | — 9,5 | —4,4 | —1,4 | — | — | — | 25 | 15 | 15 | 12 | 9 | 4 | 3 | — | — | — | — | — | — | — | 4,8 | 15,9 | 10,9 |
| 19 | — 9,0 | —4,4 | —2,3 | —2,0 | 0 | — | 45 | 16 | 16 | 13 | 9 | 5 | 4 | 2 | 1 | — | — | — | — | — | 5,7 | 16,8 | 12,1 |
| 24 | —10 | —6,4 | —4,0 | —1,3 | —0,8 | —0,1 | 57,5 | 17 | 17 | 14 | 11 | 7 | 6 | 3 | 1 | — | — | — | — | — | 6,4 | 17,4 | 13,4 |
| 27 | —10 | —4,8 | —3,4 | —1,7 | —1,5 | —0,1 | 57,5 | 17 | 17 | 14 | 11 | 7 | 6 | 3 | 1 | — | — | — | — | — | 6,95 | 17,8 | 13,4 |
| **Первый опыт. Фундамент без нагрузки** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | —13 | 0 | — | — | — | — | 5 | 22 | 22 | 14 | 2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,4 | 33,6 | 18,7 |
| 9 | —14 | —2,6 | — | — | — | — | 15 | 36 | 37 | 27 | 16 | 10 | 4 | 2 | — | — | — | — | — | — | 0,45 | — | — |
| **Второй опыт. Фундамент нагружен. Давление на подошву 1,0 кг/см²** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | —17 | —6,2 | —0,2 | — | — | — | 25 | 41 | 42 | 35 | 23 | 16 | 10 | 4 | 2 | — | — | — | — | — | 1,1 | 70,2 | 29,6 |
| 20 | —16 | —7,0 | —3,2 | 0 | — | — | 30 | 47 | 47 | 38 | 26 | 19 | 16 | 8 | 6 | 5 | — | — | — | — | 2,85 | 76,6 | 33,7 |
| 25 | —10 | —6,6 | —3,7 | —1,2 | —0,1 | — | 47 | 49 | 50 | 42 | 30 | — | 17 | 11 | 10 | 8 | 6 | 5 | 3 | — | 5,8 | 80,7 | 37,6 |
| 30 | — 4 | —4,3 | —3,4 | —1,5 | —0,8 | — | 55 | 54 | 55 | 47 | 35 | 27 | 22 | 16 | 14 | 11 | 10 | 8 | 5 | 5 | 7,8 | 83,9 | 41,5 |
| 39 | —13,8 | —5,1 | —3,9 | —2,5 | —1,2 | —0,6 | 65 | 54 | 55 | 47 | 35 | 27 | 22 | 16 | 14 | 11 | 10 | 8 | 5 | 5 | 9,0 | 86,1 | 44,2 |
| **На десятый день нагрузка на фундамент уменьшена до 0,59 кг/см²** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

2,85 мм. В это время общее поднятие слоя грунта толщиной 32 см сбоку от фундамента равнялось (по разности показаний 15 и 7 шашек пучиномера) 42 мм. В дальнейшем пучение фундамента возросло в 3 раза и дошло до 9,8 мм, а пучение слоя грунта сбоку оставалось постоянным и не превысило 43 мм.

Таким образом, поднятие фундамента в этот период происходило лишь за счет промерзания и пучения слоя грунта под его подошвой, которое достигло 9,8—2,8 = 7 мм. Поднятие того же слоя, но в стороне от фундамента, зафиксированное пучиномером, равнялось 11 мм.

Если сравнить пучение поверхности грунта и фундамента, то окажется, что пока шло промерзание грунта выше подошвы фундамента, последний поднялся на 2,8 мм, а грунт на 47 мм (по показаниям пучиномера). Когда же грунт промерз ниже отметки подошвы фундамента, последний поднялся дополнительно на 7 мм, а грунт — на 64 — 57 = 7 мм. Отсюда следует, что при промерзании грунта сбоку, фундамент поднимается медленнее грунта, когда же идет промерзание грунта под подошвой, то поднятие фундамента соответствует поднятию поверхности грунта.

Хотя во втором опыте пучение грунта было в 4—5 раз больше, поднятие фундамента оказалось почти таким же, как и в первом опыте, что объясняется действием нагрузки, особенно проявившимся в первый период промерзания, пока нулевая изотерма не опускалась ниже подошвы фундамента.

Описанные опыты убедительно подтверждают тот факт, что пучение фундаментов может начинаться задолго до того, как промерзание достигнет их подошвы и что нагрузка на фундамент значительно снижает и, очевидно, может полностью ликвидировать это пучение.

Анализируя данные наблюдений за шашками пучиномера, можно установить, что расстояние между ними во втором опыте продолжало изменяться и после промерзания грунта; этот факт подтверждает обнаруженное автором статьи в его опытах в 1940 г. и опубликованное в 1948 г. (Гольдштейн, 1948) положение о том, что льдовыделение и обогащение водой продолжается в уже промерзшем слое грунта.

В связи с изложенным, большой интерес приобретают наблюдения над зданиями в естественных условиях. Ленинградское бюро треста Фундаментстрой в 1945—1946 гг. (Далматов, 1946) проводило измерение глубин промерзания и соответственного пучения фундаментов трех опытных домов, заложенных на глубине от 70 до 160 см. При этом было установлено, что уже в середине января, когда промерзание еще не достигло подошвы, величина поднятия фундаментов составила около 40 мм, причем, выпучивание фундаментов, заложенных на разных глубинах, оказалось одинаковым. Недостроенное здание, стены которого были возведены лишь в пределах первого этажа, как более легкое, начало подниматься раньше, выпучивание его было больше и достигло 50—52 мм.



В 1947—1949 гг. М. С. Грутман (1948) провел в Украинском научно-исследовательском институте сооружений экспериментальные исследования над 21 опытным фундаментом из кирпичей кладки на цементном растворе. Эти фундаменты были заложены в суглинистом грунте с высоким горизонтом грунтовых вод. Часть фундаментов была загружена.

Глубина заложения фундаментов варьировала от 0,5 до 1,0 м, нагрузка на них — от 0,06 до 1,5 кг/см$^2$.

Наблюдения показали, что пучение фундаментов начинается еще до того, как промерзание достигает их подошвы, причем, внешняя нагрузка снижает поднятие фундаментов и даже полностью его ликвидирует.

Оказалось, что в условиях г. Киева выпучивание не наблюдалось при нагрузках, дающих касательные напряжения по поверхности соприкосновения фундамента с грунтом порядка 0,55 кг/см$^2$. Так как опыты в Киеве были проведены в сравнительно теплые зимы, то полученные М. С. Грутманом величины касательных напряжений следует считать недостаточно характерными для этого района и в более суровые зимы они, несомненно, будут выше. В наших опытах, описанных выше, выпучивание было ничтожным (доли миллиметра) при касательных напряжениях, превосходящих 0,5 кг/см$^2$; когда же касательные напряжения были снижены до 0,32 кг/см$^2$ и менее, интенсивность выпучивания резко возросла.

Вышеизложенные экспериментальные данные так же, как и теоретические соображения, показывают, что одного только заложения фундаментов ниже глубины промерзания еще недостаточно для предохранения от выпучивания, особенно в случае облегченных конструкций зданий с незначительной нагрузкой на фундаменты.

Исходя из экспериментальных данных, а также теоретических соображений, вытекающих из предложенной автором теории сил пучения (Гольдштейн, 1948), следует считать необходимой обязательную проверку фундаментов на выпучивание при промерзании грунта, примыкающего к их боковым поверхностям при наличии высокого горизонта грунтовых вод. В случае неотапливаемых зданий следует требовать, чтобы напряжения от веса здания, отнесенные к боковой поверхности смерзания фундаментов с грунтом были

не менее 0,8 кг/см². Напряжения эти должны определяться в предположении, что вся нагрузка на фундамент передается грунту по поверхности смерзания и что в это время на подошву фундамента нагрузка не передается совершенно.

Как показывают наблюдения различных исследователей, глубина промерзания вблизи отапливаемых зданий резко уменьшается. Так, например, в марте 1946 г. автор провел определение глубины промерзания вблизи одного здания с паровым отоплением под Москвой, причем оказалось, что непосредственно у фундаментов всех стен здания промерзание отсутствовало совершенно, хотя на расстоянии 5 м от здания оно доходило, несмотря на толстый слой снега, до 40 см, а под утоптанной дорожкой до 75 см. В то же время у каменной неотапливаемой пристройки промерзание равнялось 55 см. По данным инженера В. И. Шастина (1943), проводившего наблюдения в Сибири, глубина промерзания непосредственно у стен отапливаемых зданий составляет до половины глубины промерзания в стороне от зданий.

И. С. Новоженов (1938) сообщает о следующих своих наблюдениях, проведенных в г. Свердловске.

Зимой 1935/36 г. у двухэтажного деревянного здания на каменном фундаменте с холодным подпольем и печным отоплением глубина промерзания грунта на расстоянии 0,5 м от наружной грани фундамента оказалась меньше, чем на расстоянии 3,5 м от фундамента, всего на 15%. Зато у кирпичного двухэтажного здания школы с центральным отоплением и нижней разводкой воды глубина промерзания на расстоянии 0,5 м от фундамента оказалась меньшей, чем глубина промерзания на расстоянии 3,5 м от фундамента, на 57%. Так, при расстоянии от фундамента 0,5 м; 1,5 м; 3,0 м глубины промерзания были соответственно в 1935/36 г. 1,15 м; 2,0 м и 2,4 м, а в 1936/37 г. — 1,0 м; 1,75 и 2,0 м. По данным Новоженова действие тепла, исходящего от отапливаемого здания, распространяется на 2,0—2,5 м от него.

Меньшие глубины промерзания у фундаментов отапливаемых зданий означают вместе с тем и более высокую температуру мерзлого грунта, а следовательно, и гораздо меньшую прочность смерзания грунта с фундаментами. Кроме того, подошва мерзлого слоя вблизи фундаментов отапливаемых зданий имеет наклон от здания книзу, благодаря чему и силы пучения грунта, нормальные у подошвы слоя, направлены наклонно в сторону от здания. Поэтому, вертикальная составляющая этих сил, вызывающая поднятие фундамента, уменьшается. Горизонтальная же составляющая стремится оторвать мерзлый слой от фундамента, что еще более уменьшает прочность смерзания.



Так, в примере, приведенном В. И. Шастиным, глубина промерзания у стены здания была 0,74 м, а на расстоянии 1,25 м уже 1,49 м.

Таким образом, средний тангенс угла наклона подошвы мерзлого пласта был равен 0,60, а угол наклона — 31°,0. Следовательно, вертикальная составляющая равнялась 0,86 от силы пучения при горизонтальной подошве пласта, т. е. уменьшилась на 14%, а горизонтальная составляющая была равна 0,52 от силы пучения, т. е. достигала значительной величины. Естественно, поэтому, что хотя фундамент был заложен на глубине всего 1,2 м (при глубине промерзания на открытых площадках 2,5—2,7 м) и нес незначительную нагрузку от одноэтажного здания, в течение около 50 лет не наблюдалось никаких деформаций. Между тем условия для выпучивания казалось бы были благоприятны, так как фундамент опирался на слой суглинка мощностью 1,3 м, под которым залегал водоносный галечник.

О роли горизонтальной составляющей в данном случае можно судить по следующим данным. Многочисленными опытами, проведенными автором, было установлено, что прочность смерзания грунта с фундаментом на отрыв в 2—4 раза меньше прочности смерзания на сдвиг. Таким образом, в то время, как отрывающее усилие составляет около 50% от силы пучения в рассматриваемом примере, сопротивление смерзания на отрыв составляет 50—25% от сопротивления сдвигу на плоскости смерзания. Это означает, что раньше, чем фундамент может быть приподнят пучащимся слоем грунта, этот слой оторвется от фундамента. На это обстоятельство до сих пор не обращалось должного внимания, хотя, как это подтверждают конкретные примеры, оно имеет весьма важное, если не решающее значение.

Наоборот, в случае неотапливаемых сооружений, вследствие большой теплопроводности кладки по сравнению с грунтом, граница промерзания у фундамента проходит глубже, нежели на некотором расстоянии от него, что создает обжатие фундамента мерзлым слоем и добавляет к смерзанию трение о фундамент, облегчающее его поднятие.

Чтобы использовать выгоду от наклона границы промерзания книзу от фундамента, было бы рационально устраивать под отмостками у стен здания теплоизолирующие слои из торфа, шлака и т. п.

## 2. ВЕРТИКАЛЬНОЕ ПУЧЕНИЕ ГРУНТА ПОД ФУНДАМЕНТАМИ

Описанный выше второй опыт над моделью фундамента показал, что пучение грунта под фундаментами не должно

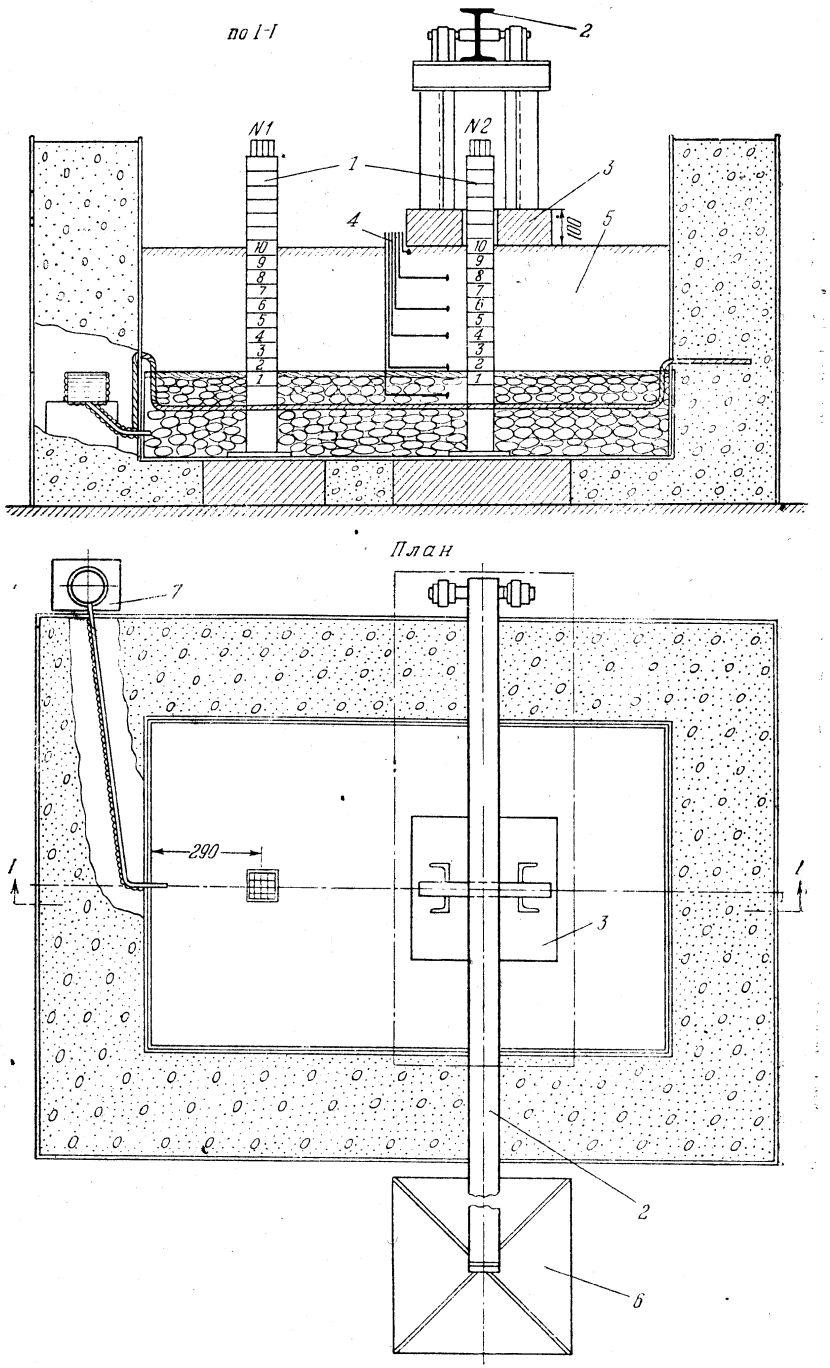
допускаться. Большой интерес, однако, представляет вопрос о влиянии на пучение грунта под подошвой нагрузки фундамента. Опыты автора показали (Гольдштейн, 1949), что нагрузка, приложенная к грунту, снижает или даже полностью устраняет подсасывание им влаги в процессе промерзания. Это означает, что пучение загруженного грунта может быть доведено до незначительной величины, определяемой замерзанием воды, первоначально содержащейся в его порах. В связи с этим представляют интерес результаты опытов автора со штампом, уложенным на поверхность грунта, что позволило исключить влияние на пучение такого фактора, как смерзание грунта с боковой поверхностью фундамента.

Толщина слоя грунта под опытным штампом равнялась 35 см, влажность — 31%. Штамп имел размеры 400 × 400 мм; в центре его был устроен вырез 100×100 мм, сквозь который был пропущен дифференциальный пучиномер. Второй пучиномер был установлен на расстоянии 625 мм от оси штампа (фиг. 3). Сначала опыт проводили с незагруженным штампом в течение пяти суток с момента начала промерзания грунта; за это время нулевая изотерма опустилась на 12 см, а штамп поднялся на 1,47 мм.

Затем на штамп была уложена нагрузка в 0,25 кг/см², благодаря которой не только прекратилось пучение, но и была вызвана осадка штампа, постепенно затухавшая. На седьмой день нулевая изотерма находилась на глубине 19,5 см. За время опыта верхняя шашка пучиномера в стороне от штампа поднялась на 2,8 мм, а пучиномера под штампом — на 0,5 мм. Во время промерзания грунт интенсивно всасывал влагу и в щебеночный слой пришлось добавить около 12 литров воды. При оттаивании грунта вода из него стекала в большом количестве обратно в щебень. Осадка штампа к концу оттаивания против его положения до замораживания составляла 20,5 мм, несмотря на то, что перед оттаиванием нагрузка на штамп была уменьшена до 0,1 кг/см².

Следующий, четвертый опыт, состоял в повторном промораживании грунта, причем, штамп с самого начала находился под нагрузкой 0,25 кг/см². Интенсивность всасывания воды в грунт во время промерзания дошла до 20 см³/мин, считая на всю модель. Всего за период замораживания грунт подсосал дополнительно около 16 л воды. Когда верхняя шашка пучиномера № 1 (стоявшего в стороне от штампа) начала подниматься, что свидетельствовало о начавшемся пучении грунта, штамп неожиданно чуть-чуть осел. Это можно объяснить лишь отсасыванием из-под него воды, в промерзающий сбоку грунт. За трое суток осадка штампа достигла






Фиг. 3. Схема установки для испытания штампа на выпучивание.

1 — пучиномеры № 1 и 2; 2 — рычаг; 3 — штамп; 4 — термопары; 5 — суглинок; 6 — платформа для груза; 7 — электрообогреватель для воды.

1 мм, после чего снова началось поднятие, дошедшее за 9 суток до 1,2 мм, после чего пучение прекратилось. За все время опыта пучиномер под штампом оставался в покое в то время, как верхняя шашка пучиномера № 1 поднялась на 27,5 мм, а самая нижняя шашка на 2 мм.

Всего промораживание продолжалось 20 дней, причем грунт под штампом промерз примерно на 16 см, а в стороне от него — на 32 см.

Средняя скорость пучения незагруженного штампа в третьем опыте составляла $15 \cdot 10^{-3}$ мм/час, а загруженного (в четвертом опыте) — $5{,}4 \cdot 10^{-3}$ мм/час, т. е. почти в три раза меньше. Как и во втором опыте, повторное промораживание увеличило пучение поверхности грунта; в четвертом опыте оно было примерно в 10 раз больше, чем в третьем.

В процессе оттаивания грунта штамп осел на 7,6 мм против положения его перед началом пучения.

Эти опыты подтвердили, что пучение загруженного грунта снижается даже в условиях, благоприятных в отношении дополнительного его увлажнения, при которых пучение сбоку от загруженной поверхности оказывается весьма значительным.

Однако в тех случаях, когда имеет место смерзание фундамента с грунтом, примыкающим к его боковым граням, давление по подошве снижается, так как нагрузка распространяется через примерзший сбоку слой на значительно большую площадь. Это облегчает пучение грунта под подошвой. Если же фундамент при промерзании грунта сбоку поднимается так, что подошва его отрывается от грунта, то последний, будучи совершенно разгружен, может свободно всасывать влагу при промерзании и в нем может происходить интенсивное избыточное льдовыделение. Более того, под влиянием давления от мерзлого лежащего выше пласта, поддерживающего благодаря смерзанию фундамент, вода из пор нижележащего грунта отжимается и направляется к разгруженной поверхности под подошвой фундамента, а избыточное льдовыделение возрастает еще более.

Можно считать, что во всех случаях, когда под фундаментом имеет место интенсивное пучение грунта, оно в первую очередь объясняется разгружающим действием верхнего пласта грунта, приподнимающего фундамент над основанием. Если снова обратиться к данным второго опыта, то видно, что на 14 сутки, когда фронт промерзания приблизился к подошве фундамента, верхняя шашка пучиномера поднялась на 41 мм, а фундамент всего на 1,1 мм, причем шашка пучиномера на уровне подошвы фундамента оставалась в покое. Это означает, что как ни мало было перемещение фундамента, он оторвался от основания и повис на приморозном боковом слое грунта. В дальнейшем, при промерзании грунта ниже подошвы фундамента, последний поднялся еще на 6,15 мм, а поверхность грунта (верхняя шашка пучиномера) за то же время — на 7 мм. Шашка № 7 пучиномера № 1 показала, что слой грунта, залегающий ниже отметки подошвы фундамента на 62,5 см, за это же время поднялся на 6 мм. Таким образом, пучение всего этого слоя, как под фундаментом, так и в стороне, шло с одинаковой интенсивностью, хотя давление от веса вышележащего слоя в 30 см составляло всего около 0,05 кг/см², а на фундамент действовала нагрузка 0,59 кг/см². Между тем, в опыте со штампом при нагрузке на него 0,25 кг/см² поднятие его достигло всего 1,2 мм. Следовательно, если бы нагрузка от фундамента полностью передавалась на подошву, пучение никак не могло бы достигнуть такой величины, как 6,15 мм, т. е. быть равным пучению грунта сбоку от фундамента. Очевидно, это пучение могло иметь место лишь потому, что фундамент поддерживался примерзшим верхним слоем грунта, распределившим нагрузку от него на большую площадь.

Из изложенного следует, что давление от фундамента на основание зимой, особенно при неотапливаемых сооружениях, снижается на величину касательных напряжений, действующих по боковым граням фундамента и вызываемых пучением примыкающего сбоку грунта. При отапливаемых зданиях смерзание фундамента с грунтом значительно ослабляется и на основание передается гораздо большая часть нагрузки, что, естественно, снижает избыточное льдовыделение.

Но существует и другая причина этого снижения. Грунт под фундаментом отапливаемых зданий охлаждается медленнее, чем в стороне от него. Поэтому, влага будет мигрировать из-под фундамента к более холодным промерзшим ранее боковым слоям. Здесь имеет место явление, обратное наблюдаемому под неотапливаемыми зданиями, под фундаментами которых грунт охлаждается и замерзает скорее, чем в стороне от них на тех же глубинах и, следовательно, влага будет мигрировать к грунту под подошвой фундамента.

Именно этими явлениями объясняется тот факт, что фундаменты многих отапливаемых зданий, заложенных гораздо выше глубины промерзания, не испытывают пучения (во всех таких случаях здания зимой постоянно отапливаются). Наоборот, если здание по какой-либо причине длительное время зимой не отапливается, то при соответствующих грунтовых и гидрогеологических условиях оно может подвергнуться пучению. О подобных случаях сообщает в своих статьях В. И. Шастин (1943), Н. А. Цытович (1946) и другие авторы.

## 3. ДЕФОРМАЦИИ ЗДАНИЙ ПРИ ОТТАИВАНИИ ГРУНТА В ОСНОВАНИИ

Очень часто выпучивание здания не сопровождается появлением каких-либо видимых деформаций, трещин и т. п. Но зато эти деформации появляются при оттаивании грунта и происходящей при этом осадке здания (Гольдштейн, 1948).

Промерзание основания под зданиями может часто быть опасным не столько из-за пучения, сколько из-за того, что оно вызывает переувлажнение грунта, подсасывающего влагу снизу. Действительно, слой промерзающего грунта под фундаментом обычно не настолько велик, чтобы его пучение могло вызвать опасное поднятие здания. Поэтому, в процессе промерзания не так часто приходится наблюдать появление трещин и деформаций здания. Зато при оттаивании этот слой уплотняется или выжимается из-под фундамента и соответствующая осадка небезопасна для здания.

В опытах со штампом и моделью фундамента как раз наблюдалось аналогичное явление. Так, например, при промерзании грунта штамп поднялся на 1,47 мм, а при оттаивании осел на 20,5 мм по сравнению с положением до промерзания. Модель фундамента в первом опыте поднялась при промерзании на 7,6 мм, а при оттаивании осела на 46 мм по сравнению с первоначальным положением. Во втором опыте она поднялась при промерзании на 9,8 мм, а при оттаивании осела на 13,55 мм.

Из описанных выше опытов следует, что во всех случаях, когда при промерзании грунта возможно избыточное льдовыделение под фундаментом, его надлежит закладывать ниже глубины промерзания. Кроме того, фундаменты должны обязательно проверяться на выпучивание под действием сил, приложенных к боковым поверхностям фундамента, соприкасающимся с мерзлым и пучащимся грунтом, причем должен приниматься во внимание тепловой режим грунта и фундамента.

### ЛИТЕРАТУРА


Гольдштейн М. Н. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. М., Трансжелдориздат, 1948.

Гольдштейн М. Н. О явлении всасывания как причине пучения грунтов. Вестник инж. и техн., 1949, № 4.

Грутман М. С. Экспериментальные исследования фундаментов мелкого заложения в пучинистых грунтах. Сб. Трудов Укр. н.-и. ин-та сооружений, 1948.

Далматов Б. И. К вопросу об устройстве фундаментов в условиях пучинистых грунтов. Архитектура и строительство Ленинграда, ноябрь 1946 г.





Новоженов И. С. Влияние отапливаемых зданий на глубину промерзания грунта. Строит. пром-сть, 1938, № 10.

Цытович Н. А., Богословский Н. Н., Качурин С. П. Глубина заложения фундаментов малоэтажных зданий в связи с сезонным промерзанием грунтов. 1946.

Шастин В. И. К вопросу о нормировании глубины заложения фундаментов. Строит. пром-сть, 1943, № 9.

С. С. ВЯЛОВ

# ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОИНТЕГРАТОРА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ГРУНТАХ

Мерзлые грунты с известным приближением и при определенных условиях можно рассматривать как линейно деформируемую среду, что позволяет применить к ним, аналогично талым грунтам, аппарат теории упругости. В частности, исходя из положений этой теории, может быть решена задача, возникающая при расчетах инженерных сооружений, — об определении напряженного состояния массива грунта (как талого, так и мерзлого) и о распределении реактивных давлений под подошвой фундамента.

Для простейших случаев указанная задача легко решается аналитическим путем. Однако с усложнением условий такие решения становятся весьма трудоемкими, а иногда вообще практически неосуществимыми.

Сформулированные выше задачи при самых различных условиях с успехом могут быть решены методами электрического (Гутенмахер, 1949) или гидравлического (Лукьянов, 1939) моделирования с использованием предложенного проф. В. А. Флориным (1948) приема, заключающегося в представлении условия совместимости в виде уравнения Лапласа.

Методика определения напряженного состояния грунтов с помощью электроинтегратора, основанная на положениях В. А. Флорина, рассматривается ниже.

Предположим, что к краю $z = 0$ упругой изотропной полуплоскости приложена вертикальная, произвольно распределенная нагрузка $p = f(x)$ (фиг. 1).

Требуется определить напряжения $\sigma_x$, $\sigma_z$, $\tau_{xz}$, возникающие в любой точке $(x, z)$ полуплоскости. Собственный вес среды при этом не учитывается.

Как известно, сумма нормальных напряжений $\theta = \sigma_x + \sigma_z$, возникающих в любой точке среды, является гармонической функцией, удовлетворяющей уравнению Лапласа $\Delta^2\theta = 0$.



При этом, если к краю полубесконечной среды приложена только вертикальная нагрузка, функция $\theta$ принимает на краю полуплоскости следующее значение:

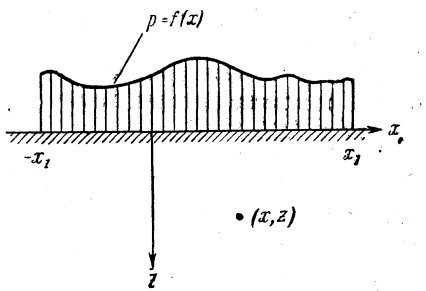
$$\theta_{z=0} = (\sigma_x)_{z=0} + (\sigma)_{z=0} = 2f(x). \tag{1}$$

Данное выражение следует из зависимости

$$(\sigma_x)_{z=0} = (\sigma_z)_{z=0} = p = f(x),$$

справедливой при сформулированных выше условиях.

В бесконечно большом удалении от места приложения нагрузки напряжения $\sigma_x$, $\sigma_z$, а, следовательно, и сумма $\theta$ равна нулю.




Фиг. 1. Модель нагрузки в общем виде.

Учитывая указанные свойства функции $\theta$ В. А. Флорин (1948) предложил для определения напряжений $\sigma_x$, $\sigma_z$, $\tau_{xz}$ использовать следующий прием. Вначале определяются величины сумм $\theta$ в любых точках полуплоскости $(x, z)$, что сводится к решению известной задачи Дирихле о нахождении гармонической функции $\theta$ при заданных граничных значениях этой функции. Затем, по найденным величинам $\theta$ и их первых производных $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ и $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ определяются искомые компоненты напряжений. Эти напряжения могут быть получены из следующих зависимостей:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \frac{1}{2}\theta + \frac{1}{2}z\frac{\partial\theta}{\partial z} \\ \sigma_z &= \frac{1}{2}\theta - \frac{1}{2}z\frac{\partial\theta}{\partial z} \\ \tau_{xz} &= -\frac{1}{2}z\frac{\partial\theta}{\partial x}. \end{aligned} \tag{2}$$

Для нахождения функции $\theta$ кроме аналитического метода может быть применен также и метод моделирования. В частности, для этой цели используется (Флорин, 1948) метод электрогидродинамических аналогий (ЭГДА) акад. Н. Н. Павловского. Однако за последнее десятилетие развит новый метод электрического моделирования с помощью электроинтегра-

торов системы проф. Л. И. Гутенмахера. Применение этого метода упрощает и облегчает нахождение функции $\theta$ и ее производных [1].

## 1. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Решение задач методом электромоделирования состоит в воспроизведении на моделях — электроинтеграторах электрических процессов, аналогичных изучаемым физическим явлениям. Аналогия заключается в тождественности дифференциальных уравнений, описывающих физические явления, происходящие в натуре и электрические процессы, протекающие в моделях.

Для решения уравнений типа Лапласа, к которому относится рассматриваемая задача, применяются интеграторы марки *ЭИ-11* и *ЭИ-12*.

Эти приборы состоят, в основном, из смонтированной на панели сетки омических сопротивлений, устройства для задания граничных условий — делителей напряжения и измерительного устройства.

Для составления расчетной схемы модели рассматриваемая область мысленно разбивается на систему элементарных участков (параллелепипедов единичной толщины), которым соответствуют узлы сетки сопротивлений; упругие свойства участков моделируются омическими сопротивлениями между узлами сетки.

Потенциалы, возникающие в узлах сетки при прохождении электрического тока, будут моделировать значение искомой функции $\theta$ в соответствующих точках области, а протекающие в сетке токи — величины $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ и $\frac{\partial\theta}{\partial z}$.

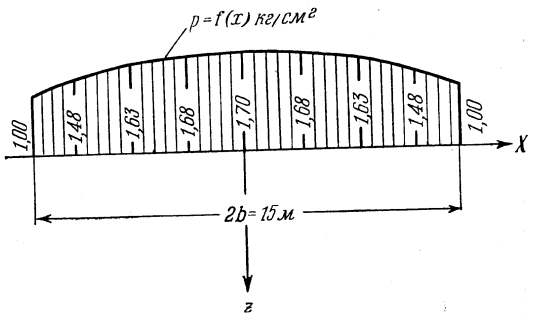
Граничные условия могут задаваться как в виде некоторых значений функции $\theta$ (задача Дирихле), так и в виде значений ее производных $\frac{\partial\theta}{\partial x}$, $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ (задача Неймана) и, наконец, смешанного типа. В первом случае эти условия моделируются поддержанием в граничных узлах сетки потенциалов, соответствующих граничным значениям функции $\theta$, а во втором — заданием в этих узлах сил тока, соответствующих величинам $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ и $\frac{\partial\theta}{\partial z}$. Граничные условия всех трех видов могут быть самыми произвольными и задаются как в аналитической, так и в графической форме.

[1] Настоящая статья была представлена к печати в 1951 г., но по техническим причинам публикуется только теперь. Следует отметить, что в 1952 г. вышла работа Л. И. Дятловицкого, где, исходя из тех же основных предпосылок, но независимо от нас, автор приводит решение задачи об определении напряжений (с учетом не только вертикальных, но и горизонтальных нагрузок) методом электромоделирования. Однако область применения указанного метода и типы задач в нашей работе иные; методика их решения и рассматривается ниже.



## 2. РАСЧЕТНАЯ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СХЕМЫ

Пусть к краю полуплоскости $z = 0$ на участке $-b \leqslant x \leqslant +b$ приложена вертикальная нагрузка, распределенная по закону $p = f(x)$, заданному графически (фиг. 2).




Фиг. 2. Конкретная модель нагрузки.

Согласно (1) сумма нормальных напряжений на краю полуплоскости равна: в пределах загруженного участка $x \leqslant (b)$ $\theta_{z=0} = 2f(x)$, а вне этих пределов $x > (b)$ $\theta_{z=0} = 0$.

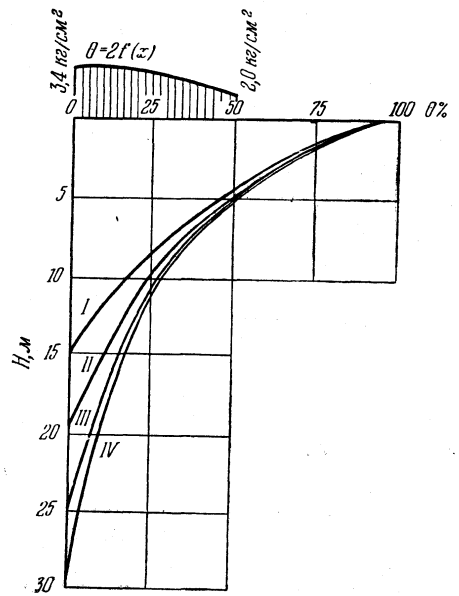
В бесконечно большом удалении от места приложения нагрузки значение суммы $\theta$ также равно нулю.

При моделировании безграничная среда заменяется некоторой конечной областью размерами $L \times H$. Эти размеры должны быть выбраны достаточно большими с тем, чтобы замена условий в бесконечности условиями на границах конечной области не сказывалась на величинах искомой функции $\theta$. В частности, чем меньше предельное значение $\theta(x, z)$, которое нужно найти (в долях от $p$), тем бо́льшие размеры $L$ и $H$ следует принимать.

Необходимые величины $L$ и $H$ можно определить, например, путем подбора, принимая несколько различных их значений и находя на интеграторе кривые $\theta(x)$ и $\theta(z)$ для каждого случая. Требуемым условиям будут удовлетворять такие $L$ и $H$, при которых дальнейшее увеличение размеров области практически не изменит минимальное искомое значение функции $\theta(x, z)$. На фиг. 3 приведен пример подбора величины $H$. Поскольку в рассматриваемом случае определялись минимальные значения $\theta(x, z) \geqslant 0{,}25\ p$, мы ограничились разме-

ром моделируемой области $H = 30$ м. Значение $L$ было принято $L \approx H$.

Для нашей задачи рассматриваемая область была разбита на неравные элементарные участки: меньшие участки принимались вблизи места приложения нагрузки, а бóльшие — по мере приближения к границам. Ввиду симметрии моделировалась только половина области $x > 0$, с общим количеством участков $13 \times 20$, при их размерах от $0{,}5 \times 1{,}0$ м до $10{,}0 \times 3{,}0$ м (фиг. 4).




Фиг. 3. Кривые значений $(\theta(z)/x=0$ в %) при различных размерах моделируемой области

$I - H = 2b$; $II - H = 2{,}67b$; $III - H = 3{,}33b$; $IV - H = 4b$. За 100% принято $\theta = (\theta)_{z=0} = 3{,}4$ кг/см$^2$. $x=0$

При однородной и изотропной среде ее упругие характеристики не влияют на расчетную схему. Поэтому омические сопротивления сетки будут пропорциональны размерам участков.

Схемы замещения (модели) элементарных участков могут быть Т-образные или П-образные. В первом случае узлы сетки сопротивлений соответствуют центрам участков, а во втором — их углам (фиг. 5). Учитывая, что для задач об определении напряжений под подошвой жесткого штампа возникает необходимость в нахождении искомой функции на гранях элементарных параллелепипедов (участков), принимаем П-образную схему.

Рассмотрим два смежных параллелепипеда размерами $\delta_i \cdot \Delta_n \cdot 1$, где $\delta$ и $\Delta$ — размеры вдоль осей $x$ и $z$, а 1 — размер в направлении, перпендикулярном плоскости чертежа.

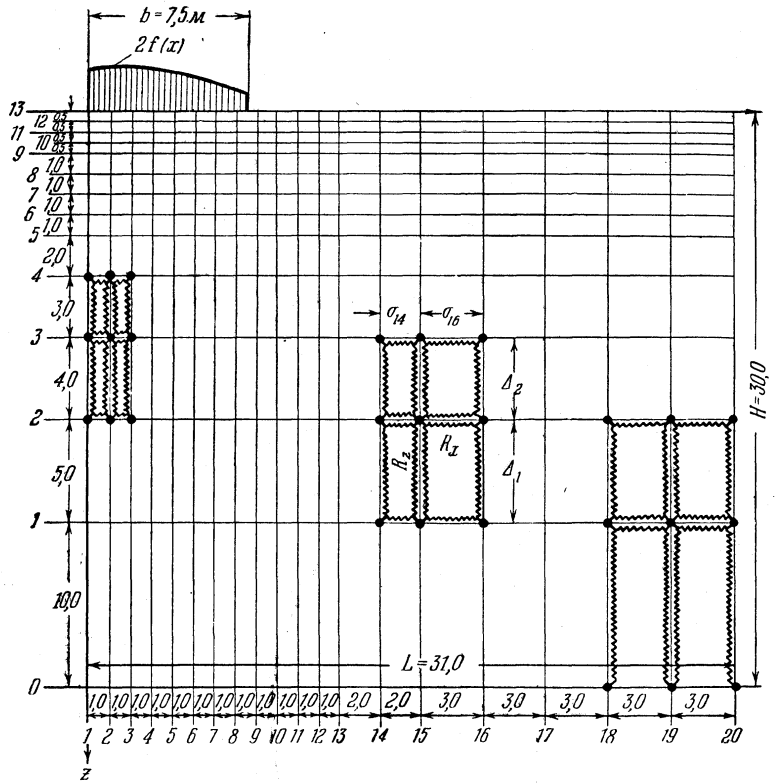
Суммарное омическое сопротивление по грани $i$ между точками $n-1$ и $n$ при удельной проводимости $A_0 = 1$ равно

$$(R_z)_{n-1} = K \frac{R'_{(n-1)-n} \cdot R''_{(n-1)-n}}{R'_{(n-1)-n} + R''_{(n-1)-n}} = K \frac{2\Delta_n}{\delta_{i+1} + \delta_i}, \qquad (3)$$



где $R'_{(n-1)-n}$ и $R''_{(n-1)-n}$ сопротивления вдоль грани $i$ смежных параллелепипедов, равные (см. фиг. 5, б):

$$R'_{(n-1)-n} = 2K \frac{\Delta_n}{\delta_i} \quad \text{и} \quad R''_{(n-1)-n} = 2K \frac{\Delta_n}{\delta_{i+1}}.$$

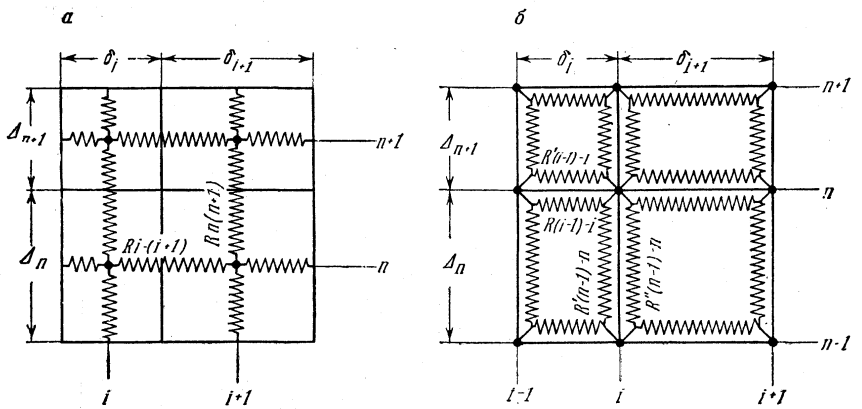



Фиг. 4. Расчетная схема модели.

Аналогично, сопротивление по грани $n$ между точками $i-1$ и $i$ равно:

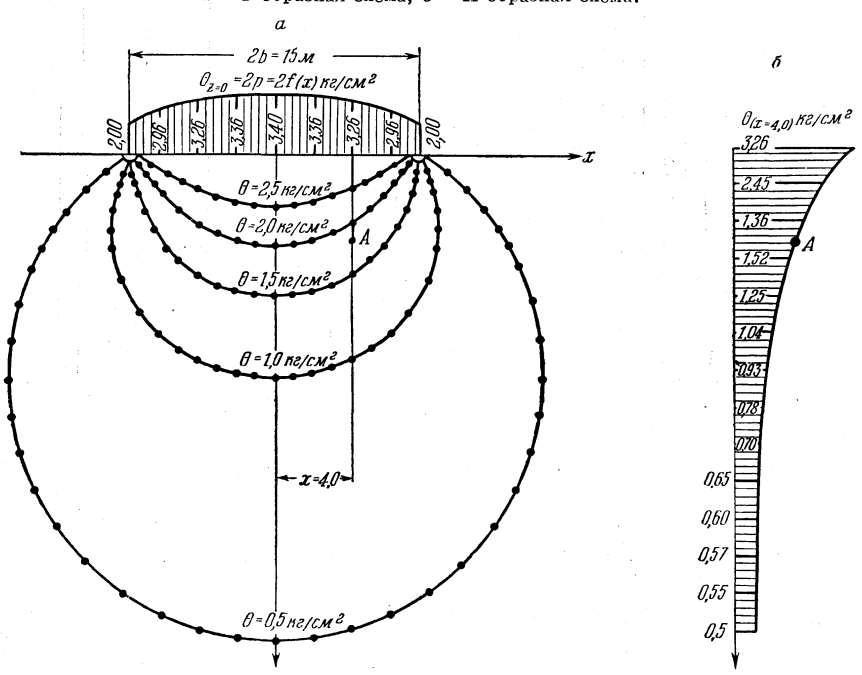
$$(R_x)_{(i-1)-1} = K \frac{2\delta_i}{\Delta_{n+1} + \Delta_n}. \qquad (4)$$

Масштаб сопротивлений — $K$ выбирается произвольно, но с таким расчетом, чтобы отношение сопротивления наибольшего участка к сопротивлению наименьшего (при неравных размерах участков) не превышало бы $\frac{\max R}{\min R} < 1000$.




Фиг. 5. Схемы замещения (модели) элементарного участка (параллелепипеда единичной толщины).

*а* — *Т*-образная схема; *б* — П-образная схема.




Фиг. 6. Схема распределения напряжений.

*а*—линии равных сумм нормальных напряжений $\theta(x, z) = \text{const}$;

*б*— значение $\theta(z)$ при $x = 4{,}0$ м.

Граничные условия моделируются следующим путем. В узлах сетки интегратора, отвечающих участкам загруженного края полуплоскости, задаются напряжения $U$ соответственно закону распределения внешней нагрузки $\theta_{z=0} = 2f(x)$. Величины напряжений регулируются при помощи делителя напряжений; максимальное значение функции $\theta_{z=0}$ соответствует 100% напряжения.

Нулевое значение суммы $\theta$ на границах рассматриваемой области моделируется заданием в соответствующих граничных узлах сетки сопротивлений нулевого потенциала.

Искомые функции $\theta$ в центрах элементарных участков определяются измерением напряжений в узлах сетки прибора. Специальное приспособление на интеграторе позволяет также получать непосредственно эквипотенциальные кривые, соответствующие линиям равных сумм нормальных напряжений (изопахам) $\theta(x, z) = \text{const}$.

Значения сумм $\theta(x, z)$ для рассматриваемой задачи, найденные на интеграторе, приведены на фиг. 6.

Как следует из формулы (3), для определения компонент напряжений $\sigma_x$, $\sigma_z$, $\tau_{xz}$ помимо значений функции $\theta(x, z)$, необходимо знать ее первые производные $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ и $\frac{\partial\theta}{\partial z}$. Эти производные определяются непосредственно на интеграторе путем измерения силы тока, проходящего в соответствующих узлах сетки сопротивлений.

Величины $\frac{\partial\theta}{\partial x}$ и $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ могут быть определены также графическим, как угол наклона касательной к кривой $\theta$, или графоаналитическим $\left(\frac{\partial\theta}{\partial z} \approx \frac{\Delta\theta}{\Delta z}\right)$ путем.

Так, например, для рассматриваемой задачи $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ в точке $A$ ($x = 4{,}0$ м; $z = 5{,}0$ м) равно $\frac{1{,}86-1{,}7}{5{,}0-4{,}0} = 0{,}16$ (фиг. 4), что совпадает с значением $\frac{\partial\theta}{\partial z}$, полученным измерением сил тока в узлах сетки прибора.

Согласно (4) нормальные напряжения в точке $A$ равны

$$\sigma_x = 0{,}45 \text{ кг/см}^2, \quad \sigma_z = 1{,}25 \text{ кг/см}^2.$$

## 3. ТИПЫ ЗАДАЧ

С помощью электроинтегратора могут быть решены задачи и с другими, более сложными условиями. К числу таких задач могут быть отнесены следующие.

Внешняя вертикальная нагрузка приложена на нескольких участках края полуплоскости, что соответствует прерывному значению функции $p = f(x)$. В этих случаях к граничным узлам сетки интегратора, отвечающим загруженным участкам, подключаются потенциалы по заданному закону $(\theta_1)_{z=0} = 2f_1(x)$, $(\theta_2)_{z=0} = 2f_2(x) \ldots$; в узлах же сетки, отвечающих свободной поверхности, задаются нулевые потенциалы.

При наличии боковой пригрузки $q(x)$, ее влияние может быть учтено заданием в соответствующих граничных узлах сетки потенциалов, распределенных по закону $(\theta_q)_{z=0} = 2q(x)$.

Электроинтегратор позволяет также решать задачи и при наличии неоднородной среды. Так, наличие жесткого подстилающего основания (при неучете контактных сил трения) может моделироваться заданием в узлах сетки прибора, отвечающих нижней границе упругой области, бесконечно больших сопротивлений (разрыв электрической схемы). Сила тока, а, следовательно, и $\frac{\partial\theta}{\partial x}$, $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ в этих узлах будут равны нулю; возникающие же потенциалы соответствуют суммам нормальных напряжений $\theta$ на контактной поверхности.

Слоистость или анизотропность среды могут быть приближенно учтены введением моделируемых участков по размеру эквивалентных упругим свойствам разнородных слоев. Омические сопротивления сетки, определяемые формулами (4), принимаются в этих случаях пропорциональными указанным эквивалентным размерам.

Отметим также большие возможности, возникающие при совместном применении метода электромоделирования, при помощи которого определяется сумма $\theta = \sigma_x + \sigma_z$, и оптического метода, при помощи которого определяется разность $\theta = \sigma_x - \sigma_z$.

В начале статьи мы рассматривали плоскую задачу. Объемные задачи решаются аналогичным путем. В этом случае конечная область $L \times B \times H$, моделирующая полупространство, разбивается на ряд элементарных объемов, размерам которых $\delta \cdot \lambda \cdot \Delta$ отвечают омические сопротивления $R_x$, $R_y$, $R_z$.

Вертикальная нагрузка $p = f(x \cdot y)$, приложенная к поверхности $z = 0$, моделируется заданием соответствующих потенциалов.

В узлах же сетки, отвечающих незагруженной поверхности $z = 0$, а также границам $x = L$, $y = B$, $z = H$ задаются нулевые потенциалы.

Решение задачи получаем измерением напряжений, моделирующих значение некоторой функции $F(x, y, z)$, связанной с суммой нормальных напряжений $\theta = \sigma_x + \sigma_y + \sigma_z$ зависимостью $\theta = 2(1+\mu)F$, где $\mu$ — коэффициент Пуассона.



Указанные объемные задачи в принципе могут быть решены на существующих двухмерных моделях путем соответствующего составления электрической схемы. Однако громоздкость таких схем делает практическое применение этих интеграторов сложным. В настоящее время разрабатывается конструкция трехмерной модели.

В заключение укажем на возможность определения с помощью электроинтегратора реактивных напряжений под подошвой жесткого фундамента, для чего следует использовать специальный прием, предложенный В. А. Флориным (1948).

## ВЫВОДЫ

С помощью электроинтегратора могут быть решены задачи об определении напряжений в упругом массиве под воздействием местной нагрузки, распределенной по произвольному закону, а также задачи о нахождении реакций под подошвой жесткого штампа.

В статье показана методика моделирования плоской задачи, составление расчетной и электрической схем, задание граничных условий и т. д.

Показана также принципиальная возможность получения решений для задач при различных, усложняющих условиях.

## ЛИТЕРАТУРА

Гутенмахер Л. И. Электрические модели. Изд. АН СССР, 1949.
Дятловицкий Л. И. Определение напряжений в основании сооружений с помощью электромоделирования или приборов ЭГДА. Гидротехнич. стр-во, 1952, № 4.
Лукьянов В. С. Гидравлические приборы для технических расчетов. Изв. АН СССР, 1939, № 2.
Флорин В. А. Расчеты оснований гидротехнических сооружений. М., Стройиздат, 1948.
Цытович Н. А. Механика грунтов. М., Стройиздат, 1940.

## СОДЕРЖАНИЕ


Предисловие . . . . . 3

*Раздел I*

О ФИЗИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ И ПРОЦЕССАХ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТАХ

Н. А. Цытович, З. А. Нерсесова, А. П. Боженова, И. А. Тютюнов, Б. Н. Достовалов, П. А. Шумский, Ф. Г. Бакулин, Б. А. Савельев, В. Ф. Жуков, Г. А. Мартынов, С. С. Вялов, Е. П. Шушерина
О физических явлениях и процессах в промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах (некоторые обобщения) . . . . . 7
Введение . . . . . 7
Глава I. Мерзлые грунты как сложные многофазные системы 10
1. Основные составляющие мерзлых грунтов . . . . . 10
2. Категории влаги в мерзлых грунтах. . . . . 11
3. Фазовый состав воды в мерзлых грунтах . . . . . 14
4. Принцип равновесного состояния воды в мерзлых грунтах 21
Глава II. Физические явления и процессы в промерзающих и мерзлых грунтах . . . . . 23
1. Температурная характеристика процесса замерзания воды в грунтах . . . . . 23
2. Физико-химические процессы в мерзлых грунтах . . . . . 27
3. Физические и физико-механические процессы в промерзающих и мерзлых грунтах . . . . . 31
Глава III. Строение мерзлых пород . . . . . 52
1. Процессы формирования мерзлых пород . . . . . 53
2. Текстуры мерзлых пород . . . . . 57
3. Структуры мерзлых пород . . . . . 68
Глава IV. Физические явления и процессы в оттаивающих грунтах . . . . . 72
1. Общие положения . . . . . 72
2. О таянии льда, содержащегося в мерзлых грунтах . . . . . 73
3. Перераспределение влаги в оттаивающих грунтах . . . . . 75
4. Деформация мерзлых дисперсных грунтов при их оттаивании . . . . . 78
Глава V. Изменение свойств грунтов при промерзании и оттаивании . . . . . 84
1. Некоторые общие замечания . . . . . 84
2. Влияние промерзания на некоторые физические и физико-механические свойства грунтов . . . . . 85





3. Влияние оттаивания на изменение свойств мерзлых грунтов 98
4. Изменение физико-механических свойств грунтов в результате промерзания и последующего оттаивания . . . . . 99
Заключение . . . . . 100

*Раздел II*

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ОТДЕЛЬНЫМ ВОПРОСАМ ФИЗИКИ И МЕХАНИКИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

А. П. Боженова и Ф. Г. Бакулин. Экспериментальные исследования механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах . . . . . 117
А. П. Боженова. Значение осмотических сил в процессе миграции влаги в грунтах. . . . . 129
В. Д. Комаров. О водопроницаемости мерзлого песка . . . . . 142
В. И. Иванов. К вопросу о фильтрации воды в мерзлых грунтах . . . . . 149
З. А. Нерсесова. Изменение активной поверхности грунтов при положительной и отрицательной температуре . . . . . 163
З. А. Нерсесова. Влияние обменных катионов на фазовый состав воды в мерзлых грунтах . . . . . 168
В. Г. Григорьева. О понижении температуры замерзания воды в дисперсных грунтах. . . . . 177
О. С. Коннова. Некоторые результаты исследования строения мерзлых пород . . . . . 195
Н. В. Золотарев. Некоторые теплофизические характеристики намывных песков . . . . . 227
С. С. Вялов. Реологические процессы в мерзлых грунтах и условие их предельного равновесия . . . . . 234
Н. К. Пекарская и Н. А. Цытович. О роли трения и сцепления в общем сопротивлении мерзлых грунтов сдвигу при быстром возрастании нагрузки . . . . . 255
Н. К. Пекарская. К методике определений сопротивления мерзлых грунтов сдвигу . . . . . 274
Е. П. Шушерина, Н. А. Цытович. Некоторые опыты по изучению влияния промораживания и последующего оттаивания на прочность глинистых грунтов . . . . . 280
В. Г. Березанцев. Предельное равновесие грунтов при вдавливании сферических штампов . . . . . 289
М. Н. Гольдштейн. Исследование на моделях деформаций основания при его промерзании . . . . . 296
С. С. Вялов. Применение электроинтегратора для определения напряжений в грунтах . . . . . 312

**Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов**

*Сборник 3*

*

*Утверждено к печати*
*Институтом мерзлотоведения*
*Академии наук СССР*

*

Редактор издательства *К. М. Феодотьев*
Технический редактор *Е. В. Макуни*

*

РИСО АН СССР № 35-30В. Сдано в набор 18/X-1956 г.
Подп. в печать 29/III-1957 г. Формат бум. 60×92¹/₁₆
Печ. л. 20,4+7 вкл. Уч.-изд. лист. 19,2+05 вкл.
Тираж 1800. Т-02341. Изд. № 1735. Тип. зак. 1049.

*Цена 15 руб. 45 к.*

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-64, Подсосенский пер., д. 10

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Шубинский пер., д. 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

| Стр. | Строка | Напечатано | Должно быть |
|---|---|---|---|
| 18 | 5 св. | 80,3 | 38,3 |
| 120 | 4 сн. | на двухпленочном | на двух: пленочном . . . |
| 179 | графа 3, стр. 5 св. | раствора | раствора (н). |
| 228 | 13 св. | $v_2$ | $\theta_2$ |
| | 7 св. | $v$ | $\theta$ |
| 230 | 8 св. | (формула 1) | (формула 2) |
| | 10 св. | (формула 1) | (формула 2) |
| 240 | 4 сн. | $(tv)$ | $(t—v)$. |